

Вестник Московского университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 1 · 2021 · ЯНВАРЬ–ФЕВРАЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Панина Л.В., Зайцев В.А., Агибалов А.О., Мануилова Е.А., Бардышев Г.П. Основные черты новейшей геодинамики Северо-Западного и Центрального Кавказа	3
Сенцов А.А., Агибалов А.О. Выделение зон возможных очагов землетрясений в Фенноскандии по данным анализа сейсмичности и компьютерного геодинамического моделирования	15
Мануилова Е.А. Новейший структурный план Западно-Сибирской плиты	23
Яковишина Е.В., Копаевич Л.Ф., Никишин А.М., Фрейман С.И., Устинова М.А. Строение и условия формирования кампанских отложений Северо-Западного Кавказа (разрез Галицыно)	31
Сивков Д.В., Прокофьев В.Ю., Чикатуева В.Ю. Новые данные о условиях форми- рования золотой минерализации месторождения Дражное (Республика Саха (Якутия)) по результатам исследования флюидных включений	42
Свистунов В.В., Прокофьев В.Ю. Состав рудообразующего флюида и физико-химиче- ские параметры формирования промышленных руд Малмыжского Au-Cu-порфирового месторождения на примере рудного участка Свобода (Дальний Восток, Россия) .	50
Эдер В.Г., Балушкина Н.С., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н. Литолого-геохими- ческие свидетельства катагенетических преобразований черных сланцев на примере баженовской свиты Западной Сибири	58
Цветкова П.А., Федулов В.В., Сауткин Р.С. Новые походы к разработке тонкосло- истых недонасыщенных коллекторов (викуловская свита на Красноленинском своде Фроловской нефтегазовой области)	71
Закревский К.Е., Нассонова Н.В., Калмыков Г.А. Особенности литологического моделирования залежей углеводородов некомских клиноформ в Западной Сибири	79
Калмыков А.Г., Гафурова Д.Р., Тихонова М.С.. Видищева О.Н., Иванова Д.А., Манько И.Э.. Корост Д.В., Бычков А.Ю. Калмыков Г.А. Влияние состава пород высокоуглеродистых формаций на процесс генерации нефти и газа (результаты лабораторного моделирования)	85
Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К., Коногорова Д.В., Васильев Е.А., Самосоров Г.Г. Морфология и дефектно-примесейский состав алмазов из трубы Заполярная	99
Липатникова О.А., Лубкова Т.Н. Формы нахождения микроэлементов в природных водах водоемов канала имени Москвы и Волго-Балтийской системы	110
Гнатюк И.И., Мотенко Р.Г. Оценка глубины сезонного оттаивания при изменении теплофизических характеристик насыпных грунтов	117
<i>Краткие сообщения</i>	
Савенко А.В., Бычков А.Ю., Полтавская С.В., Савенко В.С. Фтор в водах грязевых вулканов Керченско-Таманского региона	124
Шумкин Е.А. Оценка взаимосвязи консистенции глинистых грунтов и кинематических параметров упругих волн	129

CONTENTS

Panina L.V., Zaitsev V.A., Agibalov A.O., Manuilova E.A., Bardishev G.P. Main features of the latest geodynamics of the North-West and Central Caucasus	3
Sentsov A.A., Agibalov A.O. Determination of seismic generation zones of Fennoscandia according to data of analysis of seismicity and computer geodynamic modelling	15
Manuilova E.A. Neotectonics of the central part of the West-Siberian plate	23
Yakovishina E.V., Kopaevich L.F., Nikishin A.M., Freiman S.O., Ustinova M.A. Structure and condition of formation of Campanian deposits of the North-Western Caucasus (Galitsyno section)	31
Sivkov D.V., Prokof'ev V.Yu., Chikatueva V.Yu. New data on the formation conditions of the Drazhnoye deposit gold mineralization (Republic Sakha, Yakutia)	42
Svistunov V.V., Prokofiev V.Yu. Composition of the ore-forming fluid and physicochemical parameters of ores formation of the Malmyzh Au-Cu-porphyry deposit on the example ore area Freedom (Far East, Russia)	50
Eder V.G., Balushkina N.S., Zamirailova A.G., Fomin A.N. Lithological and geochemical evidence of catagenetic transformations of black shales on the example of the Bazhenov formation in Western Siberia	58
Tsvetkova P.A., Fedulov V.V., Sautkin R.S. New approaches to the development of thin-layered undersaturated reservoirs (Vikulovskaya series of the Krasnoleninskii dome of the Frolovskaya petroleum area)	71
Zakrevskiy K.E., Nassanova N.V., Kalmykov G.A. Features of lithological modeling Neocomian clinoform hydrocarbon deposits of Western Siberia	79
Kalmykov A.G., Gafurova D.R., Tikhonova M.S., Vidishcheva O.N., Ivanova D.A., Manko I.E., Korost D.V., Bychkov A.Yu., Kalmykov G.A. Rock shale mineral composition influence on oil and gas generation process (results from laboratory experiments)	85
Vyatkin S.V., Kriulina G.Y., Garanin V.K., Konogorova D.V., Vasiliev E.A., Samosorov G.G. Morphology and defect-impurity composition of the Zapolyarnaya pipe diamonds	99
Lipatnikova O.A., Lubkova T.N. Heavy metal speciation in natural waters of water bodies of the Moscow channel and the Volga-Baltic system	110
Gnatyuk I.I., Motenko R.G. Evaluation of the depth of seasonal defrosting at change of thermal physical characteristics of bulk soils	117
 <i>Brief communications</i>	
Savenko A.V., Bychkov A.Yu., Poltavskaya S.V., Savenko V.S. Fluorine in the mud-volcano waters of the Kerch-Taman region	124
Shumkin E.A. Assessment of the relationship between clay soils consistency and kinematic parameters of elastic waves	129

УДК 550.34

Л.В. Панина¹, В.А. Зайцев², А.О. Агибалов³, Е.А. Мануилова⁴, Г.П. Бардышев⁵

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

*ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1
ФГБУН «Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН», 123242, Москва, Большая Грузинская ул., 10, стр. 1*

*Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
Schmidt Earth Physics Institute RAS, 123242, Moscow, Bol'shaya Gruzinskaya str., 10–1, bd 1*

Структурно-геоморфологический и морфометрический анализ Северо-Западного и Центрального Кавказа (до меридиана г. Эльбрус) и прилегающих территорий предгорных впадин и Черноморского бассейна, дополненный компьютерной статистической обработкой полевых замеров трещиноватости, позволил выявить продольную и поперечную зональность новейших дислокаций, как правило, унаследованную от древних этапов развития. Неотектонической зональности подчинено распределение землетрясений. Установлено, что трещиноватость разновозрастных горных пород определяет ориентировку современной эрозионной сети, а линии ее вытянутости, построенные с помощью программы LESSA, коррелируют с полем тектонических напряжений. Морфометрический анализ показал высокую степень статистической корреляции между плотностью землетрясений и величиной вертикального расчленения рельефа, скоростью современных вертикальных движений, что позволяет рекомендовать эти параметры для прогноза сейсмичности.

Ключевые слова: неотектоника, структурно-геоморфологический анализ, морфометрический анализ, разрывы, трещиноватость, сейсмичность.

Structural-geomorphological and morphometric analyses of the North-West and Central Caucasus (to the meridian of Elbrus) and adjacent areas of the foothills and the Black Sea basin, supplemented by computer statistical processing of field fracturing measurements, revealed the longitudinal and transverse zonal of the latest dislocations, which is inherited from ancient stages of development. The distribution of earthquakes is subordinate to the neotectonic zonal. It has been established that the cracking of different age rocks determines the orientation of the modern erosion network, and the lines of its elongation, built with the help of the LESSA program, correlate with the field of tectonic stresses. Morphometric analysis showed a high degree of statistical correlation between the density of earthquakes and the magnitude of the vertical dissection of the relief, the speed of modern vertical movements, which makes it possible to recommend these parameters for forecasting seismicity.

Key words: neotectonics, structure and geomorphologic analysis, morphometric analysis, faults, jointing, seismicity.

Введение. Изучением новейшей тектоники и сейсмичности Северо-Западного и Центрального Кавказа занимались многие исследователи. Наиболее известны работы В.Е. Хaina, М.В. Муратова (1962), Е.Е. Милановского (1968), Л.П. Полканова (1971), Н.И. Николаева (1979), А.И. Летавина и В.М. Перервы (1987), С.А. Несмеянова (1992, 1999) и др. В задачи наших исследований входило выявление новейших дислокаций и установление их взаимосвязи с сейсмическими событиями с использованием геоморфологических методов в комплексе с современными методиками компью-

терной обработки полученных данных, включая анализ трещиноватости разновозрастных пород.

Материалы и методы исследований. Работа была направлена на выявление взаимосвязей новейших дислокаций с характером трещиноватости разновозрастных горных пород и сейсмичностью. Выполнен комплекс исследований, включавший структурно-геоморфологическое дешифрирование топографических карт и космических снимков в масштабе 1:1 000 000, 1:500 000, а для отдельных районов и детальнее; морфометрический анализ на основе цифровой модели рельефа (ЦМР) ASTER

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: panina53@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.- минер. н.; e-mail: v.zaitsev@mail.ru

³ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, ст. науч. с.; e-mail: agibalo@yandex.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирант; e-mail: manuilovaekaterina139@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, студент; e-mail: grbard@yandex.ru

GDEM; построение карт базисных поверхностей для речных долин разного порядка; статистический анализ сейсмических событий. Также выполнены полевые замеры трещиноватости и борозд скольжения на территории Центрального и Северо-Западного Кавказа (от района Минеральных Вод до окрестностей пос. Джубга). Полевой фактический материал (трещины и борозды скольжения) обрабатывался на компьютере с использованием программы STEREONET, что позволило представить розы-диаграммы трещиноватости и определить ориентировку полей напряжений по бороздам скольжения. Кроме того, выполнен компьютерный анализ эрозионной сети с применением программы LESSA, в результате чего построены такие важные характеристики рельефа, как линии вытянутости, розы-диаграммы речной сети, перпендикулярные к линиям вытянутости направления. С этими характеристиками сопоставляли розы-диаграммы замеренной в поле трещиноватости пород. Полученные закономерности коррелировали с распределением землетрясений и новейшими дислокациями, выявленными структурно-геоморфологическим и морфометрическим методами. Работа выполнялась с использованием ГИС-технологий, позволяющих сопоставлять разного рода материалы и получать наиболее достоверную информацию о новейших дислокациях, проводить их корреляцию с геологическими, сейсмическими данными, современными горизонтальными и вертикальными движениями и другими геодинамическими характеристиками.

Результаты исследований и их обсуждение. Новейшее строение Северо-Западного и Центрального Кавказа. Горно-складчатое сооружение Большого Кавказа возникло на месте альпийских бассейнов, развивавшихся с конца палеозоя или ранней юры. Становление новейшей структуры альпийского горно-складчатого сооружения Большого Кавказа датируется поздним сарматом. С этого времени происходит активный рост Кавказского орогена, а в пред- и межгорных впадинах, испытывающих интенсивное погружение, накапливаются грубые молассовые отложения, это позднеорогенная (или конэрэзионная) стадия развития. Дальнейшее развитие орогенного процесса привело к разрастанию положительных структурных форм за счет сопредельных отрицательных и к вовлечению в поднятие структур Западно-Кубанской, Восточно-Кубанской, Терско-Каспийской предгорных впадин [Костенко, Панина, 2001]. В современном рельефе ороген Большого Кавказа выражен асимметричным сводово-глыбовым поднятием, северный склон которого на западе и востоке полого спускается в область Предкавказских прогибов, а в центральной части граничит со Ставропольским поднятием. Крутой южный склон соседствует со структурами Закавказья. Характерна поперечная и продольная зональность орогена, благодаря которой в рельефе выделяется ряд ступеней — сегмен-

тов, границами которых служат зоны разломов, как правило, выраженных в рельефе. Западной ступенью служит слабоприподнятое горное сооружение Северо-Западного Кавказа с амплитудой новейших поднятий до 2–2,5 км в своде, которая уменьшается на северо-западной периферии до 100–250 м. Центральная ступень соответствует наиболее поднятыму Центральному Кавказу, более широкому и сложнопостроенному, с максимальной амплитудой поднятий в районе исследования 5,1 км (рис. 1). Границей между ступенями служит субмеридиональная Пшехско-Адлерская зона разломов, которая, пересекая горное сооружение, продолжается в Западно-Кубанскую предгорную впадину, где служит ее восточной границей. Отдельные разрывы этой зоны достаточно хорошо дешифрируются в рельефе, совокупность их представляет новейшую шовную зону поперечного дробления со сбросовой кинематикой [Несмеянов, 2001].

Северо-Западный сегмент. Новейшая структура Северо-Западного Кавказа представляет собой систему блоковых поднятий центральной сводовой части и склонов орогена, разделенных узкими долинами. Реже, особенно на западной периферии, встречаются и пликативные поднятия (например, Новороссийское). Центральное сводовое поднятие Северо-Западного Кавказа с крутым южным и пологим северным склонами обладает уплощенной формой и характеризуется умеренными значениями (до 2,5 км) амплитуд в восточной, пограничной с Центральным Кавказом области, уменьшаясь на западе до 100 м, где это поднятие граничит с более опущенной Керченско-Таманской областью. Северный склон поднятия полого погружается в сторону Западно-Кубанской впадины, южный — кротко обрывается в Черное море. Блоковые поднятия орогена отделены одно от другого продольными (субширотными) региональными разломами — взбросами, надвигами, сбросами, выделенными ранее в работах [Несмеянов, 1992, 1999; Рогожин, Овсяченко, 2005]. К числу наиболее протяженных относятся Гайдукский, Бабичевский, Неберджавский, Северо-Шизский, Северо-Котхский сбросы. Существенное место в новейшей структуре Северо-Западного Кавказа занимают взбросово-надвиговые дислокации, установленные по данным бурения [Попков, 2007]. Наиболее ярко в виде ступени в рельефе выражен Ахтырский надвиг, по которому северный склон горного сооружения граничит с Западно-Кубанской предгорной впадиной.

По данным [Попков, 2007], Ахтырский надвиг имеет сложное строение и состоит из серии отдельных надвигов, по которым структуры Собербаш-Гунайского синклиниория Северо-Западного Кавказа переместились на север, перекрыв южный склон Западно-Кубанской предгорной впадины. Такое взаимоотношение орогенов с предгорными впадинами типично и часто встречается. Другие

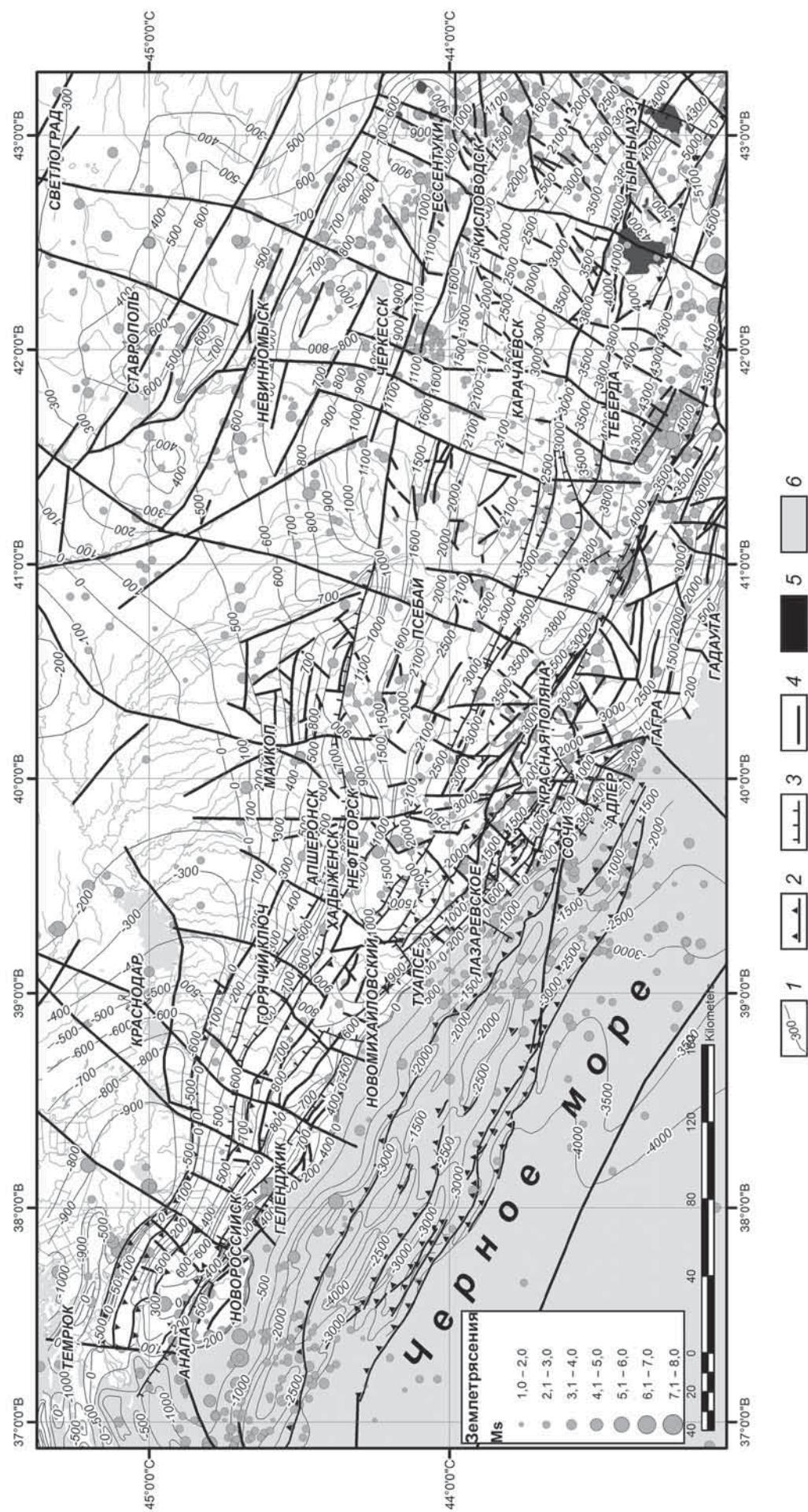


Рис. 1. Карта новейшей тектоники Северо-Западного и Центрального Кавказа:
 1 — амплитуды новейших поднятий; 2 — разрывы с неустановленной кинематикой; 3 — взвороты
 и акватории морей

исследователи трактуют эту зону сочленения как флексурно-разрывную [Несмейнов, 2001]. По геофизическим данным пограничная зона интерпретируется как вертикальный глубинный разлом. Анализ кривых тектонического прогибания территории Западно-Кубанской впадины показал, что начиная с позднего миоцена происходила ее миграция на север [Костенко, Панина, 2001]. На это указывает и смещение русла р. Кубань. Последнее обстоятельство свидетельствует, скорее, о взбросо-надвиговой природе Ахтырского разлома и перемещении структур в северном направлении. Южнее Ахтырского разлома в рельфе хорошо выражены надвиги, нарушающие структуры Псебайско-Гойтхского антиклиниория. Надвиги с северным падением сместителя прослеживаются и на южном склоне орогена на участке между Туапсе и Сочи (Воронцовский и др.). Взбросо-надвиговыми дислокациями осложнены линейные субширотные складки в погруженной части Туапсинского прогиба Черного моря. Осевые поверхности складок наклонены на север, как взбросы и надвиги, по которым структуры Туапсинского прогиба надвигаются на поднятие Шатского, где отложения залегают почти горизонтально.

Помимо субширотной для Северо-Западного Кавказа, как и для всего Большого Кавказа, характерна и поперечная зональность, обусловленная ступенчатым понижением абсолютных отметок блоков рельефа в направлении от Пшехско-Адлерской поперечной зоны разломов на востоке до меридиана Темрюк—Анапа на западе. Субмеридиональные дислокации зоны разрывов представляют собой структуры растяжения, возникшие при росте поднятий Большого Кавказа в субмеридиональном поле сжатия. Эти зоны разрывов разрабатываются речными долинами, смещают хребты, вдоль них изменяется простирание структур, они служат границами разновысотных блоков и часто маркируются эпицентрами землетрясений. Среди наиболее протяженных зон, пересекающих горное сооружение и Западно-Кубанскую впадину, отметим Усть-Кубанскую, Новороссийскую, Дивноморскую, Краснодарскую, Новомихайловскую, Туапсинскую зоны [Костенко, Панина, 2001].

Центральный сегмент. Центральная ступень Большого Кавказа расположена восточнее Пшехско-Адлерской зоны разломов. Мы рассматривали ее часть, ограниченную на востоке меридианом от г. Иноземцево (район Минеральных Вод) на севере до Чегемского вулканического массива на юге. Абсолютные отметки рельефа в центральном поднятии Кавказа резко возрастают. На построенной карте сводовая часть поднятия оконтуривается изобазой 5,1 км. Отметим, что при построении карты новейшей тектоники учитывалась денудация, поэтому отметки изобаз выше, чем на ранее опубликованной карте Е.Е. Милановского масштаба 1:1 000 000 [Милановский, 1968]. Горное соору-

жение обладает асимметрией с крутым южным и пологим северным склонами и становится шире по сравнению с западным сегментом Большого Кавказа. Этот сегмент обладает сложной структурой и соответствует кристаллическому ядру Большого Кавказа, сложенному палеозойскими метаморфическими породами и гранитными интрузивами, которые в рельфе выражены наиболее высокими горными вершинами.

В новейшем структурном плане здесь так же, как и на Северо-Западном Кавказе, проявляется продольная и поперечная тектоническая зональность, которая выражается в рельфе в виде мозаики блоков разной амплитуды. Границами этих блоков служат зоны разрывов, сбросы, взбросы, сдвиги. Наиболее протяженные из них показаны на карте (рис. 1). Эти разрывные нарушения выражены в рельфе уступами, подчеркиваются фрагментами речных долин. К числу наиболее протяженных относится Пшекиш-Тырныаузская шовная зона палеозойского заложения, фрагменты которой реанимированы в новейший этап развития. Северный и южный склоны орогена нарушены серией разрывов, часто сбросового характера. К протяженным субширотным сбросам относятся Северо-Мзыгинский, Архызский, Южно-Ацгаринский, Южно-Сибистинский, Горячеключинский, выделенные ранее [Несмейнов, 1999]. Крутой южный склон нарушен Главным Кавказским надвигом с северным падением сместителя. Ставропольское поднятие, примыкающее с севера к орогенному сооружению Центрального Кавказа, также осложнено серией разрывов запад-северо-западного простириания, параллельных структурам Кавказа. В район исследования частично попадает Армавиро-Невинномысский разрыв, продолжающийся на востоке и проходящий через район Минеральных Вод и восточнее. Севернее параллельно ему в рельфе выражен разрыв, следующий через Ставрополь и далее на восток, в область Терско-Каспийского прогиба. Оба разрыва подчеркнуты сейсмичностью.

В новейшей структуре Центрального сегмента Кавказа помимо субширотных разрывов существенную роль играют поперечные разрывные дислокации. Эти разрывы имеют субмеридиональное (север-северо-восточное) и север-северо-западное простириание и разрабатываются фрагментами речных долин Баксана, Белой, Малой и Большой Лабой, Большим Зеленчуком, Тебердой, Подкумком и др. Эти разрывы часто представляют собой сбросы со сдвиговой составляющей; начинаясь в сводовой части орогена, они прослеживаются в Восточно-Кубанскую впадину и Ставропольское поднятие. Они служат границами блоков с разными максимальными отметками рельефа и в сочетании с продольными разрывами субкавказского простириания образуют блоковую структуру Кавказа.

Помимо установленных разрывных нарушений по геоморфологическим признакам были выявлены линеаменты или слабые зоны (зоны разрывов, трещиноватости, дробления пород), которые ограничивают блоки рельефа и вписываются в новейший структурный рисунок Кавказа. Они не показаны на карте новейшей тектоники в силу мелкого масштаба рис. 1.

Морфометрический анализ рельефа. Для морфометрического анализа использована цифровая модель рельефа, на основе которой с помощью программы ArcGis были построены схемы крутизны склонов, стандартных отклонений высот рельефа, величин вертикального расчленения, разности базисных поверхностей. Эти показатели традиционно используются при выполнении морфометрических исследований, поскольку они тесно связаны с характером тектоническим движением. Для расчета глубины вертикального расчленения территории Северо-Западного и часть Центрального Кавказа были разделены на ячейки размером 10×10 км, в пределах которых определяли разность высот. Эти расчетные ячейки использованы также для вычисления стандартных отклонений высоты, служащих одним из показателей расчлененности земной поверхности. В качестве вспомогательного морфометрического параметра использованы разности базисных поверхностей речных долин разных порядков, рассчитанные по методике В.П. Философова [Философов, 1960]. По его мнению, они отражают направленность неотектонических движений, произошедших за определенный этап, длительность которого определяется временем формирования долин соответствующих порядков. В качестве показателей, характеризующих сейсмичность Северо-Западного Кавказа, нами были выбраны следующие параметры: плотность эпицентров землетрясений [Рогожин и др., 2014], скорость современных вертикальных движений и плотность разрывных нарушений, показанные на государственных геологических картах масштаба 1:200 000 [База..., 2020]. Их сопоставление с морфометрическими параметрами рельефа про-

водилось путем расчета значений коэффициента корреляции Пирсона между соответствующими поверхностями.

Морфометрический анализ рассматриваемой территории позволил выделить 8 порядков водотоков. Нами рассмотрены карты базисных и разности базисных поверхностей с 3-го по 6-й порядок. Базисные поверхности 1-, 2-, 7- и 8-го порядков были исключены из рассмотрения из-за масштаба. Общая особенность построенных карт разностей базисных поверхностей — приуроченность повышенных значений этого параметра (>400 м) к юго-восточной части Северо-Западного Кавказа, в то время как северо-западная часть находится в области более низких значений (от -120 до $+200$ м).

Анализ построенных карт крутизны склонов, стандартных отклонений высот и глубины вертикального расчленения показывает их сходство между собой. Высокие значения упомянутых параметров характерны для южной и юго-восточной частей изучаемого района, отличающихся повышенными высотными отметками. Эти области характеризуются сейсмической активностью, большими значениями скорости современных вертикальных движений и повышенными значениями плотности разрывов. Между рассчитанными нами морфометрическими параметрами и рядом показателей, характеризующих сейсмичность Северо-Западного Кавказа (плотность эпицентров землетрясений, скорость современных вертикальных движений), существует численная корреляция (таблица). Отметим, что наибольшее значение коэффициента корреляции Пирсона с сейсмичностью имеет параметр глубины вертикального расчленения (рис. 2), который достигает величины 0,76. Эти данные позволяют сделать вывод о том, что облик рельефа рассматриваемой территории в значительной степени обусловлен влиянием сейсмотектонических процессов.

Взаимосвязь новейших дислокаций с трещиноватостью разновозрастных пород. Полевые замеры трещин и борозд скольжения на территории Центрального и Северо-Западного Кавказа (от

Значения коэффициента корреляции Пирсона между морфометрическими параметрами рельефа и показателями, характеризующими сейсмичность Северо-Западного Кавказа.

Морфометрические параметры рельефа	Показатели, характеризующие сейсмичность Северо-Западного Кавказа		
	Плотность эпицентров землетрясений, км^{-1}	Скорость вертикальных движений, $\text{мм}/\text{год}$	Плотность разломов, км^{-1}
Высота рельефа, м	0,70	0,79	0,48
Крутизна склонов, град	0,74	0,72	0,67
Стандартные отклонения высот, м	0,75	0,76	0,60
Глубина вертикального расчленения, м	0,76	0,78	0,62
Разности базисных поверхностей, м:			
а) 3- и 4-го порядка	0,48	0,53	0,41
б) 4- и 5-го порядка	0,39	0,46	0,30
в) 5- и 6-го порядка	0,45	0,57	0,38

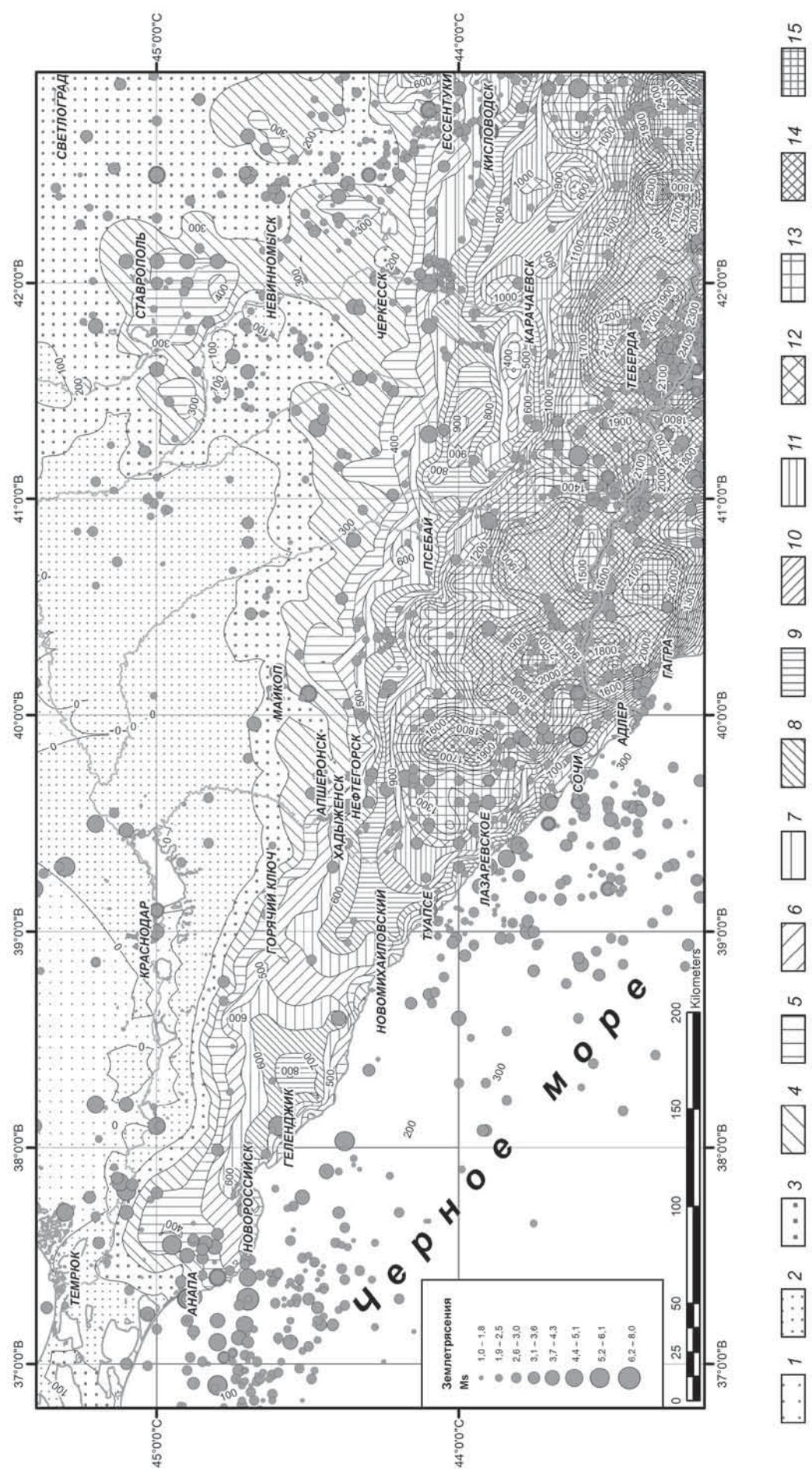


Рис. 2. Карта величин глубины вертикального вреза: глубина вертикального вреза в м: I — <0, 2 — 0—100, 3 — 100—200, 4 — 200—300, 5 — 300—400, 6 — 400—500, 7 — 500—600, 8 — 600—700, 9 — 700—800, 10 — 800—900, 11 — 900—1000, 12 — 1000—1100, 13 — 1100—1600, 14 — 1600—2000, 15 — 2000—2600

района Минеральных Вод до окрестностей пос. Джубга) обработаны на компьютере с использованием программы STEREONET, что позволило представить розы-диаграммы трещиноватости и определить ориентировку полей напряжений по бороздам скольжения. Кроме того, выполнен компьютерный анализ эрозионной сети с применением программы LESSA, в результате которого получены такие важные характеристики рельефа, как линии вытянутости, розы-диаграммы речной сети и направления, перпендикулярные к линиям вытянутости. С этими характеристиками сопоставлены розы-диаграммы трещиноватости пород.

Полученные данные коррелировали с распределением землетрясений и новейшими дислокациями, выявленными структурно-геоморфологическим и морфометрическим методами. Замеры проводились в разновозрастных породах и в различных структурных элементах Кавказа. Были замерены трещины в миоцен-плиоценовых вулканитах Эльбрусской области, приуроченной к Транскавказскому поперечному поднятию Кавказа в районе Пятигорска, Железноводска, Минеральных Вод, где они слагают горы Змейка, Бештау, Развалка, Машук и др. Сопоставление замеров трещиноватости с простиранием эрозионной сети с помощью программы LESSA [Златопольский, 1988] выявило зависимость между системами трещин в породах и ориентировкой речных долин (рис. 3), что позволяет использовать розы-диаграммы простирания эрозионной сети как показатель степени трещиноватости горных пород.

Согласно смещениям, выявленным по бороздам скольжения в олигоценовых отложениях на северо-восточном склоне г. Развалка, ось сжатия имеет север-северо-восточную ориентировку (рис. 3), что совпадает с субмеридиональными разрывными нарушениями, установленными по геологическим исследованиям. Это обстоятельство позволяет интерпретировать эти разрывы как структуры растяжения и объясняет появление системы север-северо-восточных трещин в магматическом массиве г. Развалка. Отметим, что субмеридиональные трещины обнаружены и в верхнемеловых мергелях г. Машук. Кроме того, здесь присутствуют северо-восточные трещины, что совпадает с простиранием разрывов, показанных на геологической карте, примечательно, что эрозионная сеть имеет такую же ориентировку. Таким образом, эти направления наследуются в новейший тектонический этап, по нему произошло внедрение интрузий в миоцене.

Эти закономерности ярче выражены в окрестностях г. Эльбрус, сложенной позднеплиоцен-голоценовыми вулканитами преимущественно кислого и среднего состава, вплоть до основных андезиобазальтов. Ранее Е.Е. Милановским [1968] было выделено несколько вулканических центров, которые контролируются зонами поперечных раз-

ломов и трещин и их пересечением. Существенную роль при этом играла Пшекиш-Тырныаузская шовная зона, выраженная в рельфе системой субширотных разрывов, разделяющих разновысотные ступени рельефа. В результате наших замеров трещиноватости в лавах на южном склоне вулкана, вблизи Поляны Азау на высоте 3010 м, возраст которых примерно 10 тыс. лет (Н.В. Короновский, устное сообщение) выявлено два направления: субмеридиональное (350°) и северо-восточное (60°). Эти направления трещиноватости устойчиво фиксируются во всех точках наблюдения независимо от типов и возраста горных пород: в палеозойских гранитах, протерозойских гнейсах и голоценовых дакитовых лавах и туфах. Выявленные простирания трещин четко коррелируют с ориентировками эрозионной сети. По замерам борозд скольжения установлено северо-восточное направление оси сжатия, причем как в голоценовых лавах, так и в протерозойских гнейсах.

Замеры трещиноватости в мезозойских и кайнозойских породах зоны грабен-синклиниория Передового хребта, обнажающихся в долинах р. Мзымта и ее притоков, выявили изменение преобладающего простирания с северо-восточного в районе курорта Эстосадок на северо-западе на участке от устья р. Чвежипсе (правый приток р. Мзымта) до Ахтырского каньона. В толще переслаивания песчаников и алевролитов раннеюрского возраста, развитых в правом и левом бортах долины р. Ачипсе (окрестности города-курорта Эстосадок), замерены трещины северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания, что совпадает с ориентировками речной сети. Северо-западное простирание присуще и долине р. Ачипсе, которая, по-видимому, разрабатывает зону разрыва. Параллельно долине по геологическим данным также выделяется разрывное нарушение. Кроме того, долина р. Мзымта на этом участке субширотна и находится в соответствии с ориентировкой замеренных трещин. Таким образом, северо-западные и субширотные трещины вписываются в тектоническую ситуацию.

Для обнажающихся алевролитов и аргиллитов позднемелового возраста на правом борту долины р. Мзымта, в районе впадения в нее р. Чвежипсе и далее вниз по течению вблизи пос. Кепша рисунки роз-диаграмм трещин схожи. Здесь преобладают трещины северо-западного простирания, но проявляются и северо-восточные. Северо-западное простирание трещин находится в соответствии с ориентировкой долин рек Чвежипсе и Кепша, правых притоков р. Мзымта, а северо-восточное — с простиранием долины р. Мзымта. По геологическим данным здесь выделена система северо-западных разрывных нарушений, а по структурно-геоморфологическим — Мзымтинский и Кепшинский сбросы [Несмеянов, 1992]. В районе пос. Красная Скала нижне-среднекайнозойская

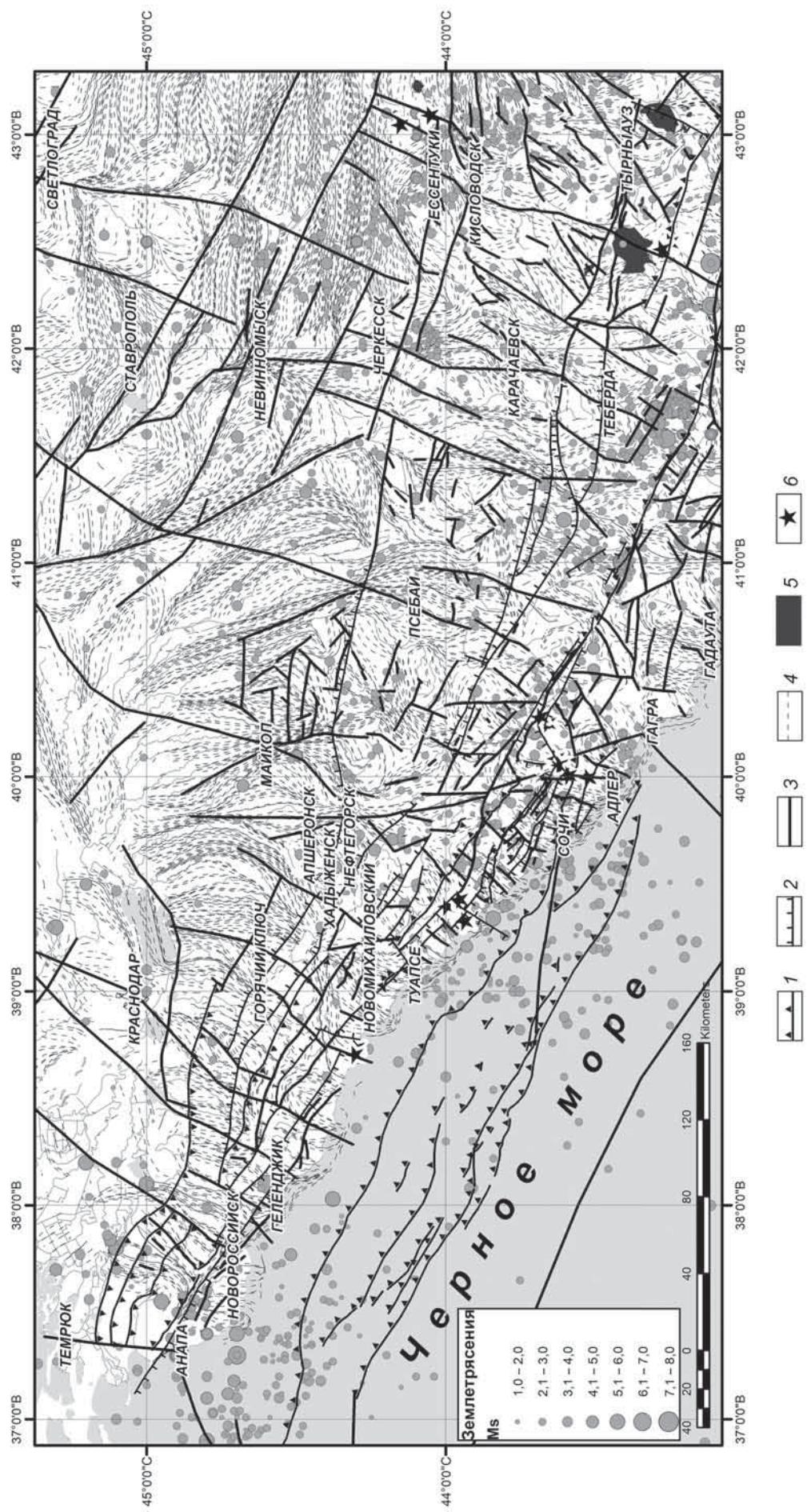


Рис. 3. Карта линий вытянутости эрозионной сети и новейших разрывных нарушений: 1 — надвиги и взбросы; 2 — сбросы; 3 — разрывы с неустановленной кинематикой; 4 — линии вытянутости эрозионной сети; 5 — вулканические и интрузивные образования; 6 — точки полевых наблюдений

толща переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников, смятых в складки, нарушена трещинами и разрывами преимущественно северо-западного простирания. Здесь наблюдается система взбросов, также простирающихся в северо-западном направлении. Эти дислокации коррелируют с разрывными нарушениями, установленными геолого-геоморфологическими методами.

Результаты замеров трещиноватости в районе Ахтырского каньона (окрестности пос. Казачий Брод) в верхнемеловых мергелях указывают на северо-западное, северо-восточное и субмеридиональное простирание дислокаций. Появившиеся здесь субмеридионально ориентированные трещины согласны с простиранием долины р. Мзымта, которая разрабатывает новейший сброс. Важно отметить, что изменение ориентировки долины с северо-восточной на субмеридиональную коррелирует с розами-диаграммами трещиноватости.

Борозды скольжения также изменяют ориентировку. Так, в районе г. Эстосадок преобладают сдвиговые смещения (правой и левой кинематики), указывающие на обстановку субмеридионального сжатия. Этую же ориентировку имеют линии вытянутости, рассчитанные с помощью программы LESSA. Вниз по долине, в районе впадения р. Чвежипсе, эти линии исчезают, а борозды скольжения указывают на субвертикальное положение оси сжатия. Ниже по течению р. Мзымта борозды скольжения свидетельствуют о горизонтальном северо-восточном положении оси сжатия, что коррелирует с линиями вытянутости эрозионной сети.

В окрестностях пос. Лазаревское (Чвежипсинская покровно-складчатая зона Северо-Западного Кавказа) замеры трещиноватости проводили в меловых отложениях, обнажающихся в склонах долин рек Свирка, Аше и Псезуапсе. Трещиноватость здесь имеет схожие ориентировки, в основном это север-северо-восточное и северо-западное простирание. На отдельных участках, главным образом прибрежных, север-северо-восточное простирание меняется на северо-восточное. Ориентировки трещин, как и в вышеописанных районах, практически полностью совпадают с направлением эрозионной сети. Поле напряжений, восстановленное по бороздам скольжения, изменяется от север-северо-восточного положения оси сжатия в прибрежных областях до восток-северо-восточного на левом склоне долины р. Псезуапсе в 3,5 км вниз по течению от пос. Марьино, что также коррелирует с линиями вытянутости эрозионной сети.

В окрестностях пос. Лермонтово и Джубга, на южном склоне Главного Кавказского хребта (Анапско-Агойская зона), основные системы трещин в толще переслаивания серых мергелей и аргиллитов датского яруса имеют субмеридиональное и северо-западное простирание, что также соответствует ориентировке эрозионной сети.

Таким образом, на основании полученных данных можно сделать следующие выводы: во-первых, трещиноватость горных пород, независимо от их возраста, определяет характер ориентировки современной эрозионной сети, что позволяет использовать анализ простирания последней для выявления тектонической раздробленности; во-вторых, линии вытянутости эрозионной сети коррелируют с полем тектонических напряжений, что дает возможность использовать их для реконструкции новейшего поля напряжения для территории Северо-Западного Кавказа.

В результате проведенных исследований построена схема роз-диаграмм, линий вытянутости и степени вытянутости эрозионной сети Северо-Западного Кавказа и проведено сопоставление схемы с сейсмичностью. Отметим, что розы-диаграммы и линии вытянутости коррелируют с ориентированной современного поля напряжения, а степень вытянутости — с его величиной. Подтверждает гипотезу совпадение этого параметра с распределением землетрясений. Максимальное число эпицентров тяготеет к зонам высокой степени вытянутости рельефа. График корреляции между этими параметрами свидетельствует о прямой зависимости между ними (коэффициент корреляции равен 0,37).

Сейсмичность Кавказа и прилегающих акваторий. Статистический анализ сейсмичности показал, что распределение землетрясений подчинено неотектонической зональности. Землетрясения приурочены как к разрывам и линеаментам, так и к молодым растущим поднятиям, особенно к их перифериям. Районы с разной плотностью эпицентров часто контролируются протяженными поперечными зонами разрывов (Новороссийской, Туапсинской, Курджиновской и др.). Максимумы приурочены к Центральному сегменту Кавказа (район г. Домбай-Ульген с отметкой 4046 м) и к области Черноморского бассейна, примыкающей к Рионской впадине. Высокие значения плотности землетрясений характерны для молодых поднятий Центрального Предкавказья (Джинальский, Пастбищный хребты) и структур Центрального сегмента Кавказского хребта. Согласно кластерному статистическому анализу сейсмичности площади с высоким средним значением выделенной энергии расположены в Центральном и на периферии Северо-Западного сегмента Кавказа.

Изучение пространственного распределения сейсмичности изучаемой территории выполнено методом кластерного анализа с помощью встроенной функции системы ArcGis «Анализ группирования». При этом учитывалась неравномерность распределения гипоцентров землетрясений по глубине. В результате статистического анализа распределения сейсмичности кластеризация выполнена для трех глубинных уровней: <3 км, от 3

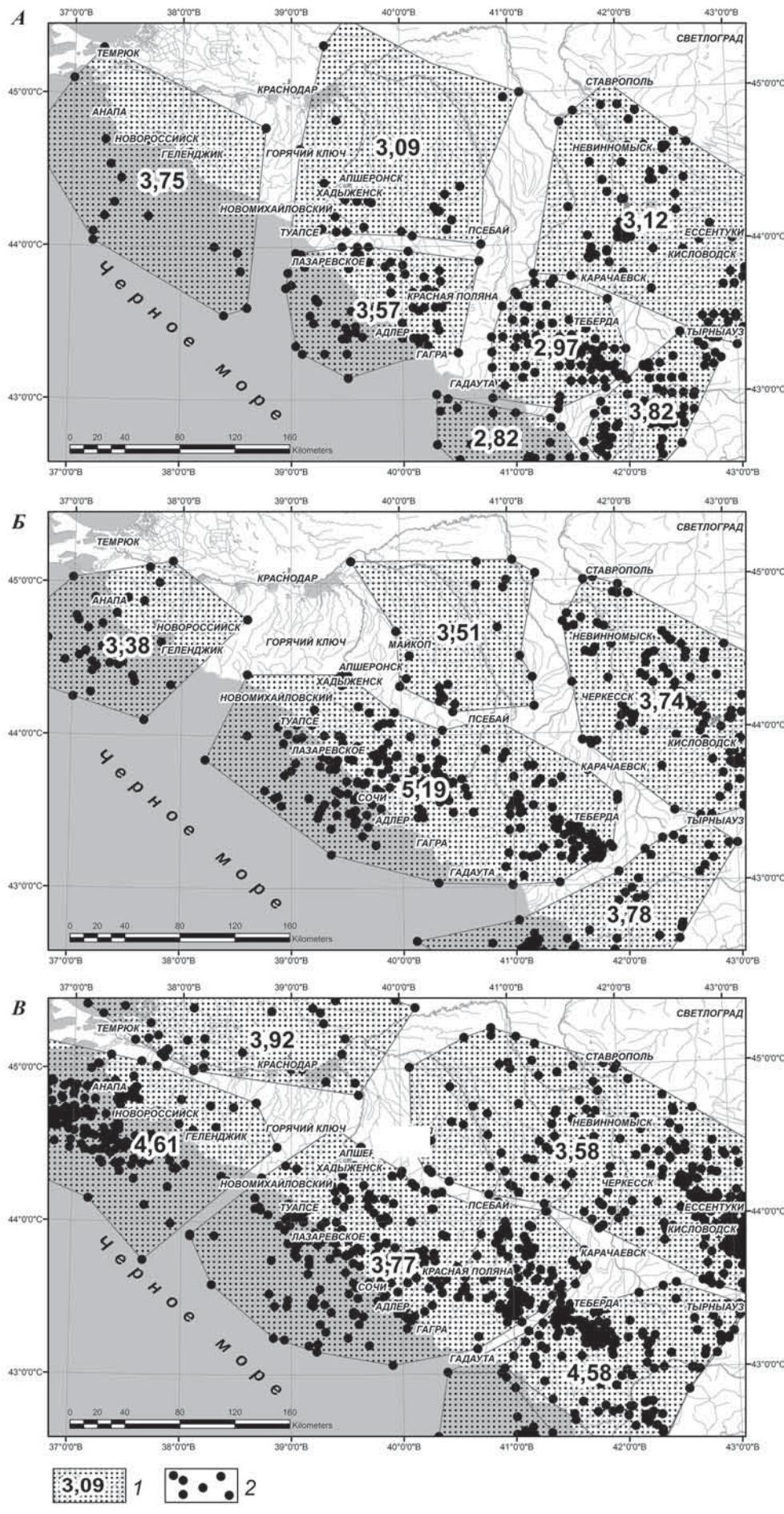


Рис. 4. Результаты кластерного анализа землетрясений, гипоцентры которых расположены на глубину (км): *А* — <3, *Б* — 3-9, *В* — >9;
1 — кластерные группы землетрясений и средние значения магнитуды; *2* — землетрясения

до 9 км и >9 км. Землетрясения каждого глубинного уровня разбиты на максимально допустимое в программе ArcGis число кластеров. Сравнение всех соседних кластеров между собой методом оценки разности выборочных средних позволило объединить некоторые кластеры по принципу статистической значимости среднего значения выделившейся сейсмической энергии. Среднее значение магнитуды вычислено через среднюю сейсмическую энергию. Величина сейсмической энергии рассчитывалась по формуле

$$E = 10^{(2M_n+4,8)},$$

где E — сейсмическая энергия землетрясения, M_n — магнитуда землетрясения. В результате расчетов на глубине <3 км выделено 8 кластерных групп, на глубине от 3 до 9 км — 5 групп, а на глубине >9 км — 6 групп (рис. 4). Для кластеров землетрясений с глубиной гипоцентров <3 км наблюдается четкая приуроченность к основным структурным элементам Северо-Западного Кавказа.

Отметим, что выявленные кластеры характеризуются разным выделением сейсмической энергии (для удобства восприятия средняя сейсмическая энергия переведена в среднюю магнитуду). Как и следовало ожидать, землетрясения с малоглубинными гипоцентрами — низкомагнитудные. Периферийные группы кластеров приурочены к северным и южным склонам орогена, Ставропольскому поднятию, Западно- и Восточно-Кубанским впадинам, а также к северо-восточной части Черноморской впадины. Важно отметить, что для глубины <3 км самой высокобалльной является группа, соответствующая западной части Кавказского орогена, что вызвано активным ростом новейших структур. Выявленные группы разделены на поперечные сегменты, которые, возможно, связаны с зонами разрывных нарушений субмеридионального простирания (рис. 4, А).

Для глубины от 3 до 9 км выделено 5 кластерных групп, которые вытянуты в северо-западном и северо-восточном направлениях. Для этого диапазона глубины количество выделившейся сейсмической энергии на порядок выше, чем для малоглубинных групп, причем выделение большой сейсмической энергии характерно для восточной части Северо-Западного Кавказа (Гойтхский антиклиниорий и Абхазо-Рачинская зона), а также для переходной области между Ставропольским поднятием и Лабино-Малкинской моноклинальной зоной. На территории Новороссийского синклиниория и Восточно-Кубанской впадины наблюдается наименьшее для этих значений глубин выделение сейсмической энергии (рис. 4, Б).

Кластеризация сейсмических событий с глубиной гипоцентра >9 км позволила выделить 6 групп (рис. 4, В). Для этих значений глубины все кластеры вытянуты в северо-западном направле-

нии. Появляется группа землетрясений в районе Западно-Кубанской впадины, что не характерно для менее глубоких землетрясений. Наблюдается кластерная группа в районе Лабино-Малкинской моноклинальной зоны и Восточно-Кубанской впадины. Заметно увеличивается величина средней магнитуды кластеров с увеличением глубины гипоцентров землетрясений на территории Новороссийского новейшего поднятия и на южном склоне орогена Северо-Западного Кавказа, в то время как на северном склоне количество выделяемой энергии меняется не так заметно (рис. 4, В).

Отметим, что на разной глубине количество выделяемой сейсмической энергии различно. Оценить эти различия можно с помощью графиков повторяемости землетрясений (рис. 5). Для малоглубинных землетрясений (<3 км) наклон графика повторяемости наименьший. Для глубины от 3 до 9 км он становится более крутым, а для землетрясений с глубиной >9 км наклон графика повторяемости наибольший. Таким образом, наблюдается закономерное увеличение частоты возникновения землетрясений и величины выделяемой сейсмической энергии с глубиной.

Заключение. Таким образом, в результате комплексных исследований, включавших структурно-геоморфологический, морфометрический анализ, полевые замеры трещиноватости горных пород и кластерный анализ сейсмичности, сделаны следующие выводы. На карте новейшей тектоники Северо-Западного и Центрального секторов Большого Кавказа выделено асимметричное сводово-глыбовое поднятие с пологим северным и крутым южным склонами. Оно нарушено субширотными, субмеридиональными и диагональными разрывами, надвигами, взбросами, сбросами, часто со сдвиговой составляющей. Некоторые разрывные нарушения наследуют более древние разломы, которые были подновлены в новейший этап. Вдоль этих разрывов часто выстраиваются эпицентры землетрясений, что указывает на их активизацию на современном этапе.

По результатам полевых замеров трещин установлено, что трещиноватость горных пород, причем независимо от их возраста, определяет характер ориентировки современной эрозионной сети. Сопоставление трещиноватости горных пород, линий и степени вытянутости эрозионной сети с сейсмичностью показало, что максимальное число эпицентров тяготеет к зонам высокой степени вытянутости рельефа. Линии вытянутости коррелируют с ориентировкой современного поля напряжения, а степень вытянутости — с его величиной.

Морфометрический анализ показал высокую степень статистической корреляции между плотностью землетрясений и величиной вертикального расчленения рельефа, скоростью современных

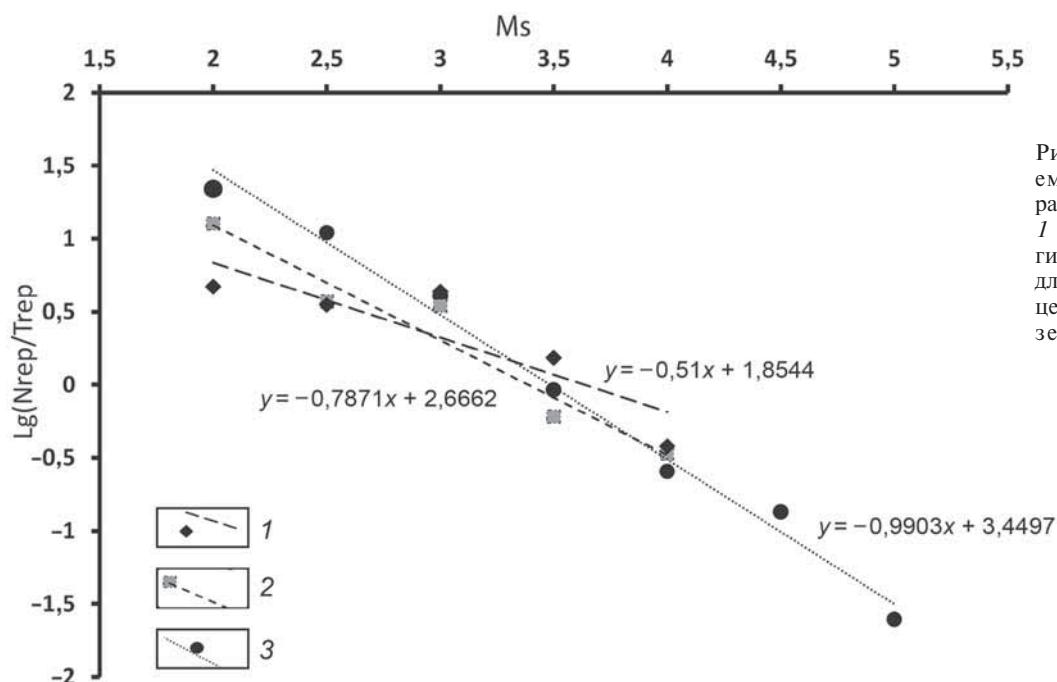


Рис. 5. Графики повторяемости землетрясений на разных глубинных уровнях:
1 — для землетрясений с гипоцентрами < 3 км, 2 — для землетрясений с гипоцентрами 3–9 км, 3 — для землетрясений с гипоцентрами > 9 км

вертикальных движений, что позволяет рекомендовать эти параметры для прогноза сейсмичности.

Горное сооружение Большого Кавказа испытывает на новейшем этапе активный рост и разрастание в сторону обрамляющих его предгорных впадин и акваторий. Этот рост сопровождается сейсмической активностью, которая увеличивается с глубиной и согласуется с новейшим структурным планом Кавказа.

Финансирование. Исследования проведены в рамках НИР «Развитие методов детального сейсмического районирования и сейсмического микрорайонирования» (№ гос. регистрации АААА-А17-117060110060-3) (ИФЗ РАН) при финансовой поддержке РФФИ в рамках конкурса научных проектов КОМФИ (№ 18-00-00247 и № 18-00-00342), входящих в состав комплексного проекта (№ 18-00-00344).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

База данных государственных геологических карт. Электронный ресурс: URL: <http://webmapget.vsegei.ru/index.html> (дата обращения: 02.04.2020).

Златопольский А.А. Пакет прикладных программ выделения и анализа линейных элементов аэрокосмических изображений // Автоматизированный линеаментный анализ при структурно-геологических и металлогенических исследованиях. М.: Недра, 1988. С. 14–28.

Костенко Н.П., Панина Л.В. Позднеорогенная структура Предкавказья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2001. № 1. С. 11–20.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (Опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.

Несмеянов С.А. Геоморфологические аспекты палеэкологии горного палеолита (на примере Западного Кавказа). М.: Научный мир, 1999. 391 с.

Несмеянов С.А. Детальное морфоструктурное районирование и новейшие шовные зоны Большого Кавказа // Проблемы геоморфологии и геологии Кавказа и

Предкавказья: Мат-лы междунар. совещ. «Геоморфология гор и равнин: взаимосвязи и взаимодействие». XXIV пленум геоморфологической комиссии РАН. Краснодар, 2001. С. 72–78.

Овсяченко А.Н. Сейсмотектоника и элементы современной геодинамики Северо-Западного Кавказа по данным палеосейсмологических исследований: Автoref. канд. дисс. М., 2006.

Попков В.И. Тектоника Северо-Западного Кавказа // Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсах. Академия наук Республики Башкортостан. Геология. 2007. № 11. С. 13–18.

Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н. Сейсмическая и геологическая активность тектонических нарушений Северо-Западного Кавказа // Физика Земли. 2005. № 6. С. 29–42.

Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И. и др. Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2014. 256 с.

Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1960. 69 с.

Поступила в редакцию 29.09.2020

Поступила с доработки 30.10.2020

Принята к публикации 30.10.2020

УДК 55(1/9)

А.А. Сенцов¹, А.О. Агибалов²

ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН ВОЗМОЖНЫХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ФЕННОСКАНДИИ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА СЕЙСМИЧНОСТИ И КОМПЬЮТЕРНОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

*ФГБУН «Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН»,
123242, Москва, Большая Грузинская ул., 10, стр. 1
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1*

*Schmidt Earth Physics Institute RAS, 123242, Moscow, Bol'shaya Gruzinskaya str., 10–1
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Работа посвящена проблеме выделения зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) Фенноскандии, для решения которой было проведено структурно-геоморфологическое дешифрирование, выполнены анализ сейсмичности и компьютерное моделирование новейшей геодинамики. По результатам структурно-геоморфологического дешифрирования рассматриваемая территория разделена на 6 крупных блоков. Компьютерное моделирование показало, что каждый из них характеризуется определенным типом напряженного состояния в новейшее время, а также позволило рассчитать вероятность формирования новых разрывов малой протяженности. В пользу достоверности построенных моделей свидетельствует установленная численная корреляция между этим параметром и плотностью эпицентров землетрясений. На основе полученных данных о плотности эпицентров землетрясений и участках возможного формирования новых разрывов разработана схема зон ВОЗ Фенноскандии.

Ключевые слова: сейсмичность, Фенноскандия, компьютерное геодинамическое моделирование, зоны возможных очагов землетрясений.

The work is devoted to the problem of identifying zones of seismic generation zones of Fennoscandia, for the solution of which structural-geomorphological interpretation was carried out, seismicity analysis and computer modeling of the latest geodynamics were performed. According to the results of structural-geomorphological interpretation, the territory under consideration was divided into 6 large blocks. Computer modeling showed that each of them is characterized by a certain type of stress state in recent times, and also allowed us to calculate the probability of the formation of new short-distance faults. The reliability of the constructed models is evidenced by the established numerical correlation between this parameter and the density of earthquake epicenters. Based on the data on the density of earthquake epicenters and areas of the possible formation of new faults, a map of seismic generation zones of Fennoscandia was developed.

Key words: seismicity, Fennoscandia, computer geodynamic modeling, seismic generation zones.

Введение. Анализ сейсмичности Фенноскандии — актуальная и интересная задача, о значимости которой свидетельствует большое количество отечественных и зарубежных публикаций. Так, детальному изучению сейсмогенерирующих разломов Финляндии посвящены статьи [Sutinen et al., 2014; Ojala et al., 2017], палеосейсмодислокации и активные разрывные нарушения Швеции описаны в работах [Mörner, 2004; Smith et al., 2014]. К обзорным работам обобщающего характера относятся труды [Kukonen et al., 2010; Olesen et al., 2013]. Различные схемы сейсмоактивных зон российской части Балтийского щита приведены в [Землетрясения..., 2007; Никонов, Шварев, 2015; Панасенко, 1969; Юдахин, 2002]. В зарубежной литературе также употребляется термин «зоны возможных очагов землетрясений» (seismic generation zones). Однако вопрос о характере распределения

зон ВОЗ на территории Скандинавских стран остается не до конца решенным. Нами предложена схема зон ВОЗ всей территории Фенноскандии, составленная с использованием традиционных и современных методов, к которым относится компьютерное геодинамическое моделирование, позволившее по-новому подойти к решению проблемы выявления сейсмоактивных участков.

Материалы и методы исследований. Для выделения зон ВОЗ на территории Фенноскандии проведена структурно-геоморфологическое дешифрирование, анализ сейсмичности и компьютерное геодинамическое моделирование.

Методика структурно-геоморфологического дешифрирования предполагает выявление «слабых» зон по комплексу геоморфологических признаков: рисунку эрозионной сети, очертаниям береговых линий озер, расположению вертикальных стенок

¹ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, науч. с.; e-mail: Alekssencov@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, инженер; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: Agibalo@yandex.ru

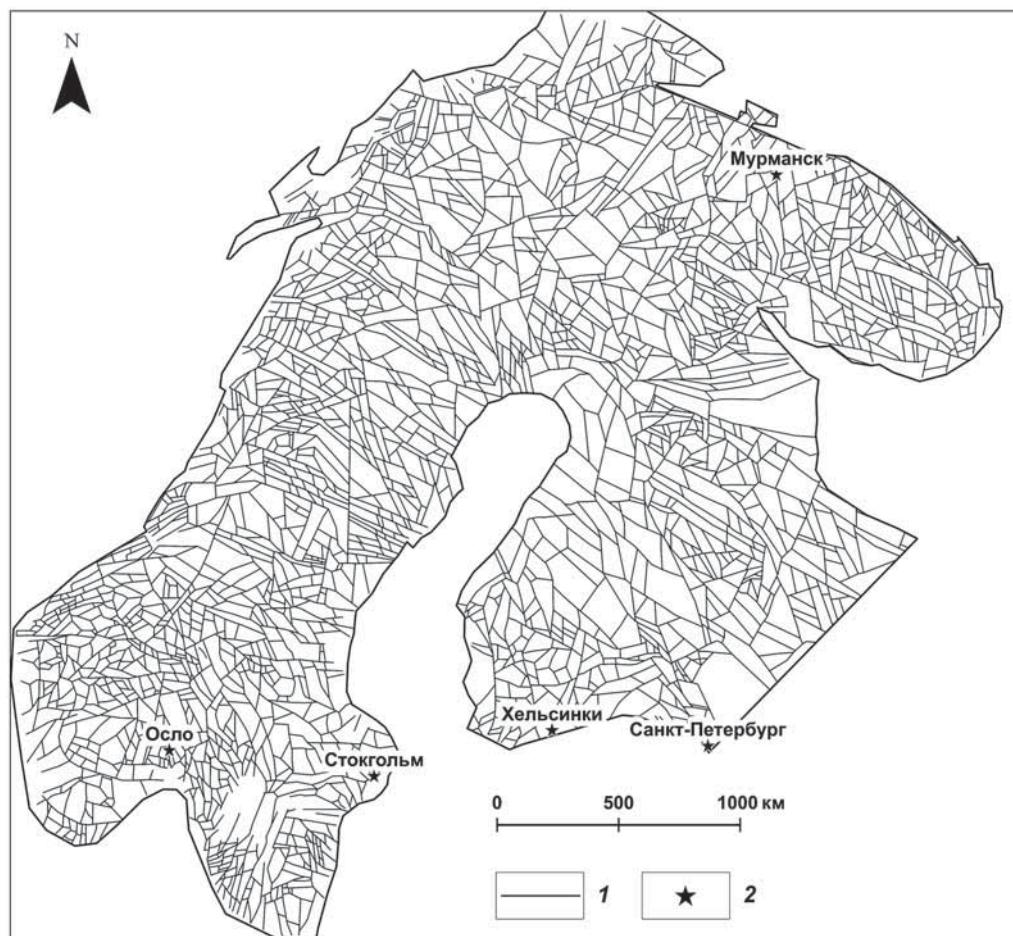


Рис. 1. Карта «слабых» зон Фенноскандии, составленная методом структурно-геоморфологического анализа: 1 — «слабые» зоны; 2 — населенные пункты

и уступов, по перегибам склонов и т. п. «Слабые» зоны могут быть как зонами повышенной трещиноватости, границами литологических разностей, так и разрывными нарушениями [Костенко, 1999]. После визуального дешифрирования проводился анализ пространственного рисунка выделенных «слабых» зон. Если в их расположении была видна определенная закономерность, например, эшелонирование или смещение в одном направлении вдоль более крупной зоны, то по рисунку этих зон выделены предполагаемые активные разрывные нарушения. Нами выполнено структурно-геоморфологическое дешифрирование цифровой модели рельефа [Becker et al., 2009], космических изображений и топографических карт в масштабе 1:2 500 000, позволившее выявить около 2700 «слабых» зон (рис. 1), построить схемы их плотности и блоковой делимости территории. Полученные данные использовались в качестве фактического материала для разработки геодинамических моделей.

Для того чтобы проанализировать характер распределения эпицентров землетрясений и построить карту их плотности, был составлен сводный сейсмологический каталог, включающий в себя в себя данные [Сейсмологический..., 2019а-в]. Из сводного каталога исключена информация о техногенной сейсмичности.

При проведении компьютерного моделирования новейшей геодинамики Фенноскандии использовалась цифровая модель рельефа, построенная по радарным снимкам Aster с разрешением 500×500 м, осредненные физико-механические параметры среды (коэффициенты Пуассона и внутреннего трения), а также сетка активных разломов. К последним относятся сейсмолинаменты и активные дизъюнктивные нарушения, рассмотренные в работах [Землетрясения..., 2007; Kukkonen et al., 2010; Olesen et al., 2013]. Нами проинтерпретированы наиболее протяженные и хорошо выраженные в рельефе «слабые» зоны как предполагаемые активные разломы. Моделирование проводилось с помощью программы RMS 2013 компании «Roxar». Методика работ заключалась в том, что по высотным отметкам рельефа была построена поверхность в формате «Grid», на которую нанесена сетка активных разломов (достоверных и предполагаемых). С помощью модуля Fracture modeling были заданы осредненные значения коэффициентов Пуассона (0,25) и внутреннего трения (0,6), а также ориентировки внешних главных нормальных осей напряжений. В [Руководство..., 2019] отмечено, что моделирование с использованием указанных значений геомеханических констант допустимо, поскольку они принципиально не влияют на результаты рас-

четов. Глубина моделей устанавливалась в 25 км, поскольку на ней, согласно [Иванов, Иванов, 2018], расположена граница между пластическими зонами сиалической и мафической коры.

Нами сделано предположение о том, что ориентировка внешних главных нормальных осей напряжений меняется в пределах Фенноскандии, поэтому для каждого из выделенных 6 блоков построена серия геодинамических моделей. При моделировании были заданы различные ориентировки внешних нагрузок: азимуты простирания осей сжатия и растяжения варьируют от 0 до 165° с шагом 15°. Оценка достоверности построенных моделей проводилась путем сопоставления рассчитанной вероятности формирования новых разрывов малой протяженности с плотностью эпицентров землетрясений. Возможность сравнения этих параметров связана с тем, что расчетные алгоритмы, используемые при моделировании, применяются при прогнозе сейсмических событий [King, Cocco, 2001].

При моделировании предполагается, что модель состоит из упругого однородного материала, основные физико-механические свойства которого заданы как начальные условия. Кроме того, принимается ряд допущений о геометрии активных разломов (которые не должны пересекаться), величинах напряжений, считающихся достаточными для возникновения новых разрывов малой протяженности. Более подробно эти допущения рассмотрены в [Руководство..., 2019]. Под воздействием внешней нагрузки в связи с влиянием активных разломов, рассматриваемых как неоднородности, происходит перераспределение напряжений, в результате которого на некоторых площадках достигается сочетание нормального и касательного напряжений, приводящее, согласно теории Мора, к нарушению прочности и возникновению новых разломов малой протяженности. Таким образом, применение компьютерного моделирования позволило сделать предположения о типах напряженного состояния, проявляющихся на территории Фенноскандии в новейшее время, и выделить участки, отличающиеся высокими значениями вероятности формирования новых разрывов, взятыми по модулю. Как показывает опыт применения программного продукта RMS 2013 для геодинамического моделирования, повышенные отрицательные значения вероятности образования разломов малой протяженности связаны с областями, в пределах которых формируются структуры растяжения.

Выделение зон ВОЗ проводилось по максимумам плотности эпицентров землетрясений, расположенных в пределах областей, для которых вероятность формирования новых разломов >0,80. Кроме того, проведено сопоставление средней сейсмической энергии с гравитационными вариациями, измеренными с помощью системы

GRACE в виде отклонения от поверхности геоида [Gravity..., 2019]. Они связаны с временными вариациями гравитационного поля. Подобные работы проводились ранее для территорий активных континентальных окраин [Mikhailov et al., 2014].

Результаты исследований и их обсуждение.

Структурно-геоморфологическое дешифрирование и анализ распределения эпицентров современных землетрясений позволили разделить исследуемую территорию на ряд крупных блоков (рис. 1). Блок 1 (табл. 1) выделен по изменению простирания береговой линии Ботнического залива (с северо-западного на северо-восточное) и по изгибу Скандинавских гор (с восток-северо-восточного на северо-восточное). Граница между блоками 3–2 и 4–2 проведена по перегибу рельефа, частично совпадающему с границей Скандинавских гор. Границы между блоками 3–4 и 3–5 проведены по изменению береговой линии Ботнического залива, а также по приуроченности к этой границе крупных «слабых» зон северо-западного простирания. Границы блоков 5–6 и 4–5 проведены по пространственному положению эпицентров землетрясений. Всего было выделено 6 блоков, установлены предполагаемые активные разрывные нарушения в их пределах. Сопоставление результатов структурно-геоморфологического дешифрирования и анализа сейсмичности показало наличие численной корреляции между плотностями эпицентров землетрясений и «слабых» зон. Установлено, что коэффициент корреляции Пирсона между этими параметрами при радиусе поиска 250 км составляет –0,40. При исключении из рассмотрения землетрясений с магнитудой ≤ 3 значение коэффициента возрастает по модулю до «–0,52». Подобная отрицательная корреляция может быть связана с накоплением упругой энергии в пределах наименее тектонически раздробленных блоков, что приводит к возникновению землетрясений с высокой магнитудой, в то время как на территории

Таблица 1

Краткое описание новейшего поля напряжений Фенноскандии

№ п/п	Название блока	Тип внешней нагрузки на новейшем этапе	Азимут простирания оси максимального сжатия	K_{Π}^*
1	Венусланд	сдвиг	285°	0,37
2	Фьордланд	сдвиг	315°	–0,47
3	Инсаммер	растяжение	340°	–0,50
4	Портападан	сжатие	315°	0,43
5	Яарвидол	сжатие	330°	–
6	Ладога	сжатие	320°	–

* K_{Π} — коэффициент корреляции Пирсона между плотностью эпицентров землетрясений и вероятностью формирования новых разрывов малой протяженности, рассчитанной с помощью компьютерного моделирования.

слабосейсмичных участков с большим количеством разрывных нарушений и зон трещиноватости проходит быстрая релаксация напряжений. Таким образом, исследования позволили определить характер взаимосвязи между геоморфологическим строением региона и сейсмичностью.

Компьютерное моделирование позволило сделать выводы об ориентировках главных нормальных осей напряжений на новейшем этапе в пределах разных блоков, а также выявить численную корреляцию между вероятностью формирования новых разрывов малой протяженности и плотностью эпицентров землетрясений (табл. 1; рис. 2, 3). Установлено, что большая часть сейсмических событий связана с областями, где вероятность формирования новых разрывов малой протяженности составляет $\geq 0,80$. Определенные с помощью моделирования ориентировки главных нормальных осей напряжений, в целом, хорошо согласуются с опубликованными в работе [Keiding et al., 2015] решениями фокальных механизмов очагов землетрясений. Для блоков 5 и 6 не удалось выявить статистически значимую корреляцию между плотностью эпицентров землетрясений и вероятностью формирования новых разрывов

малой протяженности, поскольку эти участки характеризуются слабой сейсмичностью. Можно предположить, что преобладание северо-западного растяжения в центральной части Фенноскандии (блок 3), сменяющееся обстановками сжатия и сдвига, с осью сжатия, ориентированной в северо-западном направлении, связано с повышенной скоростью гляциоизостатического поднятия сводовой части Фенноскандии [Keiding et al., 2015]. Кроме того, существует точка зрения, предполагающая существование в центральной части Фенноскандии мантийного плюма [Цветкова и др., 2019]. Возможно, поднятие этого плюма является одним из факторов, обусловливающих проявление обстановки растяжения в пределах блока 3.

С 1958 по 2014 г. на рассматриваемой территории инструментально зафиксировано 6044 землетрясения, из них 233 имела магнитуду ≤ 3 . Наибольшая сейсмическая активность характерна для западного побережья изучаемой территории, в пределах которого эпицентры землетрясений группируются в линейные области («сейсмолинеаменты») протяженностью до 1500 км (рис. 3), ориентированные преимущественно вдоль контуров

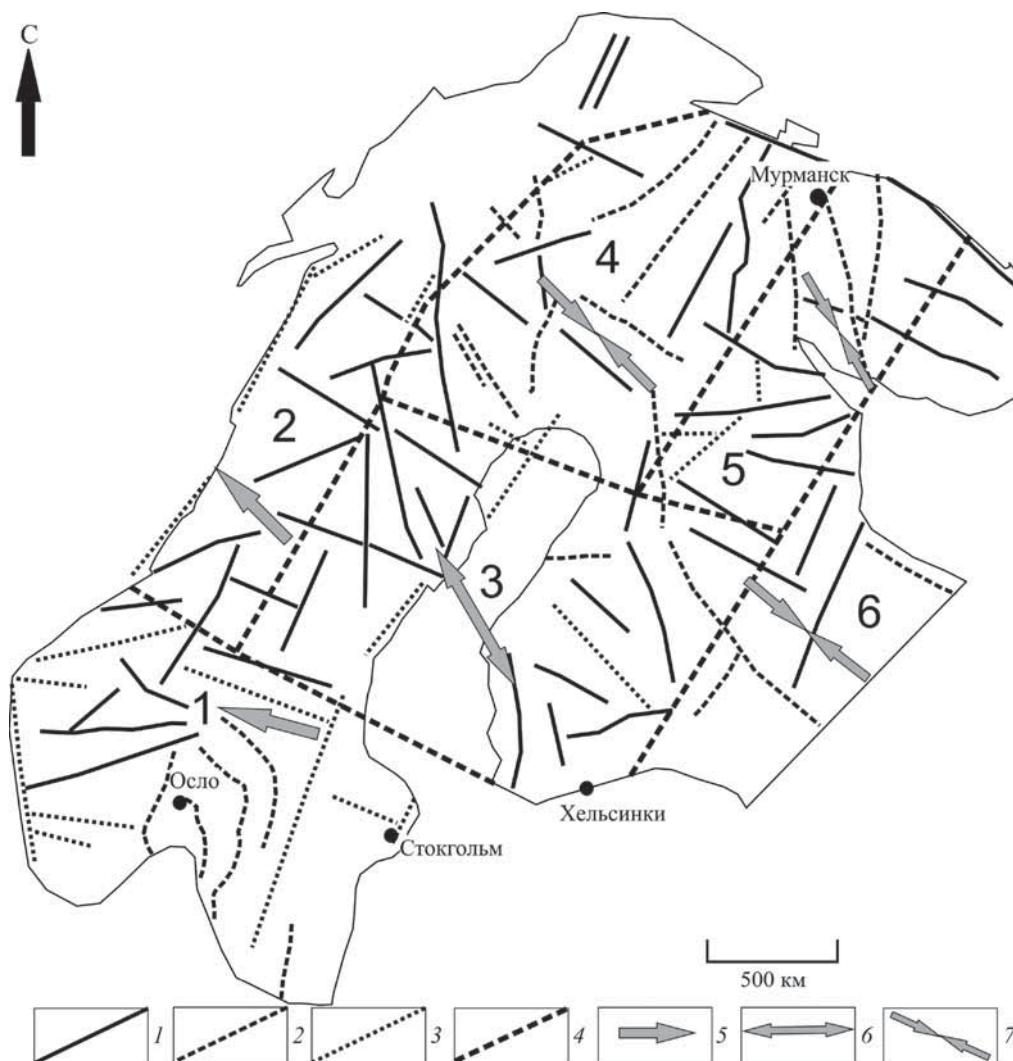


Рис. 2. Схема блоковой делимости Фенноскандии, составленная на основе анализа геоморфологических данных и пространственного распределения эпицентров землетрясений: 1–3 – активные линейные тектонические структуры: 1 – достоверные разрывные нарушения; 2 – предполагаемые разрывные нарушения, выделенные по геоморфологическим признакам; 3 – сейсмолинеаменты; 4 – границы блоков; 5 – ориентировка оси сжатия, сдвиговый тип напряженного состояния; 6 – ориентировка оси растяжения, тип напряженного состояния – горизонтальное растяжение; 7 – ориентировка оси сжатия, тип напряженного состояния – горизонтальное сжатие. Цифрами обозначены номера блоков: 1 – Венусланд, 2 – Фьордланд, 3 – Инсаммер, 4 – Портпидан, 5 – Яарвидол, 6 – Ладога

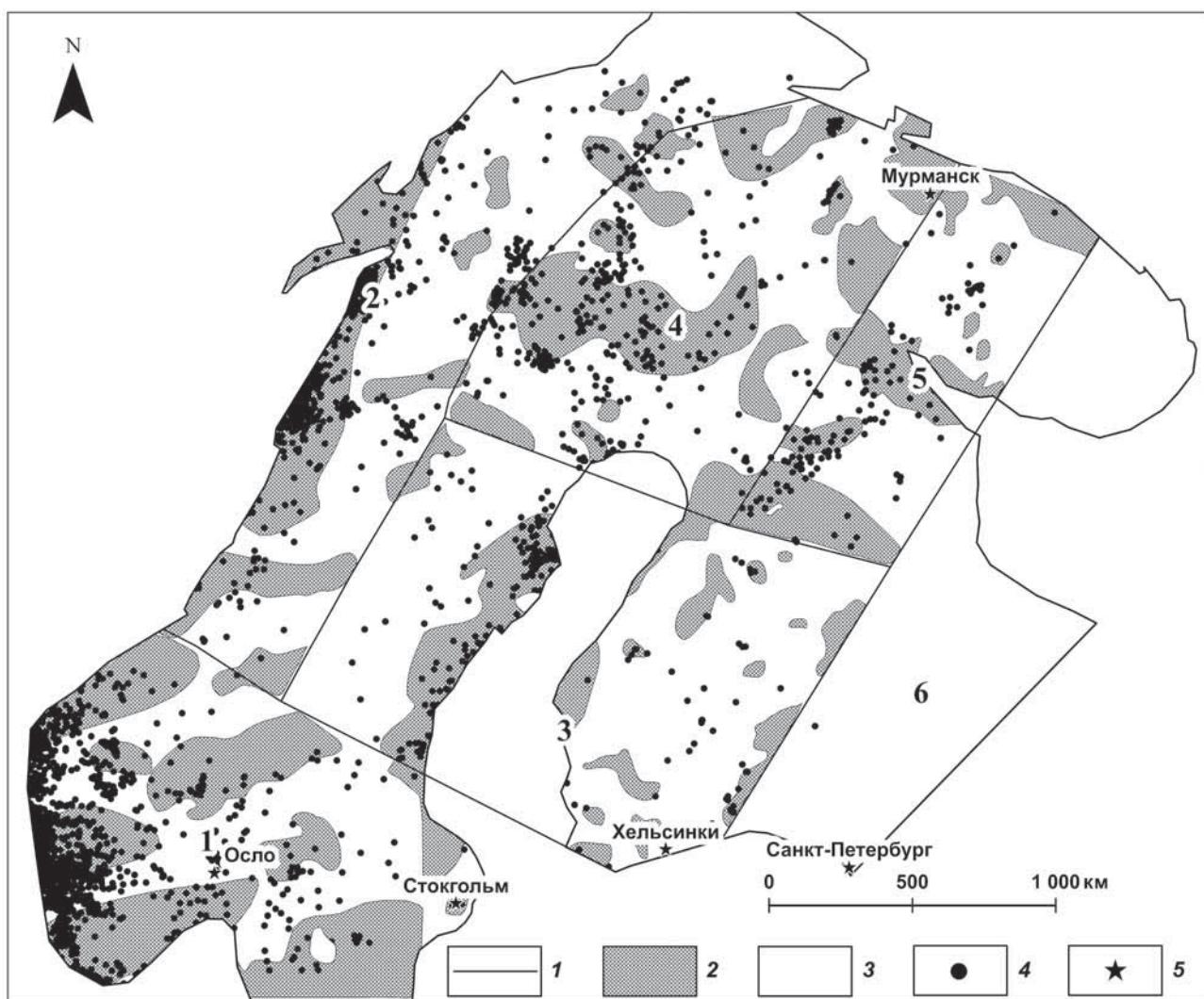


Рис. 3. Схема участков формирования новых разрывов малой протяженности Фенноскандии, составленная по данным компьютерного геодинамического моделирования: 1 — границы блоков, различающихся по ориентировкам главных нормальных осей напряжений в новейшее время; 2 — участки, для которых вероятность образования разломов малой протяженности превышает 0,80; 3 — участки, для которых вероятность образования разломов малой протяженности $<0,80$; 4 — эпицентры землетрясений; 5 — населенные пункты. Цифрами обозначены номера блоков: 1 — Венусланд, 2 — Фордланд, 3 — Инсаммер, 4 — Порттипадан, 5 — Ярвидол, 6 — Ладога

береговой линии. Очики почти всех землетрясений расположены в глубинном интервале 10–20 км. Лишь у 64 сейсмических событий очаг находился на большей глубине. По данным о характере распределения эпицентров землетрясений и участков наиболее вероятного формирования новых разрывов малой протяженности построена схема зон ВОЗ (рис. 4, табл. 2). При этом выделенная нами Финско-Российская зона ВОЗ частично совпадает с показанной в работе [Панасенко, 1969] Куусамо-Порьюгубской ВОЗ, Беломорская — с континентальной частью Кандалакшской ВОЗ, Апатитовая — частично совпадает с Хибинско-Ловозерской ВОЗ, Ботническая, Финско-Российская и Шведско-Российская подтверждают Ботний-Финнмаркскую ВОЗ. Согласованность расположения зон ВОЗ, установленных разными методами, свидетельствует в пользу достоверности полученных результатов.

Сопоставление выделившейся средней сейсмической энергии с гравитационными вариациями, измеренными с помощью системы GRACE в виде отклонений от поверхности геоида (мм), позволило установить численную корреляцию между этими параметрами, рассмотренными за временной интервал с 2001 по 2008 г. Коэффициент корреляции Пирсона равен 0,46 при осреднении значения сейсмической энергии в пределах ± 3 месяцев от экстремума на графике отклонений от поверхности геоида (рис. 5).

Заключение. Проведенные исследования позволили разделить территорию Фенноскандии на 6 блоков, в пределах которых на новейшем этапе проявляются разные типы напряженного состояния. В целом центральная часть Фенноскандии испытывает северо-западное растяжение, а на периферии преобладают обстановки сжатия и сдвига с осями сжатия, ориентированными в

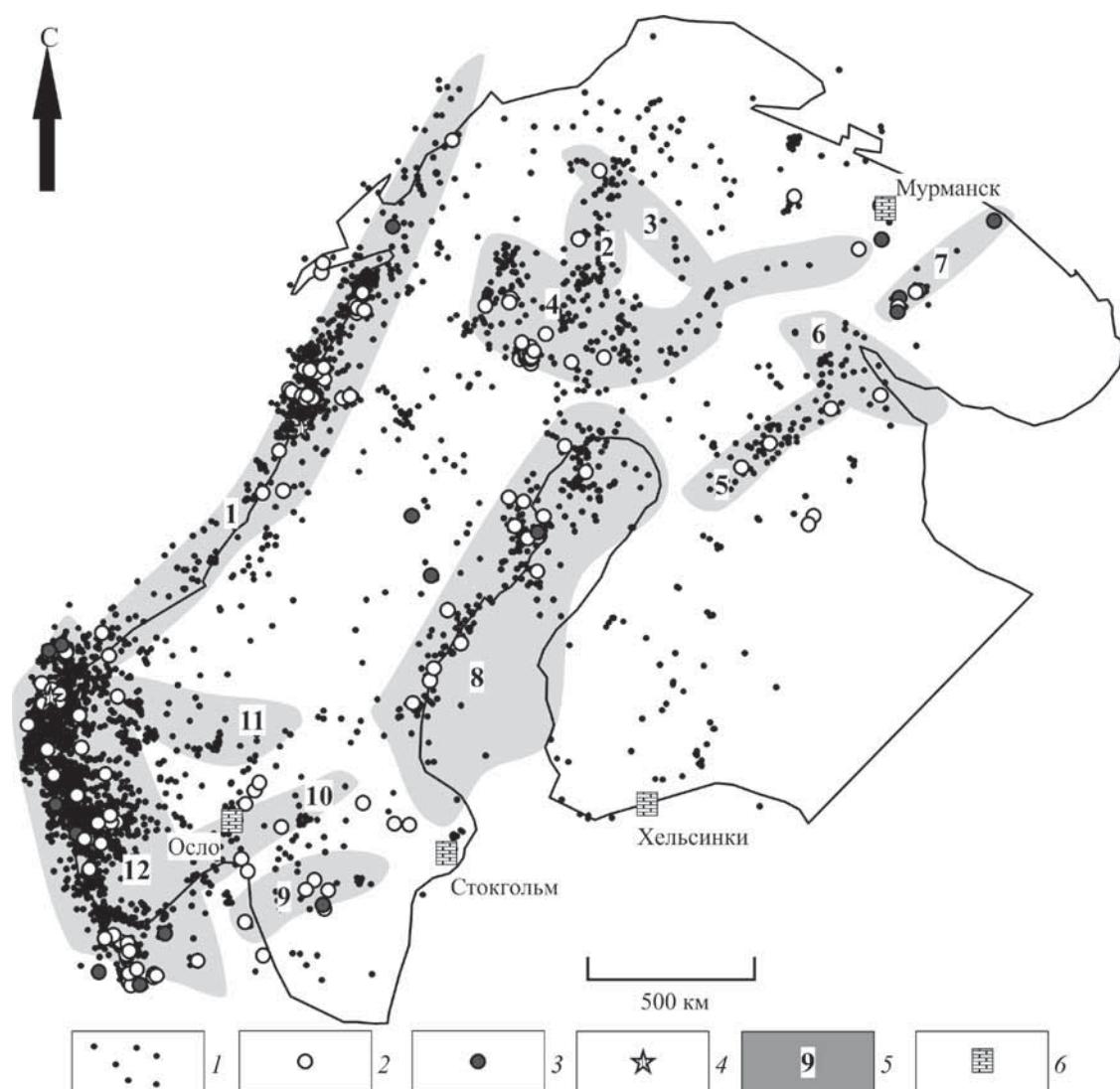


Рис. 4. Карта зон ВОЗ территории Фенноскандии: 1–4 — эпицентры современных землетрясений с магнитудами: 1 — <3; 2 — 3–4; 3 — 4–5; 4 — >5; 5 — зоны ВОЗ и их номера: 1 — Норвежская, 2 — Финско-Шведско-Норвежская, 3 — Финско-Норвежская, 4 — Шведско-Российская, 5 — Финско-Российская, 6 — Беломорская, 7 — Апатитовая, 8 — Ботническая, 9 — Венернская, 10 — Осло, 11 — Центрально-Норвежская, 12 — Бергенская; 6 — города

Краткое описание выделенных зон ВОЗ

Таблица 2

№ п/п	Название зоны ВОЗ	Максимальная магнитуда землетрясений	Тип напряженного состояния и ориентировка оси сжатия	
			по данным компьютерного моделирования	по данным о решении фокальных механизмов очагов землетрясений
1	Норвежская	5,4	сдвиг, 315°	сдвиг, 300–315°
2	Финско-Шведско-Норвежская	3,3	сжатие, 315°	сжатие, 315–330°
3	Финско-Норвежская	3,7	сжатие, 315°	сжатие, 315–330°
4	Шведско-Российская	3,6	сжатие, 315°	сжатие, 315–330° или 45–60°
5	Финско-Российская	3,5	растяжение, 330°	растяжение/ сдвиг, 240°
6	Беломорская	3,2	сжатие, 330°	-
7	Апатитовая	4,7	сжатие, 330°	-
8	Ботническая	4,1	растяжение, 330°	растяжение, 315–330°
9	Венернская	4,8	сдвиг, 285°	сдвиг, 300°
10	Осло	3,8	сдвиг, 285°	сбросо-сдвиг, 210°
11	Центрально-Норвежская	3,9	сдвиг, 285°	сдвиг, 270°
12	Бергенская	5,2	сдвиг, 285°	взбросо-сдвиг, 210°

Примечание. Максимальные магнитуды землетрясений указаны по [Сейсмологический..., 2019а-в], данные о решении фокальных механизмов очагов землетрясений приведены согласно [Keiding et al., 2015].

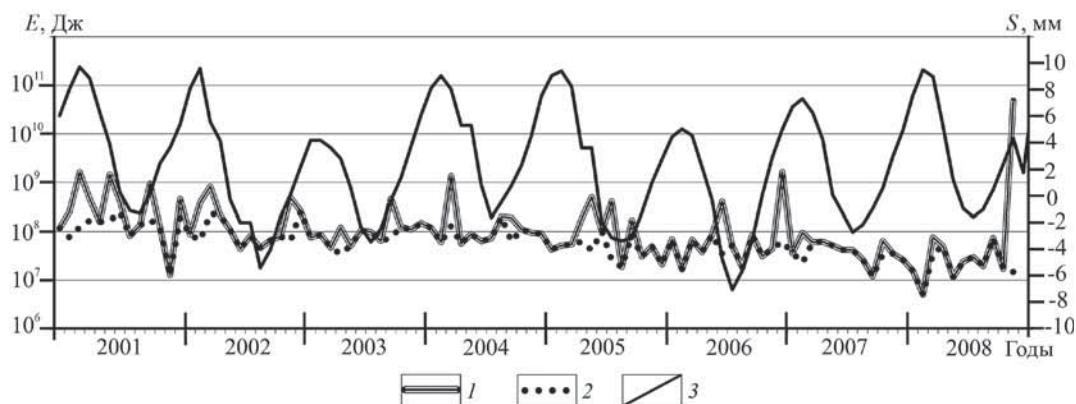


Рис. 5. Сравнение временных вариаций сейсмической энергии (E) и гравитационными вариациями (в отклонении от поверхности геоида) по данным системы GRACE (S): 1 — сейсмическая энергия (E , Дж); 2 — сейсмическая энергия землетрясений с магнитудами 3 (Дж); 3 — отклонения от поверхности геоида (S , мм)

северо-западном направлении. Для каждого блока были разработаны геодинамические модели, объясняющие современную сейсмичность. Полученные путем компьютерного моделирования данные о вероятности формирования разрывов малой протяженности наряду с картой плотности эпицентров землетрясений, построенной на основе составленного авторами сводного сейсмологического каталога, позволили выделить 12 зон ВОЗ. Согласованность схем зон ВОЗ, составленных нами и Г.Д. Панасенко [Панасенко, 1969], свидетельствует в пользу достоверности полученных результатов и указывает на возможность применения компьютерного геодинамического моделирования

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловчинко, Ю.К. Щукина. Кн. 1. Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 381 с.

Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 379 с.

Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Ляховский В. Сравнительный анализ временных вариаций глобального гравитационного поля по данным спутников ГРЕЙС в областях трех недавних гигантских землетрясений // Физика Земли. 2014. № 2. С. 29–40.

Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Мат-лы Междунар. конф. «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри, 2015. С. 243–251.

Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 184 с.

Руководство пользователя «Analysis Package Reservoir Modelling System (RMS)», 2012. URL: www.geodisaster.ru/index.php?page=uchebnye-posobiya-2 (дата обращения: 01.12.2019).

Сейсмологический каталог Американской геологической службы. URL: <https://earthquake.usgs.gov/> (дата обращения: 01.12.2019а).

Сейсмологический каталог единой геофизической службы РАН. URL: <http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/new/catalog.pl> (дата обращения: 01.12.2019б).

для выделения сейсмоактивных участков. Кроме того, была установлена корреляция между средней сейсмической энергией и гравитационными вариациями по данным системы GRACE для всей территории Фенноскандии. Эти данные могут быть в дальнейшем использованы для прогноза землетрясений по времени.

Благодарности. Авторы выражают благодарность российско-шведскому коллективу «InSAtter» за возможность использовать название в работе.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы Института физики Земли имени О.Ю. Шмидта (ИФЗ РАН).

Сейсмологический каталог Хельсинкского университета. URL: <http://www.seismo.helsinki.fi/english> (дата обращения: 01.12.2019в).

Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Главная геодинамическая граница и сейсмическая визуализация плюмов Восточно-Европейской платформы // Геофизический журнал. 2019. Т. 41, № 1. С. 137–152.

Юдахин Ф.Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части европейского Севера // Литосфера. 2002. № 2. С. 3–23.

Becker J.J., Sandwell D.T., Smith W.H.F. et al. Global bathymetry and elevation data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS // Marine Geodesy. 2009. Vol. 32 (4). P. 355–371.

Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Mission. URL: <https://www.gfz-potsdam.de/en/grace> (дата обращения: 01.12.2019).

Keiding M., Kreemer C., Lindholm C.D. et al. A comparison of strain rates and seismicity for Fennoscandia: depth dependency of deformation from glacial isostatic adjustment // Geophys. J. Intern. 2015. Vol. 202. P. 1021–1028.

King G.C.P., Cocco M. Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences. Advances in Geophysics. 2001. Vol. 44. P. 1–38.

Kukkonen I.T., Olesen O., Ask M. V.S. PFDP Working Group Postglacial Faults in Fennoscandia: Targets for scientific drilling // GFF. 2010. Vol. 132. P. 71–81.

Mikhailov V.O., Timoshkina E.P., Hayan M. et al. Comparative study of temporal variations in the Earth's gravity field using GRACE gravity models in the regions of three

recent giant earthquakes // Physics of the Solid Earth. 2014. Vol. 50 (2). P. 177–191.

Mörner N.-A. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects // Tectonophysics. 2004. Vol. 380. P. 139–157.

Ojala A.E.K., Mattila J., Ruskeenieme T. et al. Postglacial seismic activity along the Isovaara–Riikonkumpu fault complex // Global and Planet. Change. 2017. Vol. 157. P. 59–72.

Olesen O., Bungum H., Dehls J. et al. Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway — mech-

anisms and implications // Quaternary Geology of Norway, Geological Survey of Norway. Spec. Publ. 2013. Vol. 13. P. 145–174.

Smith C.A., Sundh M., Mikko H. Surficial geology indicates early Holocene faulting and seismicity, Central Sweden // Intern. J. Earth Sci. 2014. Vol. 103. P. 1711–1724.

Sutinen R., Hyvönen E., Kukkonen I. LiDAR detection of paleolandslides in the vicinity of the Suasselkäpostglacial fault, Finnish Lapland // Intern. J. Applied Earth Observation and Geoinformation. 2014. Vol. 27. P. 91–97.

Поступила в редакцию 29.09.2020

Поступила с доработки 30.10.2020

Принята к публикации 30.10.2020

УДК 551.248.2

Е.А. Мануилова¹

НОВЕЙШИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

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

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

Структурно-геоморфологический анализ территории Западно-Сибирской плиты позволил установить ее новейший структурный план. Выделены неотектонические области (НО), региональные и локальные новейшие структуры, а также слабые зоны и разрывные нарушения. В результате автоматизированного дешифрирования и построения карт по методу В.П. Философова уточнены границы региональных структур, выявлены наиболее протяженные разрывные нарушения и сопоставлены полученные данные.

Ключевые слова: неотектоника, структурно-геоморфологический анализ, автоматизированное дешифрирование, карты по методу В.П. Философова.

Structural and geomorphological analysis of the territory of the West Siberian plate allowed us to establish its latest structural plan. Neotectonic regions (NO), regional and local newest structures, as well as weak zones and discontinuous faults are identified. Automated decoding and mapping using the method of V.P. Filosofov made it possible to clarify the boundaries of regional structures, identify the most extensive discontinuous violations, and compare the data obtained.

Key words: neotectonics, structural and geomorphologic analysis, automated interpretation, maps by the method of V.P. Filosofov.

Введение. Изучение новейшего структурного плана Западно-Сибирской плиты имеет большое значение не только в теоретическом, но и в прикладном отношении, а именно при поисках месторождений полезных ископаемых, инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях, решении многих экологических проблем и т. д.

Проведение структурно-геоморфологических исследований позволяет установить новейший структурный план и геодинамическую обстановку территории исследования. В результате изучения современных топографических карт, данных дистанционного зондирования Земли (ДЗ) высокого разрешения и их комплексного анализа с использованием различного программного обеспечения (ArcMap, GlobalMapper, LESSA и др.) выявлены выраженные в рельефе малоамплитудные структуры, что существенно расширило наши представления о новейшей тектонике и геодинамике равнинных территорий.

Отмечу, что строением новейшего плана Западно-Сибирской плиты занимались и другие учёные [Зятькова, 1961; Варламов, 1983; Корчуганова, 2013], но это обобщающие работы. Особенность предлагаемого исследования — его более детальный масштаб, что позволяет не только выявить новейшие дислокации на рассматриваемой территории, выраженные в рельефе, но и в дальнейшем проследить их взаимосвязь со структурами фундамента и осадочного чехла, с месторождениями углеводородов и сделать их прогноз.

Материалы и методы исследований. Методика структурно-геоморфологического анализа. Структурно-геоморфологический метод направлен на выявление конэрзационных (с момента появления структурной формы в рельефе) дислокаций и их типов. В основе этого метода лежит анализ гидро-графической сети, рисунка и абсолютных отметок современного рельефа, который представляет собой результат как тектонических движений, так и воздействия экзогенных процессов, происходящих на новейшем этапе развития территории. Основные положения методики изложены в работе [Костенко, 1999]. Структурно-геоморфологические исследования включали: визуальное дешифрирование с использованием топографических карт масштаба 1:500 000, спектрональных космических изображений Landsat и цифровой модели рельефа (ЦМР) SRTM; построение и интерпретацию геоморфологических профилей с использованием компьютерных программ GlobalMapper и CorelDraw.

Дополнительно для уточнения данных визуального дешифрирования выполнена автоматизированная обработка рельефа с использованием программы LESSA [Златопольский, 1988], которая позволяет в автоматизированном режиме обнаруживать линейные элементы рельефа (хребты и долины) и проводить их статистический анализ. Кроме того, были построены карты порядков речных долин и их разности по методу В.П. Философова [Философов, 1960].

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирантка; e-mail: manuilovaekaterina139@gmail.com

Результаты исследований и их обсуждение. Результаты структурно-геоморфологического анализа. В результате визуального структурно-геоморфологического дешифрирования составлена структурно-геоморфологическая карта Западно-Сибирской плиты в масштабе 1: 500 000 (рис. 1).

На карте выделены региональные и локальные структуры, выраженные в рельефе, которые относятся только к самому молодому голоценовому, местами к позднеплиоценово-голоценовому структурному плану региона [Геоморфологическая ..., 1971]. За нижнюю границу неотектонического этапа на территории исследования было принято время регрессии позднеолигоценового тургасского бассейна и накопление озерно-аллювиальных отложений амбросимовской свиты нижнего миоцена [Астапов, 2012; Корчуганова, 2013].

С помощью структурно-геоморфологического анализа выявлен сводово-блочный стиль новейших дислокаций, представляющий собой сочетание пликативных и разрывных дислокаций. К пликативным дислокациям на территории Западно-Сибирской плиты относятся: 1) региональные поднятия с установленными в их пределах локальными поднятиями, разделенными узкими впадинами; 2) региональные впадины с установленными в их пределах локальными поднятиями; 3) региональные ступени — выровненные, слабонаклоненные поверхности с установленными в их пределах редкими локальными поднятиями; 4) впадины-долины, соответствующие крупным речным долинам; 5) узкие впадины-долины, соответствующие более мелким рекам 2—4-го порядка.

Также установлены разрывные дислокации, которые осложняют пликативные, разделяя их на блоки: 1) слабые зоны — зоны повышенной трещиноватости и дробления пород, термин Н.П. Костенко [Костенко, 1999]; 2) разрывные нарушения (без установления кинематики) — слабые зоны, которые выявлены на геоморфологических профилях; 3) разрывные нарушения со сдвиговой составляющей — слабые зоны или разрывные нарушения, смещающие границы региональных и локальных структур.

На территории Западно-Сибирской плиты на основе преобладающих направлений простирания региональных структур выделены следующие неотектонические области (НО): Ямальская, Гыданская, Приуральская, Сибирско-Увалистая, Приказахстано-Алтайская, Надым-Тазовская, Приенисейская, Присаяно-Енисейская.

Ямальская неотектоническая область расположена на Ямальском п-ове и на юге граничит с Сибирско-Увалистой НО. В ее состав входят Ямальская и Южно-Ямальская впадины. Эти впадины имеют удлиненную форму, вытянутую меридионально. В их пределах установлен ряд локальных сводообразных поднятий, амплитуда которых на своде достигает 50—70 м (Ямальская впадина) и 80—85 м (Южно-Ямальская впадина) на сводах.

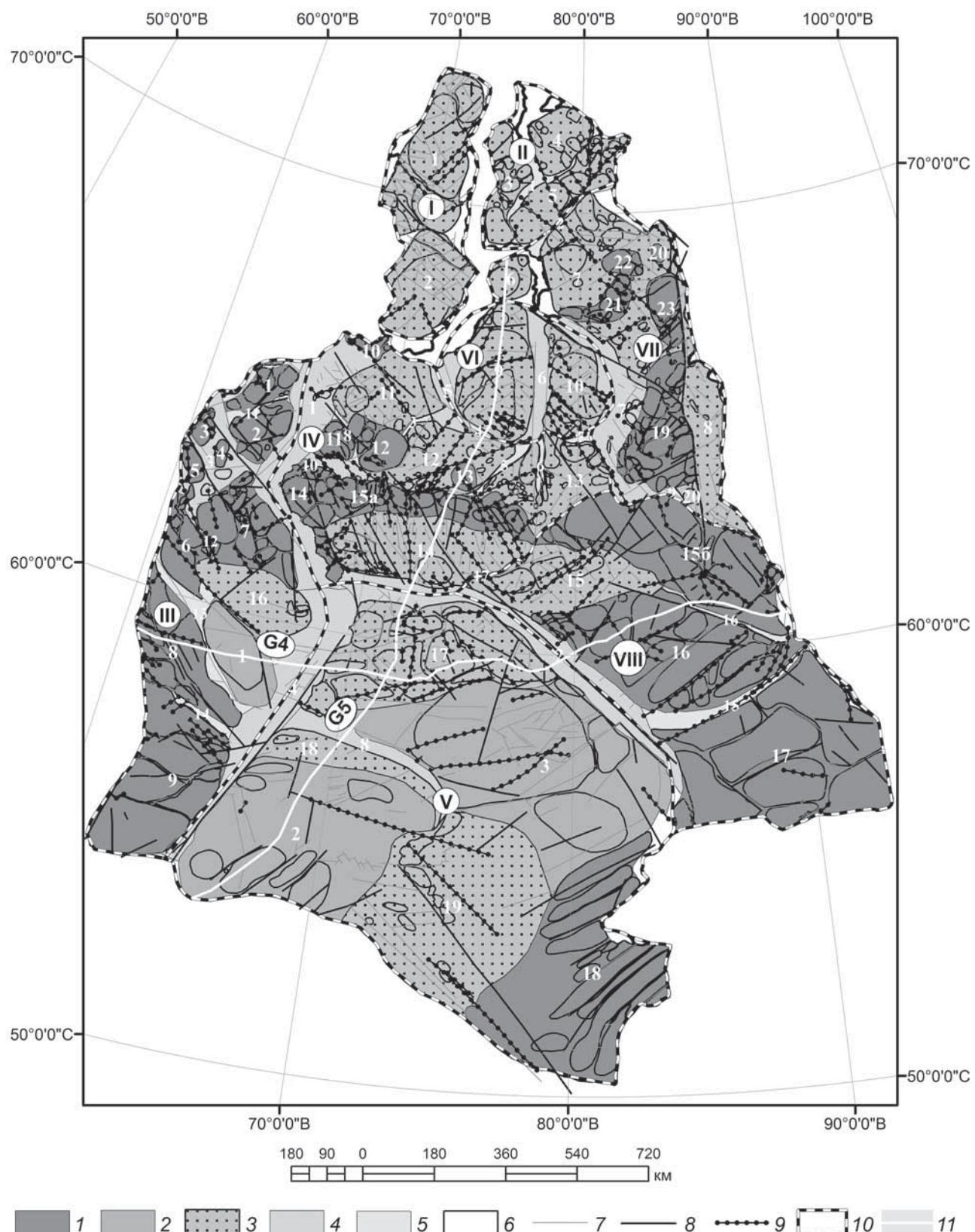
Гыданская неотектоническая область находится в пределах Гыданского п-ова и на юге через Танамскую узкую впадину-долину граничит с Приенисейской НО. Гыданская НО включает четыре отрицательные региональные структуры.

Юрацкая впадина в целом имеет форму, близкую к изометричной, и включает ряд изометричных и меридионально ориентированных внутривпадинных поднятий разного размера с максимальными значениями амплитуды рельефа 80—90 м. Юрибейская впадина повторяет контур западного берега Гыданского п-ова и вытянута в меридиональном направлении. В ее пределах выделены локальные поднятия удлиненной формы меридионального (в южной и северной частях впадины) и северо-восточного простирания (в центральной части впадины), амплитуда которых на сводах составляет 70—80 м. Северо-Гыданская впадина северо-восточного простирания обладает удлиненной формой. В ее контурах присутствует ряд положительных структур, имеющих в основном северо-восточное простижение и максимальную амплитуду рельефа 120—150 м.

Приуральская неотектоническая область на западе граничит с Уральским горным сооружением, на востоке через Нижнеобскую впадину-долину — с Сибирско-Увалистой НО, а через Тобольско-Обскую впадину-долину — с Приказахстано-Алтайской НО. В состав Приуральской НО входят региональные поднятия, впадины, ступень, впадины-долины и узкие впадины-долины.

Тобольское поднятие расположено на юге Приуральской НО, в целом вытянуто в меридиональном направлении и состоит из серии субширотно ориентированных локальных поднятий с абсолютными отметками рельефа 150—200 м. Через Турскую узкую впадину-долину Тобольское поднятие граничит с Турским поднятием, которое имеет северо-западное простижение. Локальные поднятия, входящие в состав этой структуры, имеют удлиненную форму северо-западного и

Рис. 1. Структурно-геоморфологическая карта Западно-Сибирской плиты: 1 — региональные поднятия (1 — Северо-Уральское, 2 — Сосьвинское, 3 — Вольненское, 4 — Люлим-Ворское, 5 — Среднесосьвинские Увалы, 6 — Пельмское, 7 — Сосьвинско-Лысьвинское, 8 — Турское, 9 — Тобольское, 10 — Аксарское, 11 — Казымское, 12 — Вынгорское, 13 — Пякупурское, 14 — Белогорский материк, 15а — Сибирские Увалы — Западный сегмент, 15б — Сибирские Увалы — Восточный сегмент, 16 — Кетско-Тымское, 17 — Чулымское, 18 — Кулундинское, 19 — Худосейское, 20 — Северо-Хетское, 21 — Большехетское, 22 — Северо-Большехетское, 23 — Хетское); 2 — региональные ступени (1 — Тавдинская, 2 — Ишимская, 3 — Васюганская); 3 — региональные впадины (1 — Ямальская, 2 — Южно-Ямальская, 3 — Юрибейская, 4 — Юрацкая, 5 — Северо-Гыданская, 6 — Северо-Тазовская, 7 — Южно-Гыданская, 8 — Приенисейская, 9 — Надымская, 10 — Тазовская, 11 — Полуйская, 12 — Хетская,



13 — Пурпе-Часельская, 14 — Ляминская, 15 — Аганская, 16 — Кондинская, 17 — Юганская, 18 — Иртышская, 19 — Барабинская, 20 — Худосейская); 4 — впадины-долины (1 — Нижне-Обская, 2 — Нижне-Среднеобская, 3 — Северо-Сосьвинская, 4 — Тобольско-Обская, 5 — Надымская, 6 — Пурская, 7 — Тазовская, 8 — Иртышская); 5 — узкие впадины-долины (1 — Юрибейская, 2 — Танамская, 3 — Хейгияхинская, 4 — Надымская, 5 — Пякупурская, 6 — Харампурская, 7 — Часельская, 8 — Тоитьёганская, 9 — Среднетазоская, 10 — Лыхминская, 11 — Кемпаж-Несыеганская, 12 — Тапсуйская, 13 — Тавдинская, 14 — Турская, 15 — Кетская, 16 — Сымская, 17 — Аганская); 6 — локальные поднятия; 7 — слабые зоны; 8 — разрывные нарушения; 9 — разрывные нарушения со сдвиговой составляющей; 10 — неотектонические области (I — Ямальская, II — Гыданская, III — Приуральская, IV — Сибирско-Увалистая, V — Приказахстано-Алтайская, VI — Надым-Тазовская, VII — Приенисейская, VIII — Присаяно-Енисейская); белые линии — геоморфологические профили

субширотного простирания. Абсолютные отметки рельефа на сводах поднятий достигают 140–160 м.

Севернее через *Тавдинскую узкую впадину-долину* расположено *Пельмское поднятие*, также имеющее северо-западное простирание. В его пределах отмечаются локальные поднятия удлиненной (северо-западного и меридионального простирания) и изометричной формы, максимальная амплитуда которых достигает 185–205 м. Восточнее расположена *Тавдинская ступень*, плавно погружающаяся на запад со средними отметками 85–90 м. Выше установлена *Кондинская впадина*, вытянутая в северо-западном направлении. Дно впадины плоское, минимальные отметки рельефа 55–60 м, оно сильно заозерено и заболочено. В восточной части впадины отмечаются локальные поднятия удлиненной формы субмеридионального и субширотного простирания с абсолютными отметками рельефа 100–125 м.

Севернее расположено *Сосьвинско-Лысьвинское поднятие* северо-западного простирания. В пределах этого поднятия установлены разноориентированные локальные положительные структуры удлиненной и изометричной формы. Максимальная амплитуда рельефа в сводовой части поднятия составляет 230–240 м.

В пределах *Северо-Сосьвинской впадины-долины* выявлены: *Среднесосьвинские Увалы* вытянутой формы и северо-западного простирания (абсолютные отметки рельефа 180–190 м), *Люлим-Ворское поднятие* удлиненной в меридиональном направлении формы (абсолютная отметка рельефа 155 м) и *Вольненское поднятие* с формой, близкой к изометричной, северо-восточного простирания (абсолютные отметки рельефа 190–200 м).

На севере Приуральской НО выделены *Сосьвинское* и *Северо-Уральское поднятие*, разделенные *Кемпаж-Несъеганской узкой впадиной-долиной*. *Сосьвинское поднятие* ориентировано на северо-восток. В его пределах установлены локальные положительные структуры различной ориентировки с формой, в основном близкой к изометричной, и с максимальными отметками рельефа до 260 м. *Северо-Уральское поднятие* вытянуто в северо-восточном направлении и включает ряд локальных поднятий изометричной и удлиненной формы с абсолютными отметками рельефа до 190 м, в северо-восточной части поднятия — до 290 м.

Сибирско-Увалистая неотектоническая область на западе через Нижнеобскую впадину-долину граничит с Приуральской НО, на севере — с Ямальской НО, на северо-востоке через Надымскую впадину-долину — с Надым-Тазовской НО, на востоке через Тазовскую впадину-долину — с Приенисейской НО, на юго-востоке — с Присаяно-Енисейской НО, на юге через Нижне-Среднеобскую впадину-долину — с Приказахстано-Алтайской НО. Сибирско-Увалистая НО включает

региональные поднятия и впадины, разделенные впадинами-долинами.

Белогорский материк — региональная структура северо-западного простирания. В ее пределах установлены локальные поднятия изометричной и удлиненной (в субширотном, северо-западном и северо-восточном направлениях) формы. Максимальные абсолютные отметки рельефа на сводах поднятий достигают 230 м.

Западный сегмент Сибирских Увалов — структура субширотного простирания с полого-холмистой (в западной части) и плоской (в центральной и восточной частях сегмента) поверхностью, заболоченная в центральной части. В ее контурах установлены локальные поднятия в основном удлиненной формы субширотного и северо-западного простирания. Абсолютные отметки рельефа изменяются от 170 м в западной части сегмента до 150–140 м по мере продвижения на восток. Детальные исследования строения Сибирских Увалов, Белогорского материка и сопредельных впадин представлены в работе [Панина, Мануилова, 2017].

Казымское, Вынгорское и Пякупурское поднятие имеют изометричную или близкую к изометричной форму и полого-холмистую поверхность. В их пределах выделены локальные положительные структуры изометричной и удлиненной (в северо-восточном, субширотном и меридиональном направлениях) формы с абсолютными отметками на сводах 220, 160 и 155 м соответственно.

Аксарское поднятие обладает V-образной формой и полого-холмистым рельефом. В его пределах установлены локальные поднятия удлиненной (северо-западного и северо-восточного простирания), а также изометричной формы. Абсолютные отметки рельефа на сводах достигают 120–130 м.

Полуйская, Хетская и Пурпе-Часельская впадины имеют близкую к ромбической форму и вытянуты в северо-восточном направлении. Днища впадин полого расчленены. В пределах Хетской и Пурпе-Часельской отрицательных структур выделяются локальные поднятия удлиненной (северо-восточного, северо-западного, субмеридионального и субширотного простирания) и изометричной формы. Днища впадин интенсивно заозерены и заболочены.

Ляминская впадина имеет удлиненную форму, субширотное простирание и пологую, плавно погружающуюся на юг поверхность, которая интенсивно заболочена и заозерена, с многочисленными реками и ручьями. В пределах структуры установлены локальные поднятия изометричной и сложной формы с абсолютными отметками рельефа 100–125 м.

Приказахстано-Алтайская неотектоническая область расположена в южной части Западно-Сибирской плиты. На севере через Нижне-Среднеобскую впадину-долину она граничит с

Сибирско-Увалистой НО, на востоке — с Присаяно-Енисейской НО, на западе через Тобольско-Обскую впадину-долину — с Приуральской НО. В ее состав входят региональные поднятия, впадины, ступени и впадины-долины.

Барабинское поднятие расположено на юге Приказахстано-Алтайской НО, обладает удлиненной в северо-восточном направлении формой и холмистой поверхностью. Абсолютные отметки рельефа изменяются от 160 м на севере до 290 м на юге поднятия. В его пределах установлен ряд валаобразных локальных структур северо-восточного простирания, разделенных узкими впадинами, разрабатываемыми слабо меандрирующими реками.

Северо-западнее расположена *Барабинская впадина* изометричной формы с плоской, слабохолмистой поверхностью. Минимальные отметки рельефа составляют 100–120 м. Вдоль правого берега р. Иртыш отмечены локальные поднятия удлиненной формы. На левом берегу также установлены локальные поднятия удлиненной формы северо-западного простирания, расположенные между крупными озерами. Абсолютные отметки локальных поднятий в их сводовых частях составляют 130–140 м.

Западнее и восточнее расположены *Ишимская* и *Васюганская ступени*. Для этих региональных структур характерны плоские, слабохолмистые, полигонаклонные (в северном направлении) поверхности. Абсолютные отметки рельефа изменяются от 180 м на юге до 130 м на севере для Ишимской ступени и от 150 м на юге до 90–100 м на севере Васюганской ступени. В пределах Васюганской ступени отмечены редкие локальные куполовидные структуры, а внутри Ишимской ступени — положительные структуры удлиненной формы северо-восточного (на юге) и субширотного (на севере) простирания. Севернее Ишимской ступени узкой полосой (шириной от 21 до 115 км) протягивается Иртышская впадина с минимальными отметками 65–70 м.

На севере Приказахстано-Алтайской НО фиксируется *Юганская впадина* удлиненной формы, имеющая широтное простижение и слаборасчлененную поверхность. В ее пределах установлен ряд локальных поднятий удлиненной (северо-западного, субширотного простирания) и изометричной формы. Абсолютные отметки рельефа на сводах локальных поднятий варьируют в пределах 85–100 м.

Надым-Тазовская неотектоническая область с юга и юго-запада через Надымскую впадину-долину граничит с Сибирско-Увалистой НО, на северо-западе — с Ямальской НО, на севере, востоке и юго-востоке через Тазовскую впадину-долину — с Приенисейской НО.

Область имеет изометричную форму, в ее состав входят *Надымская* и *Тазовская впадины*, разделенные узкой *Пурской впадиной-долиной*. Эти

структуры обладают удлиненной формой, меридиональным простиранием и полого-холмистой поверхностью. В пределах впадин установлены локальные поднятия изометричной, близкой к изометричной и удлиненной (северо-восточного и меридионального простирания) формой.

Приенисейская неотектоническая область расположена в северо-восточной части Западно-Сибирской плиты вдоль р. Енисей. С севера через Танамскую узкую впадину-долину она граничит с Гыданской НО, с запада через Тазовскую впадину-долину — с Надым-Тазовской и Сибирско-Увалистой НО, на юге через Тазовскую впадину-долину и Среднетазовскую узкую впадину-долину — с Присаяно-Енисейской НО. В целом область вытянута в субмеридиональном направлении. В ее состав входят региональные поднятия и впадины.

Худосейское, Хетское и Северо-Хетское поднятие удлиненной формы имеют субмеридиональное простижение и абсолютные отметки рельефа 170, 200 и 155 м соответственно. Их поверхности интенсивно расчленены. В пределах Хетского и Худосейского поднятий установлен ряд локальных разноориентированных положительных структур изометричной и вытянутой формы. *Северо-Большехетское поднятие* обладает удлиненной формой, субширотным простиранием, абсолютные отметки до 190 м. *Большехетское поднятие* характеризуется изменяющимся простиранием от субширотного до северо-восточного и абсолютными отметками от 120 м на западе до 170 м на северо-востоке поднятия. В пределах структуры выделены локальные поднятия удлиненной (субширотного и северо-восточного простирания) и изометричной формы.

Восточнее Худосейского поднятия расположена *Приенисейская впадина* удлиненной формы и меридионального простирания, плоская, с минимальными отметками рельефа 55–60 м. В ее пределах отмечены единичные локальные поднятия изометричной и удлиненной (субмеридионального простирания) формы. *Северо-Тазовская* и *Южно-Гыданская впадины* со слабохолмистой поверхностью имеют минимальные абсолютные отметки 40–50 м. В их пределах присутствуют локальные поднятия изометричной и удлиненной (северо-западного простирания) формы с абсолютными отметками рельефа 100–140 м в их сводовых частях.

Присаяно-Енисейская неотектоническая область расположена в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты и имеет клиновидную форму. На севере через Тазовскую впадину-долину и Среднетазовскую узкую впадину-долину она граничит с Приенисейской НО, с северо-запада через Аганскую узкую впадину-долину — с Сибирско-Увалистой НО, с юго-запада через Нижне-Среднеобскую впадину-долину — с Приказахстано-Алтайской НО. С востока граница

проходит вдоль р. Енисей и граничит с Сибирской платформой и Енисейским кряжем.

Восточный сегмент Сибирских Увалов, расположенный на севере области, обладает удлиненной формой, северо-западным простиранием и холмистой, расчлененной поверхностью с абсолютными отметками рельефа от 150 до 280 м. Он состоит из серии локальных положительных структур широтного и северо-западного простирания с вытянутой формой. Юго-западнее расположена Аганская впадина с ромбовидным контуром. Структура имеет северо-восточное простиранье и интенсивно заозеренную, заболоченную, с многочисленными реками и притоками, полого падающую на юг поверхность. В ее пределах выделены локальные поднятия удлиненной формы северо-восточного простирания, абсолютные отметки рельефа в сводовых частях составляют 115–130 м.

Кетско-Тымское и Чулымское поднятие ромбовидной и близкой к изометричной формы характеризуются северо-западным простиранием и холмистой, расчлененной поверхностью. В их пределах выделены локальные поднятия в основном удлиненной формы северо-западного, субширотного и субмеридионального простирания. Абсолютные отметки рельефа на сводах варьируют от 150 до 180 м в пределах Кетско-Тымского поднятия и от 170 до 480 м в районе Чулымского поднятия.

Подчеркну, что в распределении региональных структур прослеживается некоторая закономерность. Региональные поднятия расположены в периферийной части плиты, а также узкой полосой пересекают ее середину в субширотном направлении. Впадины расположены в центральной и северной частях плиты. Впадины-долины и узкие впадины-долины соответствуют местоположению крупных рек. Дополнительно рассчитано распределение региональных структур на территории Западно-Сибирской плиты, где большую часть территории занимают региональные впадины (36%) и поднятия (35%), а ступени, впадины-долины и узкие впадины-долины составляют 16, 10 и 2% соответственно.

Установленные пликативные структурные формы осложнены слабыми зонами, для последних доминируют северо-западное и северо-восточное простирания, также отмечены субширотное и субмеридиональное направления.

Результаты интерпретации геоморфологических профилей позволили перевести некоторые слабые зоны в ранг разрывных нарушений (без установления их кинематики). По смещению границ региональных и локальных структур установлены сдвиговые дислокации, которые на территории Западно-Сибирской плиты имеют правосдвиговую составляющую в случае северо-западного простирания и левосдвиговую — при северо-восточном простирании. Такая их комбинация позволяет установить, что новейшие

структуры в целом деформируются в поле напряжений субмеридиональной ориентировки сжатия и субширотного растяжения, что для отдельных районов Западной Сибири установлено рядом исследователей [Сим, Брянцева, 2007; Корчуганова, 2013; Панина, Мануилова 2017].

Таким образом, в результате визуального структурно-геоморфологического дешифрирования на территории Западно-Сибирской плиты установлены пликативные региональные и локальные структуры, осложненные рядом разрывных дислокаций.

Результаты интерпретации геоморфологических профилей. Всего для территории исследования построено 5 продольных и 4 поперечных геоморфологических профиля, которые закладывались вдоль и поперек простирания основных структур по участкам с наилучшей сохранностью водораздельной поверхности. В результате интерпретации геоморфологических профилей установлено 7 высотных уровней, соответствующих определенным новейшим структурам, с указанием их возраста и генезиса (рис. 2).

Первый и второй (сверху вниз) высотные уровни с абсолютными отметками ≥ 250 м и ~ 200 м установлены в сводовых частях Люлим-Ворского, Пельмского, Турского, Сосьвинского, Чулымского, Тобольского, Кетско-Тымского и Кулундинского поднятий, а также в восточном сегменте Сибирских Увалов и на Белогорском материке.

Третий (~ 150 м) и четвертый (~ 125 м) уровни соответствуют сводам поднятий (Средне-Сосьвинские Увалы, Северо-Уральское, Казымское, Западный сегмент Сибирских Увалов, Вынглорское, Аксарское, Сосьвинско-Лысьвинское, Худосейское, Хетское и Северо-Большехетское, Вынглорское, Турское), склонам крупных поднятий (Тобольское, восточный сегмент Сибирских Увалов, Чулымское, Кетско-Тымское), региональным ступеням (Ишимская, Васюганская), а также локальным поднятиям, развитым в пределах Надымской, Юганской, Барабинской, Хетской, Полуйской, Южно-Гыданской и Худосейской впадин.

Пятый уровень (~ 80 – 100 м) отмечен на Талинской ступени и на сводах локальных поднятий в пределах Хетской, Тазовской, Юганской, Ляминской, Северо-Гыданской, Северо-Тазовской, впадин.

Шестой уровень (~ 60 – 70 м) приходится на Кондинскую, Юрибейскую, Южно-Ямальскую, Ямальскую (южная и центральная части) впадины.

Седьмой уровень (< 60 м) отвечает Приенисейской и северной части Ямальской впадины. Кроме того, шестой и седьмой уровни соответствуют впадинам-долинам.

При интерпретации геоморфологических профилей по комплексу признаков [Костенко, 1999] с учетом возраста смещаемых поверхностей (данные взяты с геологических карт) выделены

разрывы без установления их кинематики. В целом поверхности испытывают смещения с амплитудой в среднем до 5–10 м.

В результате интерпретации геоморфологических профилей выделены уровненные поверхности, которые приурочены к определенным новейшим структурам, что позволило перевести слабые зоны, выделенные при дешифрировании в плане, в ранг разрывных нарушений (без установления кинематики) и установить амплитуду вертикальных смещений одновозрастных поверхностей вдоль этих разрывов.

Результаты автоматизированной обработки рельефа. В результате автоматизированной обработки рельефа в программе LESSA [Златопольский, 1988] получены карты линеаментов, линий вытянутости и распределения плотности штрихов, рассчитанные с помощью этой программы.

На карте линеаментов показано их распределение по территории исследования. При сопоставлении слабых зон, выделенных при визуальном дешифрировании, с картой линеаментов, построенной в автоматизированном режиме по эрозионной сети, прослеживается значительная схожесть полученных данных. Заметно, что преобладает северо-западное и северо-восточное простижение слабых зон, которые совпадают с направлениями простириания линеаментов.

Карта линий вытянутости во многом подтверждает результаты визуального дешифрирования. Радиально-расходящийся рисунок линий вытянутости, а также их овальная конфигурация подчеркивают границы региональных и местами локальных структур. В местах перегибов линий вытянутости прослеживаются либо границы новейших структур, либо протяженные слабые зоны.

При сопоставлении карты распределения плотности линеаментов с результатами визуального дешифрирования прослеживается четкая корреляция. Участки с наибольшей плотностью линеаментов соответствуют областям поднятий. Это можно обосновать тем, что поднятия больше подвержены процессам эрозии, а их поверхности характеризуются большей расчлененностью.

Таким образом, результаты, полученные при автоматизированном дешифрировании, позволили уточнить результаты визуального дешифрирования, а при сопоставлении этих данных прослеживается хорошая корреляция.

Результаты построения карт по методу В.П. Философова. Для выявления новейших структур по методу В.П. Философова [Философов, 1960] наиболее информативными оказались карта базисной поверхности, по-

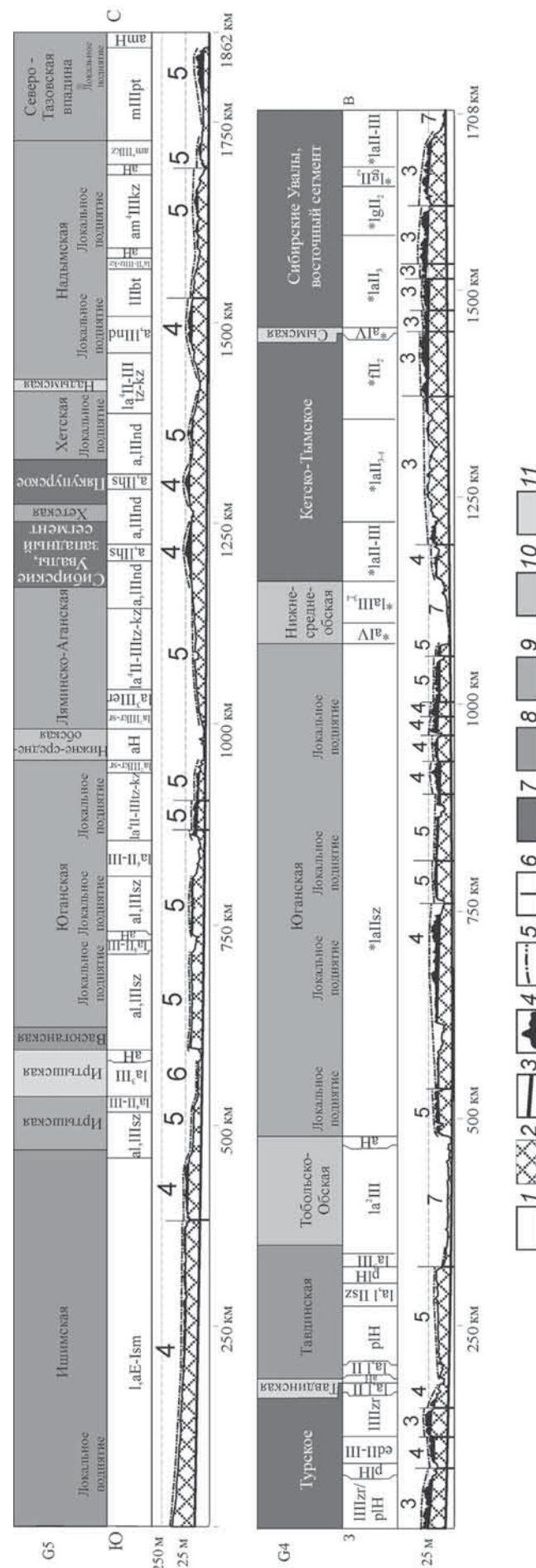


Рис. 2. Геоморфологические профили: 1 — массив, не подвергшийся денудации; 2 — массив, подвергшийся денудации; 3 — линия наибольшего глубоких врезов; 4 — зона волоразделенный денудации; 5 — обобщающие линии изгибов и наклонов поднятий; 6 — разрывы; 7 — поднятия; 8 — ступени; 9 — поднятия; 10 — впадины-долины; 11 — узкие впадины-долины

строенная по долинам 2-го порядка, и карта разности базисных поверхностей, построенных по долинам 2–3-го порядков.

Карта базисной поверхности, построенная по долинам 2-го порядка, отражает движения за голоценовое время и отображает современный облик рельефа, где выделяются области региональных и локальных структур. При сопоставлении этой карты с региональными и локальными структурами, установленными при визуальном дешифрировании, отмечена их хорошая сходимость, а также выраженность в рельефе многих структур.

Карта разницы базисных поверхностей, построенных по долинам 2–3 порядков, показывает локальные структуры, сформировавшиеся в голоценовое время. При сопоставлении этой карты с новейшими структурами, установленными при визуальном дешифрировании, выявлено

совпадение большинства границ локальных поднятий.

Таким образом, комплексирование этого метода с результатами структурно-геоморфологического анализа показывает достаточно хорошую корреляцию выявленных структур, а также позволяет уточнить границы региональных и локальных структур.

Заключение. Результаты структурно-геоморфологического анализа Западно-Сибирской плиты, включавшего визуальное дешифрирование топографических карт масштаба 1:500 000, ЦМР и космических изображений Landsat, построение и интерпретацию геоморфологических профилей, автоматизированное дешифрирование ЦМР в программе LESSA и построение карт по методу В.П. Философова, позволили установить новейший структурный план Западно-Сибирской плиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Астапов А.П., Брадучан Ю.В., Боровский В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Западно-Сибирская. Лист Р-43 Сургут. Объясн. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 342 с.

Варламов И.П. Результаты изучения новейшей тектоники Сибири и оценка перспектив ее нефтегазоносности по неотектоническим параметрам // Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск.: Наука, 1983. С. 78–87.

Златопольский А.А. Пакет прикладных программ выделения и анализа линейных элементов аэрокосмических изображений // Автоматизированный линеаментный анализ при структурно-геологических и металлогенических исследованиях. М.: Недра, 1988. С. 14–28.

Зятькова Л.К. Геолого-геоморфологические методы выявления локальных структур (Центральная часть Западно-Сибирской низменности). Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. (Тр. СО АН СССР, ИГиГ; Вып. 14). 78 с.

Геоморфологическая карта: Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР, масштаб 1:2 500 000 / Под ред. И.П. Герасимов, А.В. Сидоренко. Л.: Карт. фабрика ВАГТ, 1971.

Корчуганова Н.И. Четвертичный структурный план и широтная зональность Западно-Сибирской равнины // Изв. вузов. Геология и разведка. 2013. № 4. С. 5–10.

Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 379 с.

Панина Л.В., Мануилова Е.А. Неотектоника центральной части Западно-Сибирской плиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 4. С. 1–5.

Сим Л.А., Брянцева Г.В. Новейшее напряженное состояние и неотектоника севера Западно-Сибирской плиты // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. № 6. С. 3–10.

Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1960, 69 с.

Поступила в редакцию 29.09.2020

Поступила с доработки 30.10.2020

Принята к публикации 30.10.2020

УДК 551.763.3 (470.62)

**Е.В. Яковишина¹, Л.Ф. Копаевич², А.М. Никишин³,
С.И. Фрейман⁴, М.А. Устинова⁵**

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАМПАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА (РАЗРЕЗ ГАЛИЦЫНО)

*ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1
Геологический институт РАН, 111017, Москва, Пыжевский пер., 7*

*Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
Geological Institut of the RAS, 111017, Moscow, Pyzhevsky lane, 7*

Приводится описание пород в карьере Галицыно, расположенному в Адлерском районе Северного Кавказа. Карьер интересен тем, что благодаря отличной обнаженности в относительно однородной толще карбонатных пород удалось выделить изменения, которые отражают общие для позднемелового, в данном случае позднекампанского, интервала, события. К ним относятся характерная для этого геохронологического интервала карбонатная седиментация, постоянные флуктуации относительного уровня моря, периодические проявления вулканической активности. Все эти особенности подтверждаются как особенностями строения разреза, присутствием в нем различных литологических типов пород, так и особенностями состава комплексов микроорганизмов. Применение разных методов анализа фактического материала делает полученные выводы убедительными.

Ключевые слова: Северо-Западный Кавказ, разрез Галицыно, кампан, маастрихт, карбонатная седиментация, клиноформы, нанопланктон, фораминиферы, вулканическая деятельность.

The description of rocks in the Galitsyno quarry located in the Adler region of the North Caucasus is given. The quarry is interesting because the excellent exposure in a relatively homogeneous stratum of carbonate rocks was able to identify certain changes that reflect the events common to the Late Cretaceous, in this case, Late Campanian, interval of events. These include carbonate sedimentation characteristic of this geochronological interval, constant fluctuations of the relative sea level, and periodic manifestations of volcanic activity. All these features confirmed both by the structural features of the section, the presence of various lithological types of rocks in it, and by the features of the composition of the complexes of microorganisms. The use of different methods of analysis of the factual material makes the obtained conclusions convincing.

Key words: North-West Caucasus, Galitsyno section, Campanian, Maastrichtian, carbonate sedimentation, clinoforms, nannoplankton, foraminifera, volcanic activity.

Введение. Отложения кампанского яруса постоянно привлекают к себе внимание исследователей, что связано с рядом причин. Во-первых, это самое продолжительное подразделение в пределах позднего мела — более 11 млн л; во-вторых, это было время одной из наиболее мощнейших трансгрессий, что привело к формирования разного типа карбонатных пород, включая такой специфический их тип, как писчий мел; в-третьих, на его протяжении зафиксированы весьма важные события, например, флуктуации климата. В его начале и конце фиксируются моменты похолодания, имеющие практически субглобальное распространение

[Беньяновский и др., 2014; Petrizzo, 2000, 2002; Kopaevich, Vishnevskaya, 2016; Huber et al., 2018; Vishnevskaya, Kopaevich, 2020]. В-четвертых, это был один из мощнейших импульсов активизации вулканической деятельности, который оставил след в разрезах не только Крыма, но и Северного Кавказа [Гаврилов и др., 2014, с. 526; Копаевич, Хотылев, 2014; Никишин и др., 2013]. Циклическое строение большинства кампанских толщ указывает на колебания уровня моря, что также важно для восстановления палеоокеанологических обстановок. Все это означает, что любой разрез отложений этого возраста интересен, так как помогает

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

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

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор; e-mail: nikishin@geol.msu.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; e-mail: freimansgy@gmail.com

⁵ Геологический институт РАН, лаборатория микропалеонтологии, ст. науч. с.; e-mail: ustinova_masha@mail.ru



Рис. 1. Карта расположения карьера у с. Галицыно

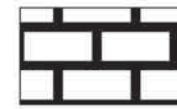
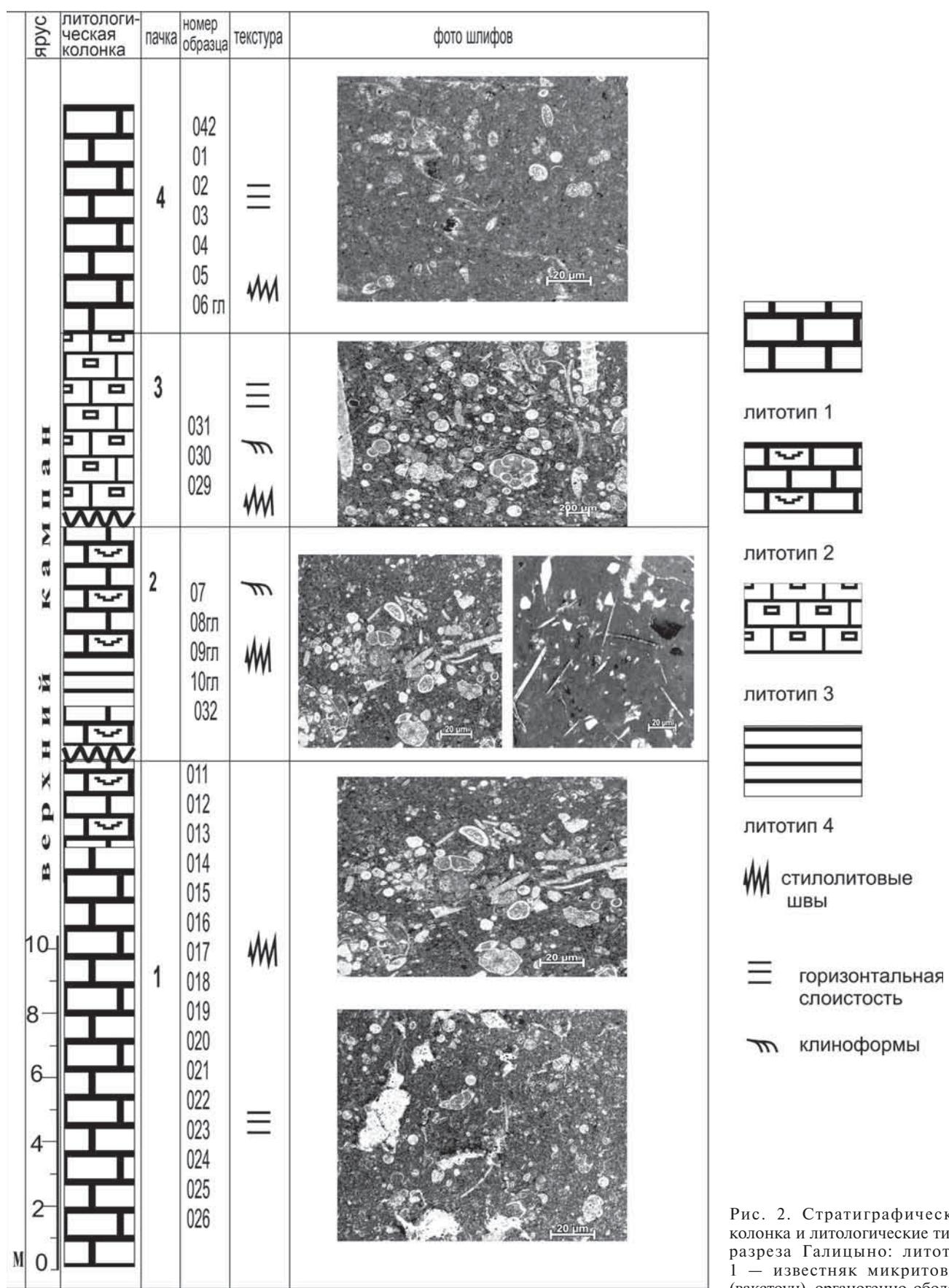
расширить представления об этом важнейшем интервале позднемеловой эпохи. Именно поэтому описываемый в предлагаемой статье разрез карьера Галицыно привлек внимание авторов.

Материалы и методы исследования. Обнажение представляет собой северо-западную стенку карьера известняка, расположенного на юго-восток от с. Галицыно (Адлерский район, Северо-Западный Кавказ) (рис. 1). Размеры обнаженной части карьера составляют 360×17 м. Основная толща имеет залегание от субгоризонтального до моноклинального.

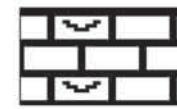
Все виды анализов и изготовление шлифов проводились на геологическом факультете МГУ

имени М.В. Ломоносова, за исключением изучения нанопланктона. Вещественный состав пород изучался в шлифах, которые были отобраны на разных уровнях из карбонатных, а также из глинистых разностей. Всего изучено 27 шлифов. В результате изучения петрографических шлифов было выделено 5 литологических типов пород (рис. 2). Минералогический состав глин изучен в результате рентгенофазового анализа 3-х образцов при помощи рентгеновского дифрактометра «ULTIMA-IV».

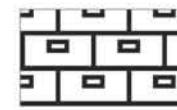
Информативные данные о возрасте пород получены в результате изучения нанопланктона. Обработано 40 образцов, в 30 из них обнаружены



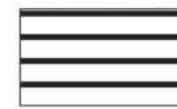
ЛИТОТИП 1



ЛИТОТИП 2



ЛИТОТИП 3



ЛИТОТИП 4

стилолитовые
швы

горизонтальная
слоистость

клиноформы

Рис. 2. Стратиграфическая колонка и литологические типы разреза Галицино: литотип 1 — известняк микрорифтовый (вакстоун), органогенно-обломочный, обр. № 01, 03, 04, 019, 023,

027, 031, 032; литотип 2 — известняк орангогенно-обломочный (вакстоун-пакстоун) фораминиферовый, обр. № 02, 05, 011, 014, 016, 017, 018, 020, 021, 025, 026, 030, 041; литотип 3 — известняк орангогенно-обломочный (вакстоун-пакстоун) кальцисферовый, обр. № 07, 012, 015, 029, 040; литотип 4 — глины известковистые (%): монтмориллонит (56), полевые шпаты (8), слюды (мусковит, флогопит) (12), кальцит (3), кварц (1), аморфное вещество (вулканическое стекло?, 20), обр. № 08, 09

кокколиты, которые представлены небольшим количеством экземпляров средней и плохой сохранности. Выделение раковин проходило по стандартной методике [Bown, Young, 1998], изучение их проводилось в световом поляризационном микроскопе «БиОптик» при увеличении 1000. В изученных известняках нанопланктон имеет среднюю сохранность, многие кокколиты разрушены и несут следы вторичной перекристаллизации. В глинистых прослоях сохранность кокколитов хорошая, и они не несут вторичных изменений. Фотографии раковин сделаны в световом микроскопе в скрещенных николях, а также в электронном сканирующем микроскопе «MV 2300 WegaTescan» в Геологическом институте РАН.

Раковины фораминифер изучали в шлифах, так как породы достаточно твердые, за исключением двух образцов известняков, из которых удалось выделить раковины планктонных (ПФ) и бентосных фораминифер (БФ), а также из глинистых прослоев из пачек 1 и 2. Во всех шлифах обнаружены раковины фораминифер, преимущественно планктонных, однако далеко не все из них можно определить до вида. Приведены изображения наиболее значимых таксонов для определения возраста и указано их стратиграфическое распространение. Виды-индексы ПФ и БФ сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе «Tescan 2300» в режиме BSE-детектора в Геологическом институте РАН, а также на кафедре петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на электронном микроскопе «JEOL JSM-6480LV».

Описание разреза. Разрез представлен схожими серыми средне- и тонкослоистыми известняками с множеством стилолитовых швов и с параллельной слоистостью. В центральной части стенки карьера наблюдается серия разрывов с небольшой складкой пропагации разлома по глинам в кровле «клиноформенной» пачки.

Пачка 1. В основании разреза залегают толстослоистые известняки с черными кремнистыми конкрециями (рис. 2). Известняки массивные, плотные, светло-бежевые, с раковистым изломом и множеством стилолитовых швов, переслаиваются с более темными разностями и относительно более мягкими разностями. Встречены три прослоя серых пластичных глин мощностью 2–6 см. Мощность пачки 15 м (рис. 2). В первой пачке отмечено переслаивание известняков 1-го и 2-го литологического типа, в кровельной части встречаются кальцисферовые известняки (литотип 3).

Пачка 2 залегает на нижележащей с резким эрозионным контактом с отчетливым клиноформенным строением. Глубина вреза местами достигает 6,5 м. Пачка сложена моноклинально залегающими известняками белесовато-бежевыми, толсто-среднеслоистыми, с ожелезнением по трещинам и множеством стилолитовых швов. По

известнякам этой пачки развито ожелезнение. В кровельной части пачки встречены три прослоя глин мощностью 5, 10 и 17 см соответственно. Глины бурые, до зеленовато-серых, пластичные, с прослойками карбонатного материала. Углы залегания сильно варьируют внутри пачки и составляют от 5 до 40°, азимут падения 190–235° юго-запад. Внутри пачки наблюдаются две эрозионные границы, также выраженные срезанием слоев с разными углами залегания. В северной части северо-западной стенки карьера внутри этой пачки встречены два тела олистолитов овальной формы размером 1,5×0,8 м, сложенные серыми массивными окатанными известняками. Мощность пачки колеблется от 0 до 6,5 м. В пачке встречаются органогенно-обломочные известняки (4-й литологический тип) (рис. 2). По результатам рентгенофазового анализа в составе глин присутствуют следующие минералы (%): монтмориллонит (56), полевые шпаты (8) (альбит (2), микроклин (10)), слюды (мусковит, флогопит, 12), кальцит (3), кварц (1), аморфное вещество (вулканическое стекло, 20).

Пачка 3. Известняки средне-тонкослоистые, серые, со стилолитовыми швами, параллельными слоистости, залегают на подстилающей пачке с эрозионным контактом. Встречаются редкие очень тонкие прослои глин (до 1 мм). По изученным петрографическим шлифам в пачке породы представлены в основном кальцисферовыми известняками (3-й литологический тип), рис. 2. Мощность пачки от 0 до 2,3 м.

Пачка 4 залегает на нижележащей пачке согласно. Известняки средне-тонкослоистые, плотные, массивные, светло-бежевые, с раковистым изломом и стилолитовыми швами, параллельными слоистости. В пачке 4 отложения представлены в основном фораминиферовыми известняками (1-й и 2-й литотипы).

Результаты исследований и их обсуждение. **Литологические типы.** На основе изучения шлифов выделено 4 литологических типа, которые по условиям образования можно отнести к нескольким фациальным зонам [Flugel, 2010]. Литологические типы 1, 2 (пачка 1) относятся к фациальной зоне FZ2 (неритовая, открытого моря), для которой характерны нормальная соленость и насыщенность кислородом, спокойная гидродинамическая обстановка. Литологические типы 3, 4 (пачка 2) относятся к фациальной зоне FZ3 (подошва склона), для которой характерны нормальные соленость и кислородный режим, активный гидродинамический режим; отложения часто брекчированы. Рентгенофазовый анализ глин показал, что глинистые прослои образовались по пепловым прослоям. Присутствие этих прослоев объясняется влиянием крупного вулканического пояса, который протягивался от Восточных Понтид до территории Малого Кавказа [Афанасенков и др., 2007; Ники-

шин и др., 2013; Okay et al., 1997; Nikishin et al., 2003; Barrier, Vrielynck, 2008; Rolland et al., 2010].

Таким образом, можно предположить, что формирование пачки 1 происходило на открытом шельфе, в спокойной гидродинамической обстановке. На границе пачек 1 и 2 отмечено усиление гидродинамического режима, а также частичный размыг ранее накопленных отложений, что сопровождалось формированием эрозионного рельефа. Вероятнее всего, это связано с увеличением тектнической активности, на что косвенно указывает присутствие глин, образовавшихся по пепловым прослойям. Далее в пачке 2 можно отметить клиноформы, которые заполняют эрозионные врезы. Видимая величина врезов до 5–6 м. Граница пачек соответствует палеорельефу на момент максимального вреза.

Отложения представлены органогенно-детритовыми известняками и отвечают фазе падения уровня моря. В форме эрозионной границы выделяются отдельные выступы палеодна со схожей морфологией — северо-восточный склон пологий, а юго-западный край — крутой. Такая форма может свидетельствовать о юго-западном направлении течения. Поток активно подмывал северо-восточный склон и слаживал юго-западный, скатываясь по нему. В согласии с палеорельефом происходило и накопление осадков в то время. Со стороны крутого склона накапливались толщи массивные, слабослоистые, в то время как в пологой части происходило накопление клиноформенной пачки с ориентировкой отдельных ее составляющих в юго-западном направлении.

Состав глин свидетельствует об их вулканической природе и отражает ее периодическую активизацию. Наблюдается 3 прослоя глин мощностью от 7 до 15 см. Они эрозионно срезаются вышележащими отложениями и встречаются на трех участках, резко изолированных границей эрозии. Толщи высокого стояния уровня моря были, по всей видимости, срезаны на третьем этапе и не представлены на разрезе. Следующая клиноформенная пачка выделяется в пачке 3. На этом этапе происходило повторное врезание, которое затрагивало породы и первого, и второго этапов. Видимая величина вреза достигает 4–5 м. Отложения третьего этапа на макроуровне представлены в основном кальцисферовыми известняками, материал для формирования пачки был привнесен с более мелководной части шельфа. Это указывает на относительное падение уровня моря и активизацию гидродинамики бассейна. В это время происходило накопление основной части клиноформенной пачки. В самой пачке прослеживается еще одна эрозионная граница.

Во время четвертого этапа (пачка 4) происходила относительно равномерная эрозия — слаживание неровностей дна, без формирования видимых врезов. Пачка 4 представлена в основном

фораминиферовыми известняками, мадстоунами с раковистым изломом и множеством стилолитовых швов. Вероятно, в это время также происходило углубление бассейна и изменение гидродинамического режима. Выше отложения залегают уже горизонтально. Они представлены известняками светло-серыми, слоистыми, мадстоунами с десквамацией. Отложения пачки 4 накапливались в относительно глубоководных условиях, близких к условиям накопления пачки 1.

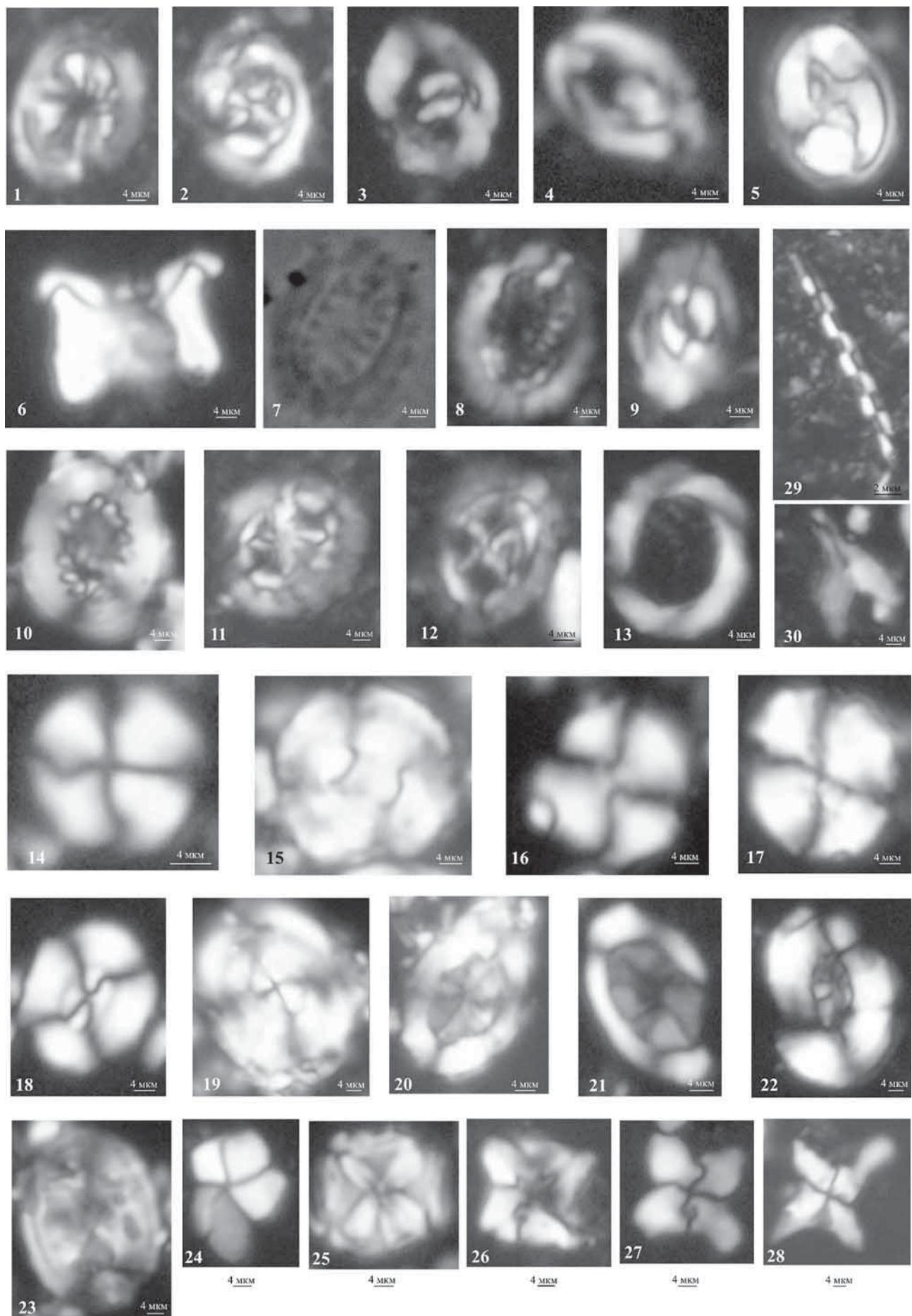
Биостратиграфическая характеристика разреза. Известковый нанопланктон. Так как нанопланктон немногочислен, то его относительное количество определялось следующим образом: мало (M) — 1–5 экз. на 10–20 полей зрения, редко (P) — 1 экз. на 100 полей зрения, очень редко (OP) — 1 экз. на 200 полей зрения, единичные (E) — 1–2 экз. на весь препарат (рис. 3).

Нанопланктон по разрезу распределен неравномерно. Наиболее часто встречающиеся, причем по всему разрезу (рис. 4, 5), виды: *Watsoneria barnesiae* (Black, 1959); *W. bipora* Bukry, 1969, *W. fossacincta* (Black, 1971), *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, 1959, в единичных экземплярах — *Cretarhabdus crenulatus* Bramlett et Martini, 1964; *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959; *Placozygus fibuliformis* (Reinhardt, 1964) Hofmann, 1970; *Uniplanarius gothicus* (Deflandre, 1959); *Broinsonia parka constricta* Hattner, Wind et Wise, 1980; *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954); *Micula concava* (Stradner in Martini and Stradner, 1960); *M. stauropora* Vekshina, 1959 и др. Только в глинистых разностях присутствуют *Zeugrhabdotus diplogrammus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954), *Ceratolithoides aculeus* (Stradner, 1961), *Cribrosphaerella ehrenbergerii* (Arkhangelsky, 1912), *Ahmuerella octoradiata* (Górka, 1957), *Predisphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912), *Pr. grandis* Perch-Nielsen, 1979a, а также *Chiastozygus* sp.

Кампан-маастрихтский интервал распространения имеют виды *Biscutum ellipticum* (Górka, 1957); *B. magnum* Wind and Wise in Wise and Wind, 1977; *Cylindratus serratus* Bramlett and Martini, 1964; *Arkhangelskiella cymbiformis* [Овечкина, 2007]. Более узкое стратиграфическое распространение имеют следующие таксоны: *Broinsonia parca constricta* (верхний кампан—маастрихт), *Uniplanarius gothicus* (кампан—нижний маастрихт), *U. sissinghi* Perch-Nielsen, 1986 (верхний кампан—нижний маастрихт). Присутствие этих трех видов, хотя и в небольшом количестве, позволяет определить возраст вмещающих отложений как позднекампанский—раннемаастрихтский [Киласония, 1991; Bown, 1998]. Остальные таксоны имеют широкий диапазон распространения от сеномана до маастрихта включительно. Что касается условий обитания нанопланктона, то присутствие таких видов, как *Ahmuerella octoradiata*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Broinsonia parca constricta*, *Eiffellithus*

Рис. 3. Распределение известкового нанопланктона в разрезе Галицино. Относительное количество известкового нанопланктона: мало (M) — 1-5 экз. на 10–20 полей зрения; редко (P) — 1 экз. на 100 полей зрения; очень редко (OP) — 1 экз. на 200 полей зрения; единичные (E) — 1–2 экз. на весь препарат. Сохранность: С (средняя) — кокколиты частично растворены и перекристаллизованы; X (хорошая) — кокколиты не изменены

Рис 4. Фото известкового нанопланктона в световом микроскопе при скрещенных николях из разреза Галицино:
 1 — *Ahmuerella octoradiata* (Górka, 1957) Reinhardt, 1966, обр. 9; 2 — *Chiastozygus* sp., обр. 9; 3 — *Zeugrhabdotus diplogrammus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Burnett in Gale et al., 1996, обр. 9/2; 4 — *Placozygus fibuliformis* (Reinhardt, 1964) Hofmann, 1970, обр. 3; 5 — *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Reinhardt, 1965, обр. 9/2; 6 — *Cylindralithus serratus* Bramlett and Martini, 1964, обр. 13; 7, 8 — *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952, обр. 9 (7 — в проходящем свете, 8 — в скрещенных николях); 9 — *Biscutum ellipticum* (Górka, 1957) Grün in Grün und Allemann, 1975, обр. 9; 10 — *Cretarhabdus crenulatus* Bramlett and Martini, 1964, обр. 9; 11 — *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968, обр. 9; 12 — *Prediscosphaera grandis* Perch-Nielsen, 1979a, обр. 9; 13 — *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre in Manivit, 1965) Thierstein, 1971, обр. 13; 14 — *Cyclagelosphaera margarellii* No l., 1965, обр. 3; 15 — *Cyclagelosphaera deflandrei* (Manivit, 1966) Roth, 1973, обр. 19; 16 — *Watznaueria barnesiae* (Black, 1959) Perch-Nielsen, 1968, дистальная сторона, обр. 3; 17 — *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971a) Bown in Bown and Cooper, 1989a, обр. 17; 18 — *Watznaueria bipora* Bukry, 1969, обр. 3; 19 — *Watznaueria manivitae* Bukry, 1973d, обр. 17; 20, 21 — *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959 (20 — обр. 3, 21 — обр. 9); 22 — *Broinsonia parka constricta*



Hattner, Wind et Wise, 1980, обр. 9/3; 23 — *Orastrum* sp., обр. 3; 24 — *Braarudosphaera bigelowii* (Gran and Braarud, 1935) Deflandre, 1947a, обр. 9; 25 — *Micula decussata* Vekshina, 1959, обр. 3; 26 — *Micula concava* (Stradner in Martini and Stradner, 1960) Verbeek, 1976b, обр. 13; 27 — *Uniplanarius gothicus* (Deflandre, 1959) Hattner and Wise, 1980, обр. 5; 28 — *Uniplanarius sissinghii* Perch-Nielsen, 1986b, обр. 13; 29 — *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, 1959, обр. 9; 30 — *Ceratolithoides aculeus* (Stradner, 1961) Prins and Sissingh in Sissingh, 1977, обр. 9/2.

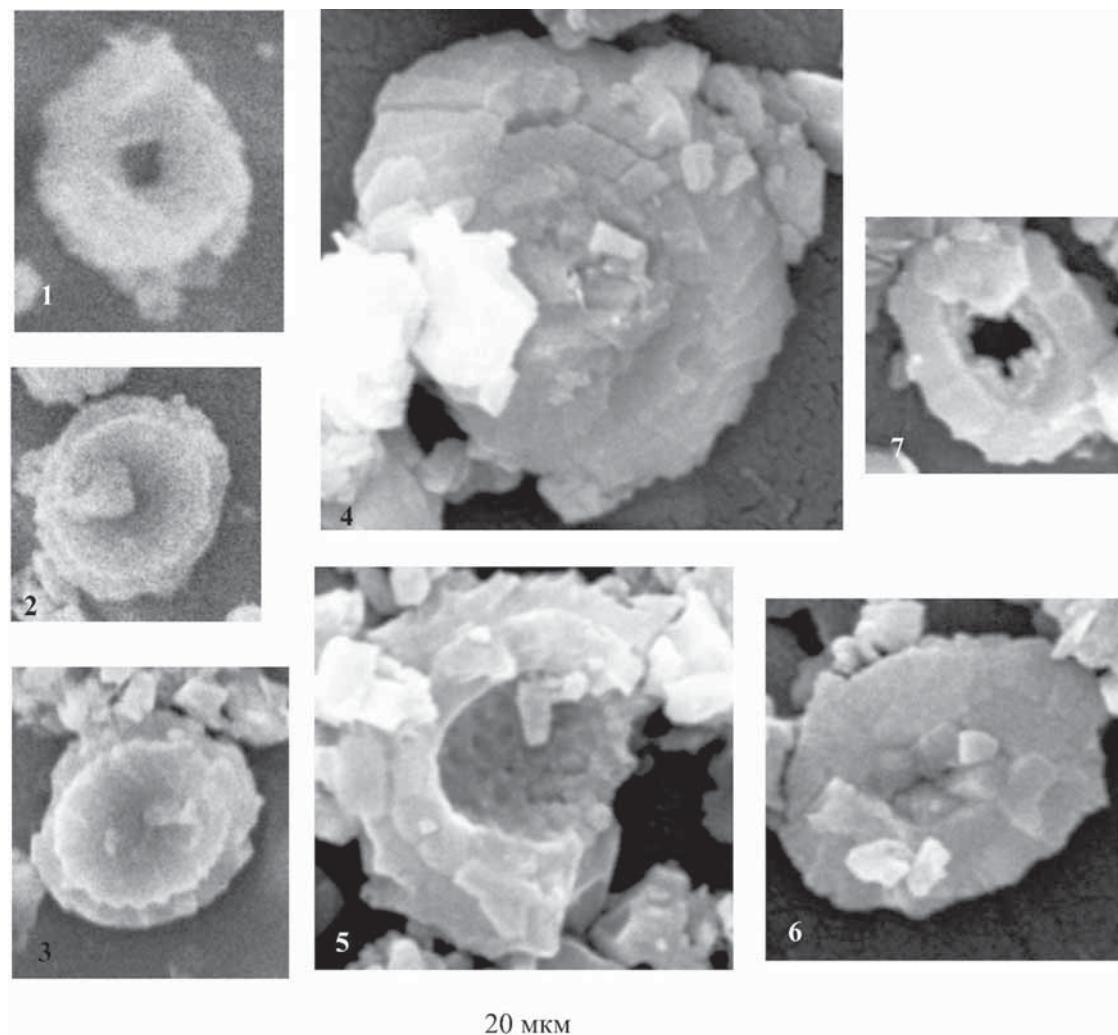


Рис. 5. Фото нанофоссилий в сканирующем микроскопе: 1 — *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, 1965, проксимальная сторона, обр. 3; 2 — *Watznaueria barnesae* (Black, 1959) Perch-Nielsen, 1968, проксимальная сторона, обр. 9; 3 — *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971a) Bown in Bown and Cooper, 1989a, проксимальная сторона, обр. 9; 4 — *Watznaueria manivitae* Bukry, 1973d, дистальная сторона, обр. 9; 5 — *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959, проксимальная сторона, обр. 9; 6 — *Biscutum ellipticum* (Górka, 1957) Grün in Grün and Allemann, 1975, дистальная сторона, обр. 9; 7 — *Seribiscutum?* sp., дистальная сторона, обр. 42

turrieseiffeli, позволяет предположить относительно невысокую температуру поверхностных вод [Овечкина, 2007].

Фораминиферы. Раковины фораминифер встречены практически во всех изученных образцах. Их количество, степень сохранности, соотношение целых раковин и обломков варьирует. В целом большая часть пород представлена планктоногенными фораминиферовыми известняками. Породы крепкие, и результаты отмывок дали скромные результаты. Так, в пробах из слоя 3 обнаружены: аглютинирующие бентосные фораминиферы *Ataxoorbignyna variabilis* (d'Orbigny, 1840), *Orbignyna ovata* (von Hagenow, 1942), *O. sacheri* (Reuss, 1845), *Gaudryina pyramidata* (Cushman, 1926), *Ataxophragmium* sp., *Ammodiscus* sp. Раковины известково-секреционных БФ и ПФ выделены из глинистых прослоев 1- и 2-го слоев, на их границе с известняками. Секреционные БФ представлены видами *Cibicidoides voltzianus* (d'Orbigny, 1840), *C. spiropunctatus* (Galloway et Morrey, 1931).

Планктонные фораминиферы представлены раковинами *Globotruncana arca* (Cushman, 1926); *G. bulloides* Vogler, 1941; *Contusotruncana morozovae* (Vassilenko, 1961); *Globotruncanella petaloidea* (Gandolfi, 1955); *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer, 1927); *Archaeoglobigerina australis* Huber, 1991; *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg, 1854); *G. volutus* White, 1928 (рис. 6, 7). Перечисленные таксоны принадлежат к спирально-коническим и спирально-плоскостным раковинам. Кроме того, присутствуют раковины спирально-винтовых раковин из группы гетерогелицид. Точное видовое определение их невозможно, так как сохранность раковин одного вида не очень хорошая, скульптура раковины плохо видна, другой вид был определен по шлифам. Однако по расположению и увеличению размеров камер в обороте можно предположить, что здесь присутствуют *Leviheterohelix cf. glabrans* (Cushman, 1928) и *L. cf. planata* (Cushman, 1928). Нахождение перечисленных выше известково-секреционных БФ и ПФ дает основание предпола-

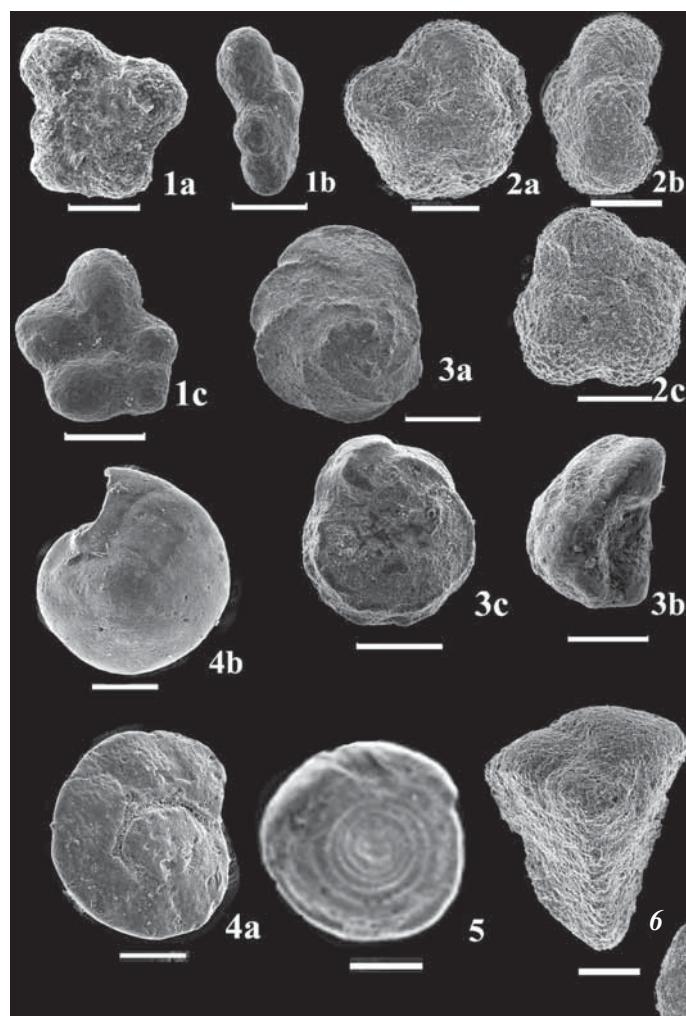


Рис. 6. Фото планктонных и бентосных фораминифер в сканирующем микроскопе. На рис. 6, 7 для спирально-конических раковин: а — вид с дорзальной стороны, б — вид с боковой стороны, с — вид с умбиликальной стороны; мерная линейка 200 μ m

1a—c — *Globotruncanella petaloidea* (Gandolfi, 1955), обр. 9; 2a—c — *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), обр. 5; 3a—c — *Conusotruncana morozovae* (Vasilenko, 1961), обр. 5; 4a, c — *Cibicidoides voltzianus* (d'Orbigny, 1840), обр. 32; 5 — *Ammodiscus incertus* Reuss., обр. 5; 6 — *Gaudryina pyramidata* (Cushman, 1926), обр. 5

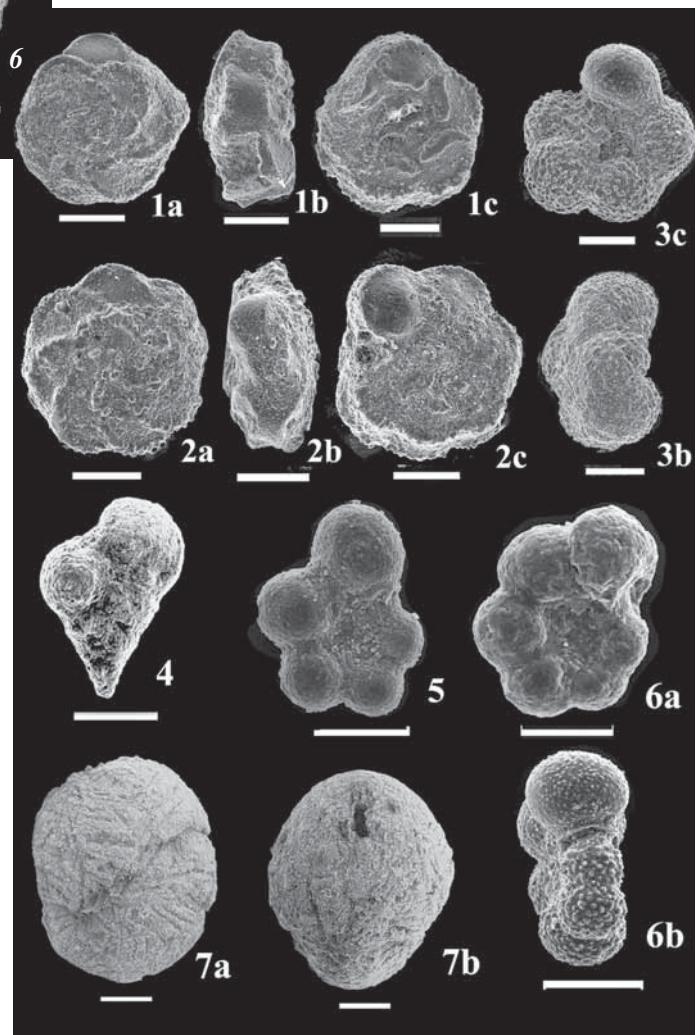


Рис. 7. Фото планктонных и бентосных фораминифер в сканирующем микроскопе:

1a—c — *Globotruncana bulloides* Vogler, 1941, обр. 9; 2a—c — *Globotruncana arca* (Cushman, 19260, обр. 026; 3b—c — *Archaeoglobigerina australis* Huber, 1991, обр. 1; 4 — *Laeviheterohelix* cf. *glabrans* (Cushman, 1928), обр. 5; 5 — *Globigerinelloides volutus* White, 1928, обр. 32; 6a—b — *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg, 1854), обр. 32; 6a—b — *Orbignyna ovata* (von Hagenow, 1942), обр. 9

Названия видов	Средний кампан	Верхний кампан	Нижний маастрихт	
<i>Globotruncana arca</i>				
<i>Globotruncana bulloides</i>				
<i>Rugoglobigerina rugosa</i>				П
<i>Globigerinelloides asper</i>				Л
<i>Globigerinelloides volutus</i>				А
<i>Laeviheterohelix cf. planata</i>				Н
<i>Contusotruncana morozovae</i>	- -			К
<i>Globotruncanella petaloidea</i>	- -			Т
<i>Archaeoglobigerina australis</i>				О
<i>Laeviheterohelix cf. glabrans</i>				
<i>Cibicidoides voltzianus</i>				Б
<i>Cibicidoides spiropunctatus</i>		-		Е
<i>Ataxoorbignyna variabilis</i>				Н
<i>Orbignyna sacheri</i>				Т
<i>Orbignyna ovata</i>				О
<i>Tritaxia pyramidata</i>				

Рис. 8. Стратиграфический диапазон распределения фораминифер в отложениях средней–верхней зон кампана и нижнего маастрихта

гать, что возраст вмещающих отложений отвечает позднему кампану (рис. 8). Типично маастрихтские формы установить здесь не удалось, хотя в шлифах встречены спирально-выпуклые формы, напоминающие вид *Contusotruncana contusa* (Cushman, 1926), этот вид встречается преимущественно в маастрихтских отложениях. Однако уверенности в его точной идентификации нет, а все остальные формы встречены как в кампанских, так и в маастрихтских отложениях. Позднекампанскому и раннемаастрихтскому возрасту пород не противоречат и встреченные здесь агглютинирующие бентосные таксоны, имеющие более широкий стратиграфический интервал распространения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
- Беньяновский В.Н., Алексеев А.С., Подгаецкий А.В. и др. Верхний кампан–нижний маастрихт севера Ростовской области. Ст. 2. Условия осадконакопления и палеогеография // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22, № 5. С. 77–96. DOI: 10.7868/S0869592X14050032.
- Гаврилов Ю.О., Щербина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г. Позднесеноманское палеоэкологическое событие (ОАЕ 2) в Восточно-Кавказском бассейне Северного Перитетиса // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 6. С. 522–551.
- Киласония Э.Д. Позднемеловые кокколитофориды Триалетского хребта и их стратиграфическое значение // Тр. Академии наук Грузии. Сер. Н. Вып. 107. Тбилиси: Мецниереба, 1991. 105 с.
- Конаевич Л.Ф., Хотылев А.О. Стратиграфическое положение меловых вулканитов в Крыму и на Северном Кавказе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 50–60.
- Крупская В.В., Закусин С.В., Шлыков В.Г. Определение состава грунтов методом рентгеновской дифракто-
- метрии: Лабораторные работы по грунтоведению / Под ред. В.Т. Трофимова и В.А. Королева. Изд. 3-е, перераб. и доп. М.: Высшая школа, 2016.
- Никишин А.М., Хотылев А.О., Бычков А.Ю. и др. Меловые вулканические пояса и история формирования Черноморского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 2. С. 6–18.
- Овчакина М.Н. Известковый нанопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты // Тр. ПИН РАН. М.: Наука, 2007. 352 с.
- Пущаровский Д.Ю. Рентгенография минералов. М.: Геоинформмарк, 2000. 292 с.
- Bish D.L., Post J.E. Quantitative mineralogical analysis using the Rietveld full-pattern fitting method // Amer. Mineral. 1993. Vol. 78. P. 932–940.
- Barreir E., Vrielynck B. Paleotectonic maps of the Middle East: tectono sedimentary palinspastic maps from Late Norian to Piacenzian // Commission for the Geol. Map of the World/UNESCO, 2008.
- Bown P.R., Cooper M.K.E. Jurassic // Calcareous nannofossil biostratigraphy. Cambridge: Kluwer Academic Publishers, 1998. P. 34–85.
- Bown P.R. Calcareous nannofossil biostratigraphy. L.: Chapman and Hall, 1998. 315 p.

Заключение. Отложения разреза Галицыно формировались в позднекампанское–раннемаастрихтское время. Об этом свидетельствуют комплексы нанофоссилий, а также планктонных и бентосных фораминифер. Осадки формировались в зоне внешнего шельфа, на глубине ниже штормового воздействия волн. Присутствие глин, сформировавшихся по пепловым прослоям, указывает на периодическую активизацию вулканической деятельности. Кроме того, можно выделить этапы снижения уровня моря, с которыми связано формирование двух пачек с клиноформами. Сформировавшиеся в это время эрозионные врезы могут свидетельствовать о существовании тектонических движений, которые носили локальный характер. Таким образом, все геологические события, характеризующие кампанский век, проявились и в разрезе карьера Галицыно.

Благодарности. Авторы признательны за постоянную помощь в получении и интерпретации результатов рентгенофазового анализа В.Л. Косорукову. Мы искренне благодарим сотрудников лаборатории локальных методов изучения вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова за возможность постоянной совместной работы и получения качественных изображений раковин фораминифер. Ценные замечания и доброжелательность рецензентов помогли улучшить текст публикации.

Финансирование. Работы выполнена при поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 18-05-00495 и № 18-05-00503) и по теме госзадания лаборатории ГИН РАН (№ гос. регистрации АААА-А18-118021690155-7 и 0135-2019-0062).

Flügel E. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and Application. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 984 с.

Huber B.T., Macleod K.G., Watkins D.K., Coffin M.F. The rise and fall of the Cretaceous hot greenhouse climate // Global and Planet. Change. 2018. N 167. P. 1–23.

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

Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.F. The Black Sea basin: Tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling // Sediment. Geol. 2003. Vol. 156, N 1–4. P. 149–168.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Bolotov S.N., Fokin P.A. Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea–Southern Eastern Europe region: a view from the Russian platform // Turk. J. Earth. Sci. 2011. Vol. 20. P. 571–634.

Okay A.I., Sahunturk O. Geology of the Eastern Pontides // AAPG Mem. Oklahoma, Tulsa: AAPG. 1997. Vol. 68. P. 291–312.

Petrizzo M.R. Upper Turonian–Lower Campanian planktonic foraminifera from southern mid-high latitudes (Exmouth Plateau, NW Australia): biostratigraphy and taxonomic notes // Cretaceus Res. 2000. Vol. 21. P. 479–505.

Petrizzo M.R. Palaeoceanographic and palaeoclimatic inferences from Late Cretaceous planktonic foraminiferal assemblages from the Exmouth Plateau (ODP Sites 762 and 763, eastern Indian Ocean) // Marine Micropal. 2002. Vol. 45. P. 117–150.

Rolland Y., Sosson M., Adamia Sh., Sadradze N. Prolonged Variscan to Alpine history of an active Eurasian margin (Georgia, Armenia) revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // Gondwana Res. 2010. Vol. 20. P. 798–815.

Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F. Microfossil assemblages as key to reconstruct sea-level fluctuations, cooling episodes and palaeogeography: The Albian to Maastrichtian of Boreal and Peri-Tethyan Russia // Cretaceous Climate Events and Short-Term Sea-level Changes // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2020. Vol. 498. P. 165–187.

Поступила в редакцию 12.05.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

УДК 553.086

Д.В. Сивков¹, В.Ю. Прокофьев², В.Ю. Чикатуева³

НОВЫЕ ДАННЫЕ О УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДРАЖНОЕ (РЕСПУБЛИКА САХА – ЯКУТИЯ, РОССИЯ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

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

ООО «Институт геотехнологий», 119234, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1, стр. 77

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35

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

LLC “Institute of geotechnology”, 119234, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1, bd 77

Institute of Geology of Ore Deposits Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, 119017, Moscow, Staromonetny lane, 35

Новые результаты термобарогеохимических исследований свидетельствуют о том, что кварцевые прожилки в пределах месторождения Дражное формировались в мезотермальных условиях на глубине от 3 до 9 км из гетерогенных углекислотно-водных флюидов с невысокой концентрацией солей и высокой — CO_2 , что характерно для рудообразующих флюидов орогенных жильных месторождений золота. По фазовому составу выделяются три типа флюидных включений: 1) углекислотно-водные; 2) газовые, заполненные плотной углекислотой; 3) двухфазные газово-жидкие водно-солевые растворов. Среди солей в рудообразующих флюидах преобладали хлориды Na, Mg и Fe. Предполагается, что флюиды мигрировали по региональной Адыча-Тарынской системе разломов, поднимаясь к поверхности земли при сверхлитостатическом давлении с последующим процессом осаждения рудных элементов и формированием жильного кварца при подвижках по тектоническим разломам.

Ключевые слова: включения, температура гомогенизации, кварц, золоторудная минерализация, флюиды.

New results of thermal, baric, and geochemical studies indicate that quartz veins within the deposit were formed in mesozonal conditions at depths 3–9 km from heterogeneous $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O}$ fluids containing water and carbon dioxide with low concentrations of salts and high concentrations of CO_2 , which is typical for ore-forming fluids of orogenic vein gold deposits. According to the phase composition, there are three types of fluid inclusions: 1) carbon dioxide-water; 2) gas-filled with dense carbon dioxide; 3) biphasic gas-liquid water-salt solutions. There are Na, Mg, and Fe chlorides predominated in the ore-forming fluids. It is assumed that the fluids migrated along the regional Adycha-Taryn shear zone, uplifting to the Earth's surface at supra-lithostatic pressures, followed by the deposition of ore elements and the vein quartz formation during tectonic movements along shear zones.

Key words: inclusions, homogenization temperature, quartz, gold mineralization, fluids.

Введение. Месторождение Дражное расположено на востоке Республики Саха (Якутия) в Оймяконском районе, на 70 км южнее пос. Усть-Нера, административного центра района.

Месторождение открыто в рамках поисковых работ 2004–2011 гг. на востоке Тарынского золоторудного поля (ТЗРП). Оно представлено жильно-прожилковым типом золотокварцевой формации. С 2012 г. в пределах месторождения ведутся работы по детальной разведке, в рамках которых авторами выполнены комплексные

структурно-геологические, геохимические, минералого-петрографические и петро-томографические исследования [Читалин и др., 2018; Чикатуева, Ситкевич, 2019; Сивков и др., 2020]. Они позволили уточнить существующие представления о формировании кварцевых прожилков в мезотермальных условиях на глубине несколько километров из углекислотно-водных флюидов [Аристов и др., 2015] и получить новые данные о генезисе месторождения, важные для актуализации модели его формирования и

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, аспирант; ООО «Институт геотехнологий», геолог, магистр; e-mail: sivkovdm@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, профессор, докт. геол.-минер. н.; Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), заведующий лабораторией геохимии, докт. геол.-минер. н.; e-mail: sophs@mail.ru

³ ООО «Институт геотехнологий», геолог, магистр; e-mail: v.chikatueva@igeotech.ru

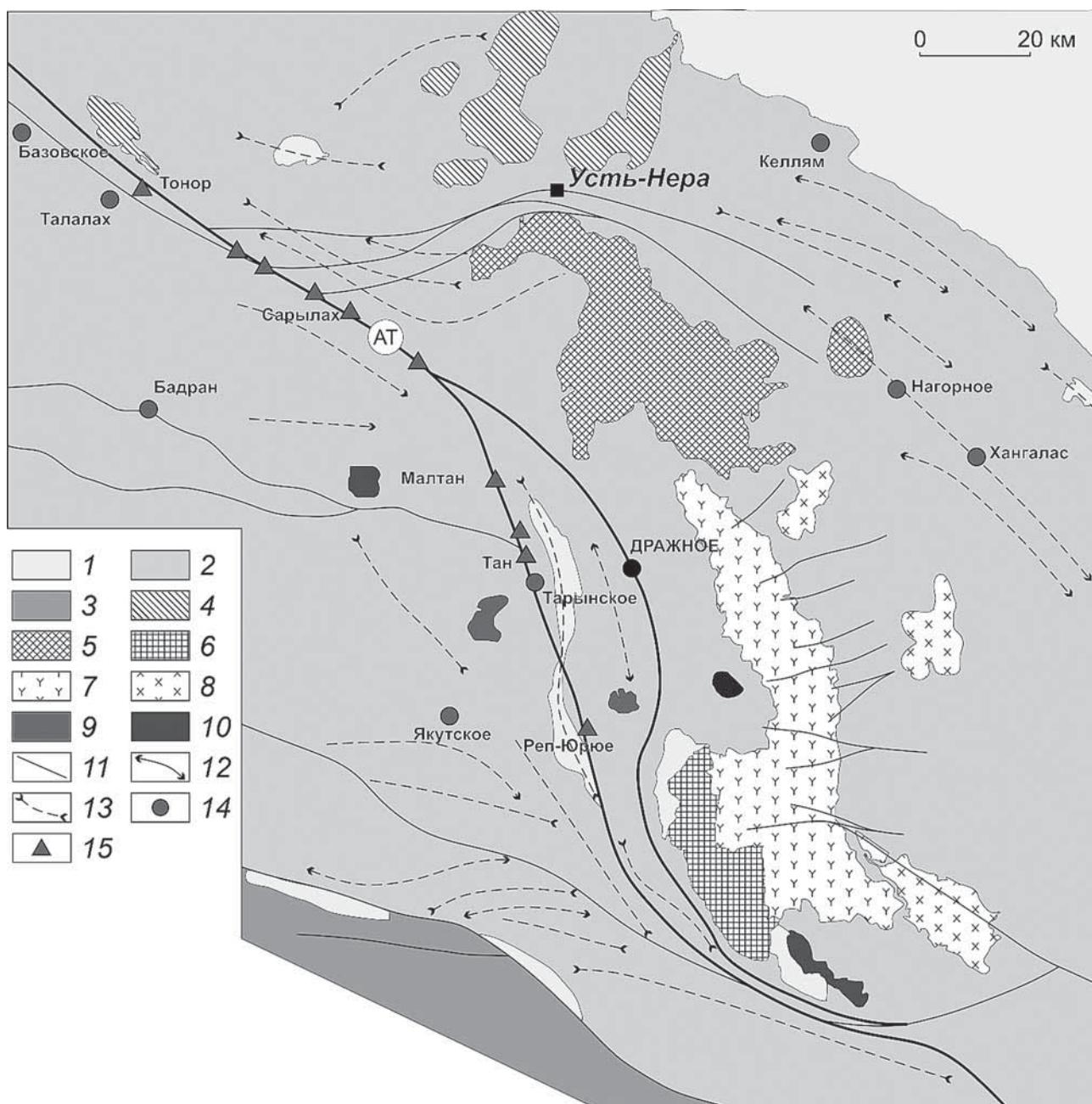


Рис. 1. Геологическое строение Адыча-Эльгинского антиклиниория с вынесенными основными золотокварцевыми и золото-сурьмяными месторождениями Адыча-Тарынской металлогенической зоны: 1–3 – отложения: 1 – юрские, 2 – триасовые, 3 – пермские–нижнетриасовые; 4–10 – магматические образования: 4 – гранит-лейкограниты, 5 – адамеллиты и граниты, 6 – риолиты, 7 – дадииты Тарынского субвулкана, 8 – диорит-гранодиориты, 9 – гранодиорит-граниты, 10 – гранодиорит-порфиры; 11 – сдвиги, в том числе Адыча-Тарынский (AT); 12–13 – оси: 12 – антиклинальей, 13 – синклиналей; 14–15 – месторождения: 14 – золото-кварцевые, 15 – золото-сурьмяные

корректировки существующей прогнозно-поисковой модели.

В 2017–2019 гг. в рамках разведочных работ авторами изучены минералогические и термобарогеохимические особенности золотоносных кварц-сульфидных руд месторождения, а также проведен сравнительный анализ результатов аналогичных работ предшественников.

Геологическое строение месторождения. В структурно-тектоническом отношении территория Тарынского золоторудного поля принадлежит Верхне-Индигирскому мегасинклиниорию Яно-

Индигирской синклинальной зоны, выделяемой в структуре Верхояно-Колымской складчатой системы и сложенной терригенно-обломочной толщей, которая сформировалась в условиях дистальной части шельфа [Аристов и др., 2006]. Месторождение Дражное принадлежит Адыча-Тарынской металлогенической зоне, которая протягивается на 600 км в северо-западном направлении при ширине 150 км, пространственно совпадающей с Адыча-Эльгинским антиклиниорием (рис. 1).

Адыча-Тарынская золото-сурьмяная зона (АТЗ) связана с одноименным субвертикальным

глубинным разломом северо-западного простирания, характеризующимся преимущественно левосдвиговыми перемещениями [Парфенов, 1988]. Результаты реконструкции палеонапряжений [Сивков и др., 2020] свидетельствуют о вероятной кратковременной смене кинематики АТЗ на обратную, т. е. правосдвиговую, что позволяет говорить о реверсивном характере тектонических подвижек АТЗ. Наиболее крупные и богатые золотокварцевые жилы приурочены к узлам пересечения главного разлома с поперечными разрывными нарушениями.

В строении месторождения участвуют рудовмещающие средненорийские терригенные отложения верхнего триаса, верхнечетвертичные и современные рыхлые образования. Средненорийские отложения, соответствующие возрасту лоны *Eomonotis scutiformis*, достигают мощности 300 м. В разрезе толщи преобладают темно-серые крупнозернистые песчанистые алевролиты. Редко встречаются маломощные линзующиеся слойки тонкозернистых песчаников. Практически все разновидности терригенных пород обогащены углеродистым веществом — до 2,0 масс.% [Аристов и др., 2006].

Структура месторождения. В районе месторождения породы характеризуются наклонным залеганием и северо-западным до субмеридионального простиранием, отмечены также участки линейной складчатости субмеридионального и северо-западного простирания. Складки разных порядков характеризуются острыми замками и размахом крыльев от нескольких десятков до нескольких сотен метров с углами падения на крыльях до субвертикальных. Складчатая толща пород пронизана зонами хрупких и пластических деформаций мощностью до нескольких метров. В пелитовых разностях пород интенсивно развит сквозной кливаж, часто совпадающий по ориентировке с их слоистостью.

Месторождение Дражное представлено совокупностью кварцевых и сульфидно-кварцевых жильно-штокверковых тел, как пологих, так и крутопадающих, сопряженных с надвигами, взбросами, а также сбросо- и взбросо-сдвигами. Прожилки в штокверках сформировались путем выполнения трещин скола и отрыва разной ориентировки — от субгоризонтальных до крутопадающих. В пределах месторождения выделяются штокверки, характеризующиеся структурой «конский хвост». Выявлены штокверки, связанные с взбросами, сбросо-сдвигами и взбросо-сдвигами пологих и крутых надвиговых зон, а также седловидные штокверки пологих зон растяжения [Читалин и др., 2018].

Кварцевые штокверки, несущие золоторудную минерализацию, обладают пластинообразной формой и характеризуются пологим падением на юго-запад и северо-восток, реже залегают субго-

ризонтально, формируя на отдельных участках арочную (седловидную) структуру.

Штокверки — объемные структуры деформации разрушения. Деформация реализовалась путем образования сопряженных трещин скальвания и отрыва, которые имеют упорядоченное залегание внутри штокверков. Трещины скальвания субпараллельны границам штокверков, трещины отрыва субперпендикулярны или залегают под углом 45–60° к трещинам скальвания, с которыми они образуют единый структурный парагенезис. Трещины часто выполнены кварцем нескольких генераций, прожилки по трещинам отрыва иногда имеют S- или Z-образную форму, пересекаются, что указывает на деформацию вращения ранее образованных прожилков в процессе прогрессивной деформации при формировании штокверков.

Пологопадающие штокверки отвечают структурам надвигового типа, горизонтальные штокверки — структурам вертикального растяжения, сопряженным с надвигами. Выделяются также крутопадающие линейные штокверки, сопряженные с пологими штокверками и сопровождающие зонами дробления [Читалин и др., 2018].

Кварцевые штокверки — секущие по отношению к складчатой структуре, что свидетельствует об их позднескладчатом или даже постскладчатом возрасте.

Золоторудные тела, как правило, локализованы в пределах кварцевых штокверков. Наиболее богатые золотом участки рудных тел в пределах штокверков тяготеют к участкам максимального содержания кварца, областям развития пологих кварцевых жил, интенсивной пиритизации и участкам развития арсенопирита [Читалин и др., 2018].

Минералогия месторождения. Главные минералы гидротермально-метасоматических образований, наблюдавшихся во вмещающих породах в пределах месторождения, представлены кварцем, светлыми слюдами (гидросерицит, серицит), бледно-зеленым до бесцветного хлоритом, анкеритом и сидеритом.

Прожилки сложены кварцем, карбонатами (кальцит, анкерит-доломит, сидерит?), реже слабоокрашенным (магнезиальным) хлоритом с буроватым или зеленоватым оттенком. Часто в прожилках наблюдаются кристаллы пирита, реже — арсенопирита, сфалерита, халькопирита и других сульфидов.

Макроскопически в строении прожилков можно выделить, как правило, 2–3 генерации кварца. Ранние генерации нередко до- или синтектонические и несут следы интенсивной перекристаллизации. Кварц поздних генераций часто обладает средне- и крупнокристаллической структурой.

Формирование прожилков, вероятно, происходило в следующем порядке: на ранних этапах формировались тонкие (до 1 мм) с неровными кон-

Минералы	Дорудный (осадочно-диагенетический) этап	Рудный (гидротермально-метасоматический) этап			Пострудный этап	
		Ранняя стадия (ранние сульфиды)	Полисульфидная стадия	Продуктивная стадия		
			Ранняя ассоциация	Поздняя ассоциация		
Пирит <small>все генерации</small>						
Арсенопирит		—	—			
Пирротин		—	—			
Халькопирит		—	—			
Сфалерит		—	—			
Тетраэдрит			—	—		
Буронит			—	—		
Буланжерит			—	—		
Галенит		—	—			
Герсдорфит		—				
Глаукодот			—	—		
Золото			—	—		
Рутил		—				
Ильменит		—				
Магнетит		—				
Кварц <small>все генерации</small>		—	—	—		
Анкерит		—	—	—		
Хлорит				—		
Серицит		—	—			
Каолинит		—	—			

Рис. 2. Последовательность минералообразования на месторождении Дражное, по [Чикатуева и др., 2019] с дополнениями

тактами и апофизами прожилки мелкозернистого кварца, карбонатов и серицита в приблизительно равных по объему пропорциях. Позднее возникали кварцевые и карбонат-кварцевые прожилки мощностью несколько миллиметров с резкими ровными контактами. Именно с этими прожилками связаны наиболее значимые выделения сульфидов с золотом. Иногда среди этих прожилков можно выделить несколько генераций: от ранних генераций к поздним возрастает объемная доля кварца, а доля карбонатов и хлорита снижается. В некоторых случаях отмечена тенденция к увеличению доли серицита и гидрослюд при снижении доли хлорита. На заключительных этапах образовывались тонкие (до 0,5 мм) просечки карбонатов (изредка мелкого кварца с серицитом/гидрослюдами), секущие кварцевые жилы и прожилки.

К основным рудным минералам кварцевых штокверков относятся пирит, марказит, арсенопирит, к второстепенным — золото, сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит. Редко встречаются пирротин, буланжерит, буронит, сульфоарсениды Ni и Co, рутил, ильменит, магнетит [Чикатуева и др., 2019]. Последовательность минералообразования приведена на рис. 2.

Результаты анализа корреляции петрографических признаков с содержанием золота в кварцевых прожилках [Читалин и др., 2018] свидетельствуют о связи повышенной концентрации золота с при-

существием в кварцевых прожилках сфалерита, железистых карбонатов, представленных анкеритом, реже сидеритом или сидероплезитом, значимой (>1% об.) доли пирита, а также кварца с гидрослюдами/сериицитом.

Отмечена связь повышенной концентрации золота с наличием в осадочных породах крупных (до 1,5 см) метакристаллов пирита. Однако никакая более значимая корреляция золота с другими характеристиками фоновых гидротермальных изменений не выявлена.

К главным особенностям месторождений ТЗРП относятся наличие минерализации арсенопирита в околоврудных метасоматитах, а также относительно высокое содержание As (до 3,6 масс. %, по данным [Чикатуева и др., 2019]) в пирите в пределах золотоносных штокверков.

Предполагается, что продуктивная стадия минералообразования связана со слабыми тектоническими движениями на заключительной стадии развития гидротермальной системы после формирования большей части кварцевых прожилков. Золото, осаждающееся из растворов на этой стадии, ассоциирует с гидрослюдами/сериицитом и, возможно, с железистым карбонатом (анкеритом) [Читалин и др., 2018; Чикатуева и др., 2019].

Представления о формировании месторождения Дражное. В зарубежной литературе золото-кварцевые малосульфидные месторождения, подобные

Дражному, классифицируются как «кварцево-жильные в терригенных толщах» или «огоренные мезотермальные» («*orogenic mesozonal*»), сформировавшиеся в условиях относительно высоких давления (100–300 МПа) и температуры (200–400 °C), в пределах конвергентных окраин в процессе аккреции или коллизии террейнов [Groves et al., 2020; Ridley, Diamond, 2000; Goldfarb et al., 2005].

В публикациях отечественных авторов отмечена приуроченность золото-кварцевых малосульфидных месторождений к осадочным формациям шельфа и континентального склона пассивных окраин. Несмотря на многообразие состава и внутреннего строения рудовмещающих толщ, общее для всех месторождений — обязательное присутствие углеродисто-терригенных пород, иногда при участии карбонатных и/или вулканогенных разностей [Кряжев, 2017].

Согласно данным [Аристов и др., 2015], кварц месторождения Дражное сформировался в мезотермальных условиях на глубине 3–4 км (230 ± 50 °C; 90 ± 10 МПа) из углекислотно-водных флюидов с широким диапазоном величины солености (2,6–9,3 масс.-%-экв. NaCl), содержащих в небольшом количестве метан. Отложение рудных минералов происходило в термостатированных условиях при гетерогенизации флюидов за счет вероятного резкого снижения давления и смешения растворов.

В. В. Аристов с соавторами [2015] сообщают о присутствии в вытяжках из кварца месторождения Дражное гидрокарбонатно-натриевого бромсодержащего раннего флюида (66 г/кг H₂O), сильно разбавленного (17 г/кг H₂O) флюида с повышенным содержанием Br, B и Li, а также позднего сульфатно-гидрокарбонатно-натриевого флюида с Ca, обладающего повышенной соленостью (78 г/кг H₂O).

Зона Адыча-Тарынского разлома (АТР) служит областью концентрирования и разгрузки флюидов. Состав раннего флюида свидетельствует о его элизионной природе. По данным [Аристов и др., 2015], повышенная соленость и усложнение состава позднего флюида указывают на вовлечение в рудообразование магматогенных компонентов. Состав флюидов, возможно, зависит от преобладания горизонтальной (элизионные воды) или вертикальной проницаемости зоны АТР.

Верхнекоровая метаморфогенная модель формирования орогенных месторождений золота. В зарубежной литературе широкое признание получила модель формирования орогенных месторождений, в основе которой лежат представления о метаморфогенной потере флюидов (*devolatilization*), как правило, из пород средней коры в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации метаморфизма. Эта модель предполагает подъем флюида, высвободившегося при региональном метаморфизме из пород средней коры, с возмож-

ным осаждением рудного вещества в верхней коре [Groves et al., 2020].

Специфика этой модели заключается в том, что она не подразумевает какую-либо связь рудного вещества с вмещающими породами или интрузиями. В результате метаморфогенной потери флюидов из пород средней коры формируются золотоносные флюиды, характеризующиеся низкой соленостью H₂O–CO₂ (\pm CH₄, N₂) [Fyfe et al., 1978].

Из пелитовых терригенных и основных вулканических пород в рассматриваемом диапазоне *PT*-условий можно выделить до 5 об.% флюидов [Fyfe et al., 1978], что обеспечивает необходимый приток флюидов даже для уникальных месторождений [Phillips, Powell, 2010]. Такие флюиды будут мигрировать в региональные системы разломов и перемещаться вверх при давлении, превышающем литостатическое, с последующим осаждением рудных элементов и кремнезема (кварца) при тектонических подвижках по этим разломам [Cox et al., 1991].

Осаждение золота из флюида происходит в результате распада тиосульфидных комплексов с образованием пирита и других сульфидов (реакция сульфидизации) при протекании процесса гетерогенизации флюида [Groves et al., 2020].

Материалы и методы исследований. В рамках работы было исследовано более 100 индивидуальных флюидных включений размером >10 мкм в золотоносных кварцевых прожилках в центральной части карьера месторождения (№ ПШ008, глубина 75,0 м) и на юго-западном фланге месторождения (№ DS004, глубина 25,5 м; № 88804, глубина 273,3 м).

Выполнена оценка объемного веса разных литологических разностей вмещающих пород, а также жильного материала на основании >1600 замеров (интервал глубины отбора образцов 0–550 м).

Исследование флюидных включений. Микротермометрические исследования флюидных включений проводили в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 («Linkam», Великобритания), микроскопа «Olympus B51», снабженного набором длиннофокусных объективов, видеокамерой и управляющим компьютером. Комплекс позволяет в режиме реального времени измерять температуру фазовых переходов внутри включений в температурном интервале от -196 до 600 °C, наблюдать за ними при большом увеличении и получать электронные микрофотографии. Солевой состав растворов определялся по значениям температуры плавления газгидратов [Collins, 1979]. Концентрацию углекислоты и метана в растворе оценивали также на основе объемных соотношений фаз и плотности углекислоты и метана в газовой фазе.

Давление оценивали для гетерогенного флюида по пересечению изохоры и изотермы. Оценка концентрации солей и давления флюида проводилась с использованием специализированного программного обеспечения FLINCOR [Brown, 1989].

Определение объемного веса. Определение объемного веса пород и руд выполняли на участке буровых работ в процессе документации керна скважин. Вес образца измеряли в сухом виде, после чего определяли массу вытесненной образцом воды путем взвешивания образца, погруженного в воду. Объем образца рассчитывали исходя из значения плотности воды 1 г/см³. Величину объемного веса образца рассчитывали как отношение веса сухого образца в воздухе к объему вытесненной воды.

Результаты исследований и их обсуждение. По фазовому составу при комнатной температуре первичные включения изученных образцов подразделены на 3 типа (рис. 3): 1) углекислотно-водные флюидные включения; 2) газовые флюидные включения, заполненные плотной углекислотой с небольшой каймой водного раствора; 3) двухфазовые газово-жидкие включения водно-солевых растворов. Разные типы первичных флюидных включений образуют ассоциации газовых включений с углекислотно-водными включениями, что свидетельствует об одновременном захвате включений двух типов, т. е. кристаллизация кварца рудных жил происходила из гетерогенного флюида.

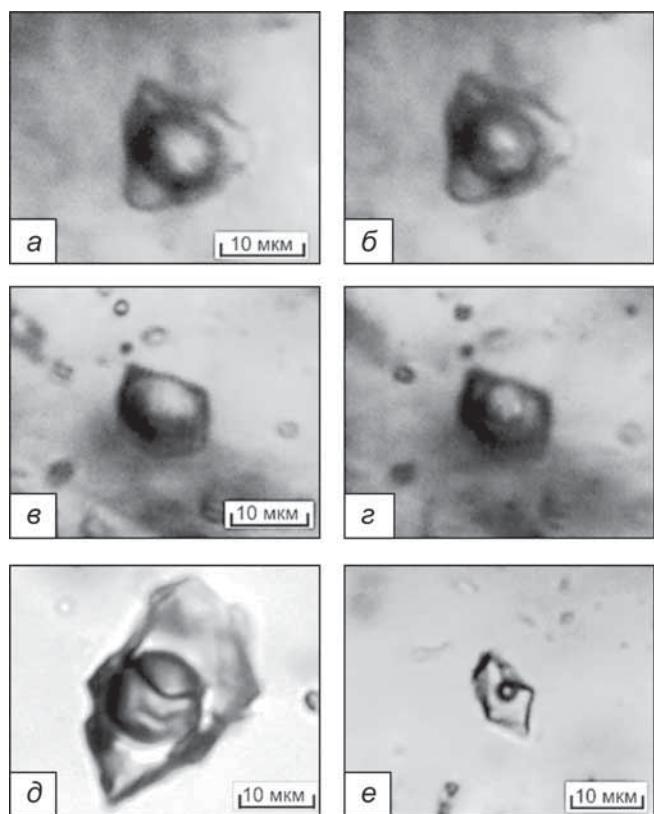


Рис. 3. Микрофотографии флюидных включений разных типов в кварце месторождения Дражное: *а, б* — углекислотно-водные 1-го типа (*а* — +20 °C, *б* — +18 °C); *в, г* — газовые 2-го типа (*в* — +20 °C, *г* — +15 °C); *д, е* — двухфазовые газово-жидкие 3-го типа

Таблица 1

Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце золоторудных жил месторождения Дражное

Номер пробы	Тип включений	<i>n</i>	<i>T_{гом}</i> , °C	<i>T_{эвт}</i> , °C	<i>T_{пл}</i> , ° льда	<i>T_{пл} CO₂</i> , °C	<i>T_{гом} CO₂</i> , °C	<i>T_{пл} газг</i> , °C	<i>C_{солей}</i> , масс.-% экв. NaCl	<i>C_{CO₂}</i> , моль/кг раствора	<i>C_{CH₄}</i> , моль/кг раствора	<i>d</i> , г/см ³	Давление, МПа
DS004	1П	21	293–334	−30... −34	−2,6... −3,2	−57,4... −57,6	17,9Г... 28,1Ж	8,7–9,2	1,6–2,6	3,1–6,0	0,8–1,2	0,75–0,94	128–152
	2П	11	—	—	—	−56,6... −58,1	22,1... 22,7Ж	—	—	—	—	0,74–0,75	—
	3В	3	147	−27	−3,1	—	—	—	—	—	—	—	—
ПШ008	1П	4	275	−25	−2,1	−57,0	27,9Г	9,9	0,2	2,9	0,7	0,87	—
	3П–В	22	244–272	−29... −30	−0,7... −2,5	—	—	—	1,2–4,1	—	—	0,79–0,84	—
	3В	3	162	−27	−1,6	—	—	—	2,6	—	—	0,93	—
88804	3П–В	3	263	−31	−4,1	—	—	—	6,4	—	—	0,84	—
	3П–В	5	241	−30	−4,3	—	—	—	6,8	—	—	0,88	—
	1П	16	304	−23	−1,2	—	—	—	2,0	—	—	0,71	—
	1П	3	304	−27	−3,0	—	—	9,7	4,9	—	—	0,75	250
	—	2	—	—	—	−59,9	−6,7Ж	—	—	—	—	0,97	—
	1П	8	296	−28	−3,3	—	—	—	5,3	—	—	0,78	—
	3П–В	3	239	−31	−2,5	—	—	—	4,1	—	—	0,85	—
	1П	4	293	−24	−2,7	—	—	—	4,4	—	—	0,77	—
	1П	3	297	−23	−3,0	—	—	—	7,9	—	—	0,77	—
	3В	8	114	−25	−1,8	—	—	—	3,0	—	—	0,97	—

Примечания. Вещественный тип включений: 1 — углекислотно-водно-солевые; 2 — газовые, 3 — газово-жидкие водно-солевые растворы; генетический тип включений: П — первичные, П–В — первично-вторичные, В — вторичные; Г — гомогенизация углекислоты в газе, Ж — в жидкости; *n* — число включений; *d* — плотность флюида.

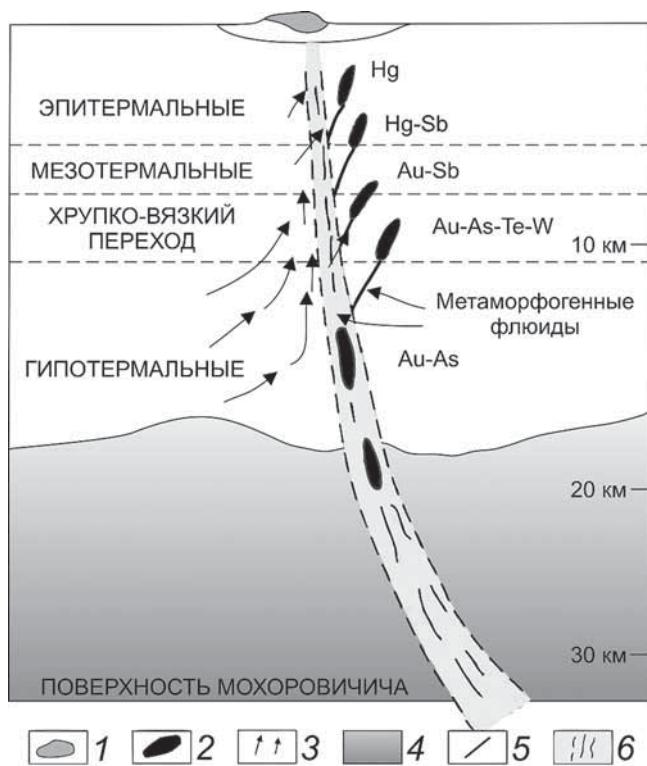


Рис. 4. Упрощенная схема формирования месторождений из метаморфогенных флюидов в условиях верхней коры, по [Groves et al., 2020]: 1 — термальные источники, 2 — орогенные месторождения золота, 3 — потоки флюидов, 4 — золотоносные материнские горные породы, 5 — разрывные нарушения, 6 — региональные зоны сдвиговых деформаций

По данным изучения 119 индивидуальных флюидных включений (табл. 1) температура гомогенизации первичных и первично-вторичных флюидных включений 1-го типа в кварце изменяется в интервале 239–334 °C. Концентрация солей в растворе флюидных включений этого типа составляет 0,2–7,9 масс.-%-экв. NaCl. Концентрация CO₂ в рудообразующем флюиде достигала 2,9–6,0 моль/кг раствора, а CH₄ — 0,7–1,2 моль/кг раствора. Плотность углекислотно-водного флюида 0,71–0,94 г/см³. Судя по величине температуры эвтектики (от –23 до –34 °C), в рудообразующих флюидах среди солей преобладали хлориды натрия, магния и железа.

Гомогенизация CO₂ во флюидных включениях 2-го типа, сингенетических включениям 1-го типа, происходила в жидкую fazу при температуре от +22,1 до +22,7 °C. Плавление CO₂ наблюдается в интервале температуры от –56,6 до –58,1 °C. Температура плавления чистой CO₂ (–56,6 °C) связана с наличием примесей CH₄ или N₂. Плотность газовой фазы достаточно велика (0,74–0,75 г/см³).

Давление флюида, оцененное для ассоциаций флюидных включений 1- и 2-го типов в кварце месторождения Дражное, захватывавшихся в периоды гетерогенизации флюида, изменяется от 128 до 250 МПа в температурном интервале 293–334 °C.

Среднее значение объемного веса пород по 1678 замерам составляет 2,72 т/м³. Сопоставление результатов основного и контрольного замеров, проводившееся за весь период работ на месторождении, позволило выявить не более 10 незначительных отклонений от допустимых расхождений. Отклонения не превышали 0,01 т/м³, они связаны с сильной дезинтеграцией выбранных образцов. Результаты определения объемного веса различных литологических разностей вмещающих пород приведены в табл. 2.

Таблица 2

Результаты определения удельного веса пород и руд

Литологическая разность	Число замеров	Средняя плотность, т/м ³
Алевролит	129	2,74
Песчаник	520	2,71
Алевропесчаник	310	2,72
Песчаник алевритистый	586	2,73
Кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилки, кварцевый штокверк (>50% об. кварца)	133	2,66
Итого	1678	2,72

Результаты тематических исследований [Ridley, Diamond, 2000] свидетельствуют о том, что характерные для месторождения Дражное флюиды, содержащие небольшую концентрацию солей и высокую концентрацию углекислоты, характерны для рудообразующих флюидов орогенных жильных месторождений золота.

Исходя из результатов оценки условий гомогенизации флюидных включений в отобранных образцах (табл. 1) величина литостатического давления варьирует от 128 до 250 МПа. На основе более чем 1500 результатов измерений объемного веса пород и оцененной величины внешнего литостатического давления глубина формирования флюидных включений в пределах месторождения Дражное оценивается как диапазон

$$\text{от } P_{\text{лит}} = \frac{128 \text{ МПа}}{2,72 \text{ т/м}^3 \cdot 9,8 \text{ м/с}^2} \sim 4,8 \text{ км}$$

$$\text{до } P_{\text{лит}} = \frac{250 \text{ МПа}}{2,72 \text{ т/м}^3 \cdot 9,8 \text{ м/с}^2} \sim 9,4 \text{ км.}$$

Полученные результаты согласуются с вышеизложенной моделью формирования орогенных месторождений, сформированных в мезотермальных условиях при отложении золоторудной минерализации из флюидов, поднимавшихся с более низких уровней коры (рис. 4).

Учитывая многостадийный характер развития АТР как области разгрузки флюидов и различия в оценке глубины формирования кварца (по данным [Аристов и др., 2015] в 3–4 км, согласно результатам наших исследований — 4,8–9,4 км), кварц в образцах, исследованных в работе [Аристов и др.,

2015], вероятно, представлял собой более поздние минеральные ассоциации. Разница в солености флюидов (по данным [Аристов и др., 2015] — 2,6–9,3 масс.-%-экв. NaCl, а согласно результатам наших исследований — 0,2–7,9 масс.-%-экв. NaCl), что может свидетельствовать в пользу этого предположения.

Заключение. Флюиды золоторудного месторождения Дражное характеризовались небольшой концентрацией солей и высокой — углекислоты. Согласно модели формирования орогенных месторождений (по [Groves et al., 2020]) рудоносные флюиды месторождения мигрировали по региональной Адыча-Тарынской зоне разломов, поднимаясь к поверхности при давлении, превышающем литостатическое, с последующим процессом формирования золотоносных кварцевых и кварц-карбонатных прожилков по раскрытым при тектонических подвижках трещинам в условиях кратковременного падения литостатического

давления. Формирование кварцевых жильно-прожилковых образований, несущих золотую минерализацию, происходило полистадийно, преимущественно в мезотермальных условиях на глубине от 3 до 9 км из гетерогенных углекислотно-водных флюидов.

Процесс осаждения золотоносной минерализации месторождения Дражное, вероятно, хронологически соответствует смене поля деформации [Читалин и др., 2018; Сивков и др., 2020] в регионе — направление вектора горизонтального сжатия изменилось с северо-восточного—юго-западного на северо-западное—юго-восточное. Результатом стало формирование рудоконтролирующей зоны левосдвиговых деформаций север-северо-западного простирания, в пределах которой в обстановке транстензии зоны образовались складки северо-восточного простирания. Этим деформациям, очевидно, сопутствовал подъем флюида к поверхности с отложением рудного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аристов В.В., Задорожный Д.Н., Имамединов Б.Н. и др. Факторы локализации золото-кварцевых месторождений Тарынского рудно-россыпного узла. М., 2006. 200 с.
- Аристов В.В., Прокофьев В.Ю., Имамединов Б.Н. и др. Особенности рудообразования на золото-кварцевом месторождении Дражное (Восточная Якутия, Россия) // Докл. РАН. 2015. Т. 464, № 1. С. 65–70.
- Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Кряжев С.Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах: Автoref. докт. дисс. М., 2017.
- Парфенов Л.М. Геодинамика, магматизм и металлогенesis Верхояно-Колымских мезозоид // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 15. М., 1988. С. 179–188.
- Сивков Д.В., Читалин А.Ф., Дергачев А.Л. Применение линеаментного анализа для выявления закономерностей локализации золотого оруденения на территории Тарынского рудного поля в Республике Саха (Якутия) // Исследование Земли из космоса. 2020. Вып. 1. С. 3–19.
- Чикатуева В.Ю., Ситкевич С.А. Минералогия золоторудного месторождения Дражное, Республика Саха (Якутия) // Изв. вузов. Геология и разведка. № 5. 2019. С. 57–63.
- Читалин А.Ф., Воскресенский К.И., Гришин Е.М. и др. Структурно-кинематическая модель золоторудно-
- го месторождения Дражное // Геофизика. 2018. № 3. С. 106–114.
- Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineral. 1989. Vol. 74. P. 1390–1393.
- Collins P.L.P. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity // Econ. Geol. 1979. Vol. 74. P. 1435–1444.
- Cox S.F., Etheridge M.A., Cas R.A.F., Clifford B.A. Deformational style of the Castlemaine area, Bendigo-Ballarat Zone—implications for evolution of the crustal structure across Southeast Australia // Aust. J. Earth Sci. 1991. Vol. 38. P. 151–170.
- Fyfe W.S., Price N.J., Thompson A.B. Fluids in the Earth's crust. Amsterdam: Elsevier, 1978. 383 p.
- Goldfarb R.J., Baker T., Dubé B. et al. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // Econ. Geol. 2005. 100th Anniv. P. 407–450.
- Groves D.I., Santosh M., Deng J. et al. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration // Miner. Depos. 2020. Vol. 55. P. 275–292.
- Phillips G.N., Powell R. Formation of gold deposits—a metamorphic devolatilization model // J. Metamorph. Geol. 2010. Vol. 28. P. 689–718.
- Ridley J.R., Diamond L.W. Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models // Gold in 2000. SEG Rev. 2000. Vol. 13. P. 141–162.

Поступила в редакцию 01.09.2020

Поступила с доработки 30.10.2020

Принята к публикации 30.10.2020

УДК 553.072, 553.430

В.В. Свистунов¹, В.Ю. Прокофьев²

СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ РУД МАЛМЫЖСКОГО АУ-СИ-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ РУДНОГО УЧАСТКА СВОБОДА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ)

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

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35

*Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, RAS,
119017, Moscow, Staromonetny lane, 35*

Исследованы флюидные включения в кварце из промышленных руд участка Свобода — одного из главных промышленных участков Au-Си-порфировой минерализации Малмыжского месторождения. Установлен преимущественно хлоридный состав флюида, формировавшего промышленную золото-медную минерализацию месторождения. Даны оценка основных физико-химических параметров рудообразующего флюида: температура 250–530 °C, концентрация солей 0,8–48,0 масс.-%-экв. NaCl, давление 15–62 МПа. На основе расчетов значений давления рудообразующего флюида сделаны выводы о глубине формирования рудной минерализации в диапазоне 1,5–2,4 км и восходящем перемещении рудовмещающего блока на 900 м в процессе рудоотложения. Полученные данные можно использовать при проведении поисковых и разведочных работ на Au-Си-порфировых объектах.

Ключевые слова: порфировые месторождения, золото, медь, флюидные включения, температура, концентрация солей, давление, глубина.

Fluid inclusions in quartz from one of the Au-Cu mineralization centers of the Malmyzh porphyry deposit's — Freedom are studied. Established the chloride-predominant composition of fluid, that was formed Au-Cu mineralization of deposit. The main physical and chemistry characteristics of ore-forming fluid: temperature — 250–530 °C, salts concentration — 0,8–48,0 wt% NaCl eq., pressure — 15–62 MPa. Based on calculations of ore-formed fluids pressure concluded what ore formed on depth 1,5–2,4 km. The ore-bearing block moved up to 900 m during the ore-formation time. The results of study can be used in prospecting and exploration of gold-copper porphyry deposits.

Key words: porphyry deposits, gold, copper, fluid inclusions, temperature, salinity, pressure, depth.

Введение. Малмыжское Au-Си-порфировое месторождение расположено на территории Хабаровского края. Оно относится к категории крупных месторождений и содержит более 5 млн т меди и 278 т золота [Читалин и др., 2013, Малмыжское месторождение [Электр. ресурс]]. Геологоразведочные работы на нем проводятся в течение последних 15 лет, в скором времени планируется начало его эксплуатации. В связи с большими перспективами обнаружения аналогичных месторождений золото-порфирового типа на территории Сихотэ-Алиня и смежных областей актуально всестороннее изучение геологических особенностей формирования промышленной минерализации Малмыжского месторождения, в том числе параметров мине-

ралообразующего флюида. Ключ для понимания природы рудоформирующих процессов — исследование флюидных включений, что подтверждено многочисленными публикациями российских и зарубежных геологов [Roedder, 1971; Landtwing, 2005; Николаев и др., 2016].

Отметим, что для Малмыжского месторождения уже проводились исследования флюидных включений [Буханова, Плечов, 2017; Soloviev et al., 2019]. Однако авторы этих публикаций изучали минералообразующие флюиды процесса в целом, включая предрудные метасоматиты и дорудные магматические ассоциации. Наши исследования имели целью установить параметры и состав флюида, формирующего промышленные руды с

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, аспирант; e-mail: vasilysvistunov@mail.ru

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, зав. лабораторией геохимии, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н.; e-mail: sophs@mail.ru

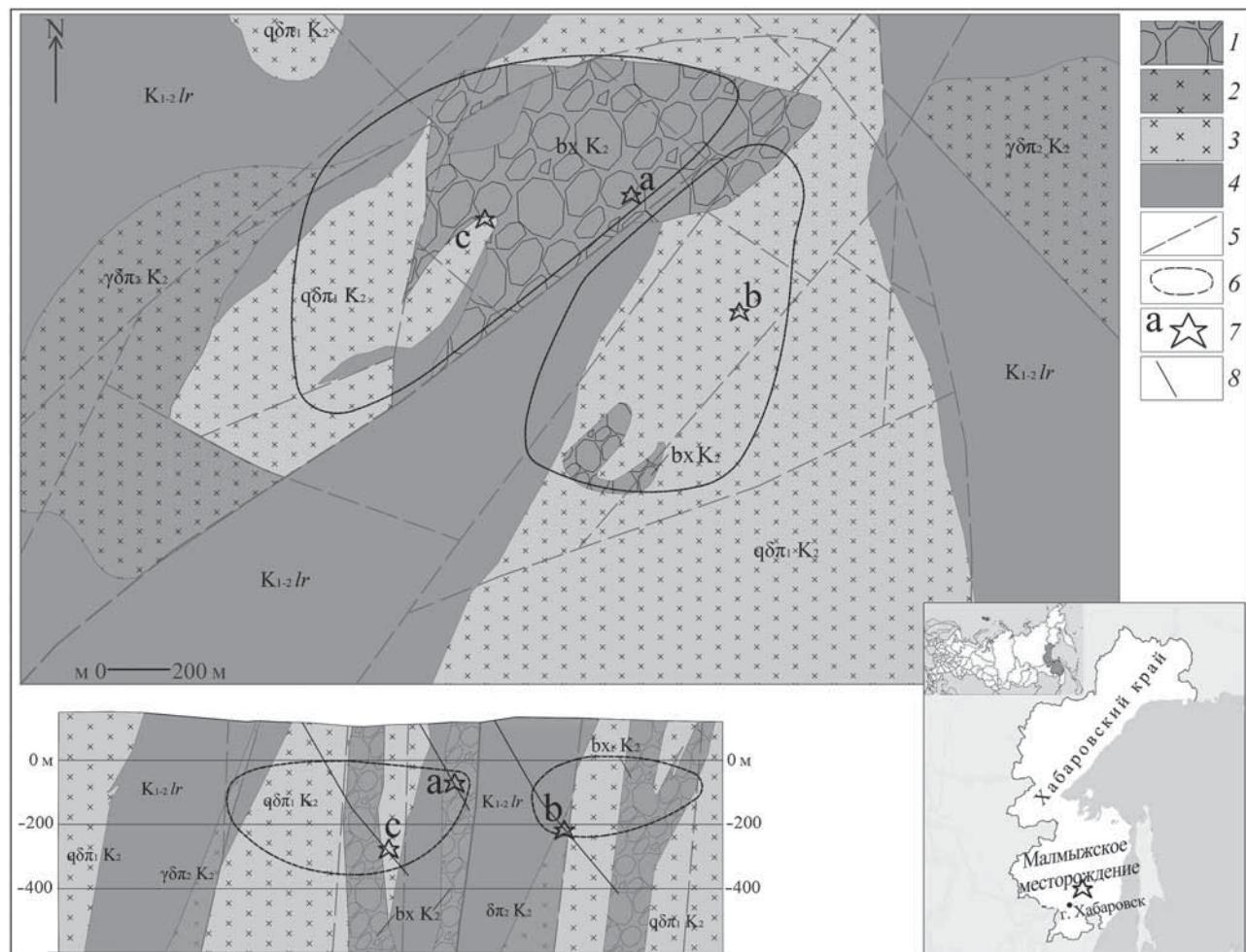


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и разрез рудного участка Свобода Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения: 1 — эруптивные брекчии 2-й фазы внедрения (bxK_2); 2 — гранодиорит-порфиры 2-й фазы внедрения ($\gamma\delta\pi_2K_2$); 3 — кварцевые диорит-порфириты и диорит-порфириты 1-й фазы внедрения ($q\delta\pi_1K_2$, $\delta\pi_1K_2$); 4 — терригенные отложения ларгасинской свиты ($K_{1-2}lr$); 5 — разрывные нарушения; 6 — условный контур рудных залежей ($Cu > 0,1\%$); 7 — места отбора проб для исследования флюидных включений, 8 — скважины

минералами золота и меди, чтобы установить граничные параметры формирования промышленной минерализации месторождения.

Авторы статьи исходят из позиции, что геологическое строение Малмыжского месторождения позволяет рассматривать каждый центр порфировой минерализации (рудный участок) как относительно изолированный рудный объект, характеризующийся своими геохимическими особенностями. В качестве объекта исследований был выбран один из наиболее крупных рудных центров месторождения — участок Свобода.

Геологическое строение рудного участка Свобода. Участок Свобода сложен терригенными отложениями ларгасинской свиты мелового возраста (рис. 1), в разной степени подвергшимися ороговикованию из-за внедрения штокоподобных магматических тел мелового возраста. Тела представлены двумя фазами внедрения: к 1-й фазе относятся диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты, ко 2-й — кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры, также ко

второй интрузивной фазе относятся тела эруптивных (гидротермально-магматических) брекчий. В центральной части участка проходит крупный разлом левосдвиговой (или взбросо-сдвиговой) кинематики северо-восточного направления с амплитудой смещения до нескольких сотен метров.

Метасоматическая зональность участка Свобода в целом соответствует классической зональности медно-порфировых месторождений [Свишунов, 2020; Lowell, Guilbert, 1970; Кривцов, 1983, 1986]. Калишпат-биотитовые метасоматиты слагают небольшие ядра размером несколько десятков — несколько сотен метров, их обрамляют мощные (сотни метров) и наиболее распространенные кварц-хлорит-серицитовые и пирит-кварц-серицитовые (филлизитовые) метасоматиты. Эти типы метасоматитов вмещают значительную часть рудных залежей. Локально развиты серицит-хлоритовые метасоматиты. В обрамлении рудных залежей представлены пропилитовые метасоматиты (кварц-эпидот-хлоритовые), также проявлены окварцевание и ороговиковование.

Минералы	Стадии минералообразования		
	Дорудная	Продуктивная	Пострудная
Кварц	██████████	██████████	██████████
Калиевый полевой шпат	██████████	██████████	██████████
Серицит	██████████	██████████	██████████
Хлорит	██████████	██████████	██████████
Карбонаты	██████████	██████████	██████████
Магнетит	██████████	██████████	██████████
Пирит	██████████	██████████	██████████
Халькопирит	██████████	██████████	██████████
Борнит	██████████	██████████	██████████
Сфалерит	██████████	██████████	██████████
Галенит	██████████	██████████	██████████
Молибденит	██████████	██████████	██████████
Самородное золото	██████████	██████████	██████████
Теллуриды	██████████	██████████	██████████
Селениды	██████████	██████████	██████████
Сульфосоли	██████████	██████████	██████████
Блеклые руды	██████████	██████████	██████████

Рис. 2. Схематическая последовательность образования рудных минералов, по [Буханова, 2017; Иванов и др., 2013; Soloviev et al., 2019]

Золото-медная минерализация участка Свобода характеризуется прожилково-вкрапленной текстурой. Она сконцентрирована в пределах двух рудных залежей. Восточная залежь локализована в пределах штока кварцевых диорит-порфириров 1-й фазы внедрения. Центральная залежь, более крупная, приурочена к телу гидротермально-магматических брекчий и обрамляющих его кварцевых диорит-порфириров 1-й фазы.

Главные рудные минералы сульфидно-кварцевых прожилков представлены халькопиритом, пиритом, магнетитом. Второстепенное значение имеют молибденит, галенит, сфалерит, борнит, халькозин, рутил, ильменит. К редким относятся самородное золото, минералы висмута и теллура, селениды, сульфосоли, блеклые руды и др. [Буханова, 2017]. Схематическая последовательность образования наиболее распространенных рудных минералов приведена на рис. 2.

Материалы и методы исследований. Из керна разведочных скважин в пределах рудных интервалов с промышленным содержанием меди ($>0,1\%$) и золота (0,1–0,3 ppm) отобраны образцы, содержащие рудные прожилки с халькопиритом среди рудовмещающих пород в пределах участка Свобода. Для исследования флюидных включений из кварцевых прожилков изготовлены пластинки толщиной 0,3–0,5 мм, отполированные с обеих сторон. Всего изготовлено 8 пластинок, 3 из которых содержали пригодные для исследований флюидные включения размером 20 мкм и более. Каждому из изученных образцов присвоен условный номер (а, б, в). Фотографии образцов приведены на рис. 3.

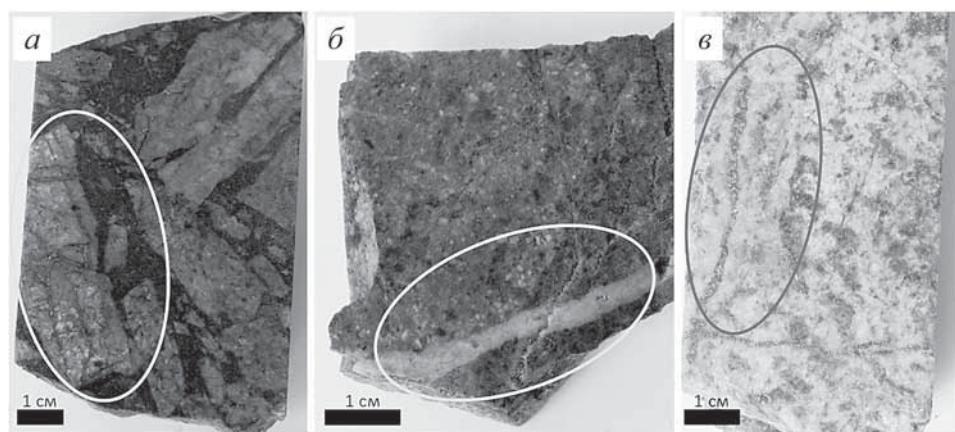
Образец а отобран из центральной рудной залежи с глубины 121,5 м и представлен эруптивными брекчиями, содержащими обломки кварц-серicitовых метасоматитов, сцепментированных кварц-серicit-хлоритовым цементом. В цементе имеются многочисленные халькопирит-пирит-кварцевые прожилки. Содержание сульфидов в прожилках составляет в среднем 10–20%.

Образец б отобран в пределах восточной рудной залежи с глубины 312,6 м. Он представляет собой умеренно измененные (серicit-хлоритовый метасоматоз) диорит-порфиры, содержащие кварц-сульфидные прожилки. Пластишка для исследований изготовлена из кварцевого прожилка, содержащего единичные зерна пирита (1–2%).

Образец в отобран из центральной рудной залежи с глубины 400,5 м. Он сложен интенсивно измененными (пирит-хлорит-кварц-серicitовые изменения) кварцевыми диорит-порфирами с минерализованными кварц-сульфидными прожилками. Пластишка для исследований изготовлена из халькопирит-пирит-кварцевого прожилка (доля сульфидов 30–35%, они расположены преимущественно вдоль осевой линии). По зальбандам прожилка развит достаточно широкий ореол калиевого полевого шпата. Такие прожилки составляют преобладающую долю золото-медных руд на участке Свобода.

Микротермометрическое изучение индивидуальных включений проведены в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, состоящего из камеры THMSG 600 фирмы «Linkam» (Англия), установленном на микроскопе «Olimpus BX51» (Япония), видеокамеры

Рис. 3. Фото образцов с изученными флюидными включениями, овалами показаны участки изготовления пластин



и управляющего компьютера. Химический состав флюида, захваченного во включениях, был оценен по результатам измерения фазовых переходов и превращений, происходивших при нагревании и охлаждении препаратов. Точность измерений температуры составляет $\pm 0,2$ °C в интервале от –20 до +20 °C и понижается при более высоких и низких значениях температуры. Состав солей, преобладающих в водных растворах флюидных включений, оценивали по результатам измерения температуры плавления эвтектики [Борисенко, 1977]. Суммарную концентрацию солей в двухфазовых флюидных включениях устанавливали по температуре плавления льда, а в многофазовых — по температуре растворения кристалла NaCl на основе экспериментальных данных для системы NaCl–H₂O [Bodnar, Vityk, 1994; Driesner, Heinrich, 2007]. Давление флюида рассчитывали для ассоциаций флюидных включений гетерогенного флюида как давление водяного пара при температуре их захвата. Оценка концентрации солей, плотности и давления флюида проводилась с использованием программы FLINCOR [Brown, 1989].

Результаты исследований и их обсуждение.

Флюидные включения обнаружены в кварце с сульфидной минерализацией. Среди них выделено три основных типа (рис. 4): 1) многофазные включения хлоридных рассолов, содержащие газовый пузырек, водный раствор, один или несколько изотропных кристаллов, пластинчатый гематит красного цвета и непрозрачный рудный минерал (халькопирит или магнетит); 2) существенно газовые включения, содержащие малоплотный газ с небольшой каймой водного раствора; 3) двухфазовые газово-жидкие включения водно-солевых растворов, содержащие водный раствор и газовый пузырек.

Среди изученных флюидных включений в соответствии с известными критериями [Реддер, 1987] выделены первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения. К первичным отнесены флюидные включения, равномерно распределенные в объеме минерала-хозяина либо приуроченные к зонам его роста. Вторичными считались включения, приуроченные к трещинам,

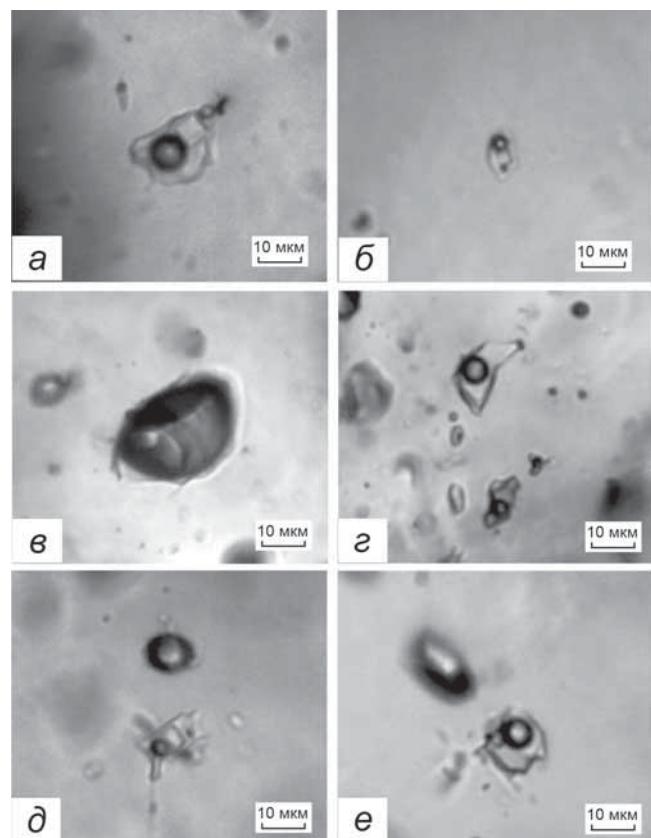


Рис. 4. Типы флюидных включений в кварце минерализованных прожилков рудного участка Свобода: *а, б* — многофазовые включения (тип 1) высокотемпературных хлоридных рассолов, содержащие водный раствор, газ, кубические кристаллы хлоридов и рудные минералы (халькопирит?, гематит); *в* — газовые включения (тип 2), *г* — двухфазовое газово-жидкое флюидное включение водно-солевого флюида (тип 3); *д, е* — ассоциации флюидных включений (*д* — газовые включения типа 2, сингенетичные многофазовым включениям типа 1, *е* — газовые включения типа 2, сингенетичные двухфазовым флюидным включениям типа 3). Масштаб 10 мкм

секущим минерал-хозяином, первично-вторичные флюидные включения — к трещинам, не достигающим внешних границ кристаллов и зерен, а по фазовому наполнению аналогичным первичным включениям.

Для термо- и криометрических исследований выбирали прежде всего группы флюидных включений с одинаковым фазовым соотношением,

равномерно распределенные по объему отдельных зерен кварца и отнесенные нами к первичным включениям. Однако для первично-вторичных и вторичных включений также получены параметры фазовых переходов. Отметим, что флюидные включения 1- и 3-го типов наиболее распространены и встречены во всех изученных образцах. А флюидные включения 2-го типа встречаются в целом реже и отсутствуют в образце *a*. Существенно газовые флюидные включения (тип 2) часто сингенетичны флюидным включениям хлоридных рассолов типа 1 (рис. 4, *d*) или флюидным включениям водно-солевых флюидов типа 3 (рис. 4, *e*). Такие ассоциации флюидных включений захвачены из гетерогенного флюида (на линии двухфазового равновесия), поэтому их можно использовать для оценки давления флюида.

Данные микротермометрических исследований более 100 индивидуальных флюидных включений в кварце приведены в таблице и на рис. 5.

Результаты микротермометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце рудного участка Свобода

Образец	Глубина отбора	Тип включения*	<i>n</i>	<i>T</i> гомогенизации, °C	<i>T</i> эвтектики, °C	<i>T</i> плавления льда (NaCl), °C	Концентрация солей масс.%-экв. NaCl	Плотность, г/см ³	Давление, МПа
Центральная залежь									
<i>a</i>	121,2	1 П	5	429	н.о.	(405)	48,0	1,07	—
		1 П	4	417	н.о.	(251)	34,7	0,94	—
		1 П	3	355	н.о.	(326)	40,3	1,03	—
		3 П	3	441	-41	-8,5	12,3	0,60	—
		3 П	3	340	-30	-7,9	11,6	0,79	—
		3 П-В	4	305	-34	-0,5	0,8	0,69	—
		3 П-В	3	294	-29	-2,3	3,8	0,76	—
		3 В	3	234	-29	-1	1,7	0,83	—
<i>в</i>	400,5	1 П	8	530	н.о.	(336)	41,1	0,89	—
		1 П	3	473	н.о.	(345)	41,9	0,95	—
		1 П	7	409	н.о.	(332)	40,8	1,01	—
		1 П	3	310	н.о.	(298)	38	1,08	—
		1 П	3	227	н.о.	(272)	36,1	1,14	—
		2 П	3	422	-28	-1,3	2,1	н.о.	33
		2 П	8	349	-22	-2,0	3,3	н.о.	15
		3 П	5	392	-32	-11,4	15,4	0,88	—
		3 П	4	321	-31	-8,3	12,1	0,85	—
		3 П	3	321	-36	-4,2	6,7	0,75	—
		3 П-В	3	306	-30	-3,6	5,8	0,76	—
		3 П-В	3	296	-30	-1,5	2,5	0,74	—
Восточная залежь									
<i>б</i>	312,6	1 П	7	240	н.о.	(311)	39,0	1,16	—
		2 П	3	450	-27	-0,6	0,8	н.о.	62
		3 П	6	472	-28	-10,5	14,5	0,58	—
		3 П	5	439	-36	-6,2	9,5	0,53	—
		3 В	3	245	-27	-0,6	1,0	0,81	—
		3 В	4	235	-26	-0,7	1,2	0,83	—
		3 В	3	226	-32	-19,6	22,1	1,00	—

Примечания. * П — первичные, П-В — первично-вторичные, В — вторичные. Тип флюидных включений по фазовому составу: 1 — многофазовые хлоридные рассолов, 2 — газовые, 3 — двухфазовые газово-жидкие; н.о. — не определено.

Рудообразующий флюид содержал хлориды Na, Ca и K. Об этом свидетельствуют хлоридные эвтектики растворов включений (от -41 до -22 °C). В многофазовых включениях (тип 1) установлен дочерний галит, который диагностирован по близости показателя преломления кубического дочернего кристалла к кварцу, а также по переходу его в гидрогалит при замораживании раствора включений (обратный переход в галит происходит в интервале от +0,0 до +0,5 °C). Поэтому для оценки концентрации солей во флюиде включений мы можем использовать экспериментальные данные системы H₂O-NaCl.

Параметры фазовых переходов во флюидных включениях в кварце разных образцов несколько различаются.

Образец *a*. Первичные многофазовые включения хлоридных рассолов типа 1 в кварце гомогенизируются в жидкость при температуре 355–429 °C, а концентрация солей во флюиде изменяется от

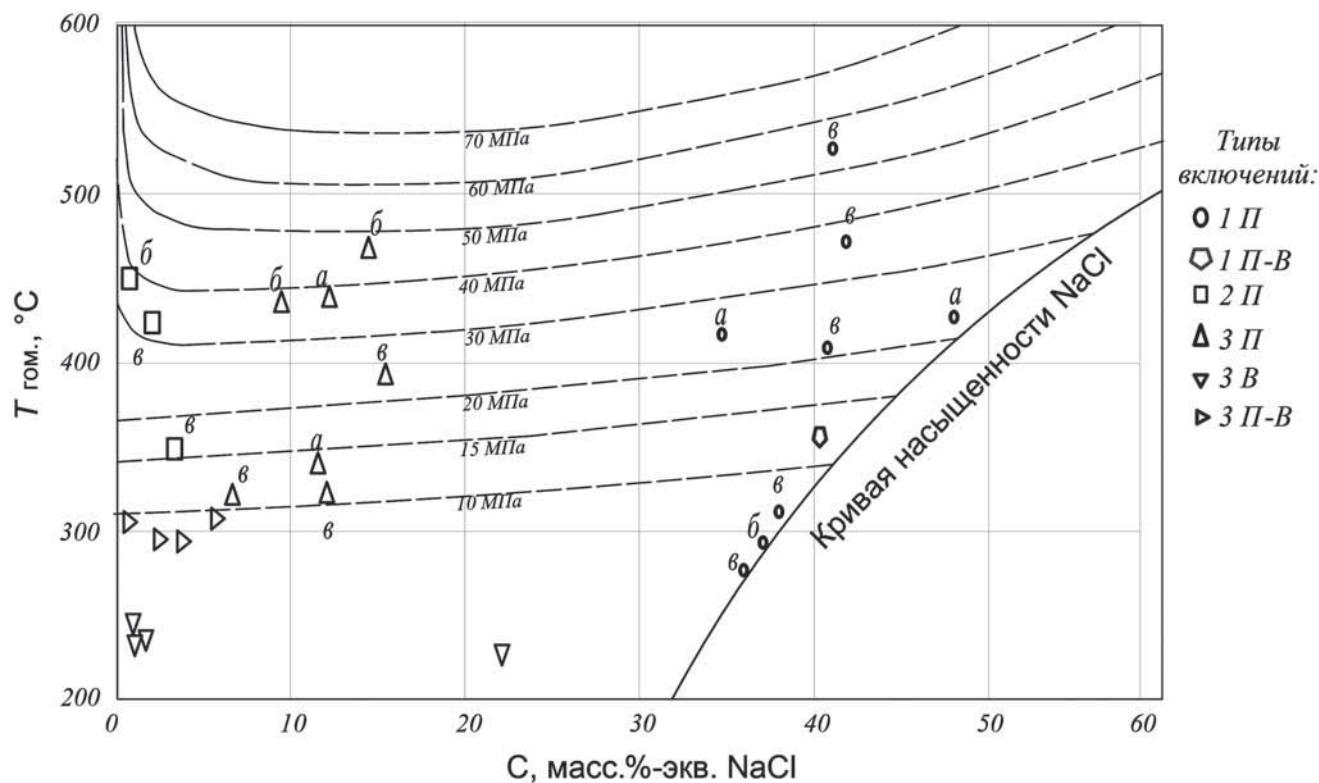


Рис. 5. Диаграмма температура гомогенизации ($^\circ\text{C}$) — концентрация солей (масс.-%-экв. NaCl) для флюидных включений рудного участка Слобода: *a*, *b*, *v* — номера образцов. Изобарические кривые даны в соответствии с [Landtwing et al., 2010; Driesner, Heinrich, 2007]

34,7 до 48,0 масс.-%-экв. NaCl. Плотность флюида 0,94–1,07 г/ см^3 .

Первичные двухфазовые флюидные включения типа 3 в кварце гомогенизируются в жидкость при температуре 294–305 $^\circ\text{C}$. Концентрация солей в них составляет 11,6–12,3 масс.-%-экв. NaCl. Плотность флюида варьирует от 0,60 до 0,79 г/ см^3 .

Первично-вторичные двухфазовые флюидные включения типа 3 в кварце гомогенизируются в жидкость при температуре 340–441 $^\circ\text{C}$. Концентрация солей в них составляет 0,8–3,8 масс.-%-экв. NaCl. Плотность флюида изменяется от 0,69 до 0,76 г/ см^3 .

Вторичные двухфазовые флюидные включения типа 3 в кварце гомогенизируются в жидкость при температуре 234 $^\circ\text{C}$. Концентрация солей в них составляет 1,7 масс.-%-экв. NaCl. Плотность флюида составляет 0,83 г/ см^3 .

Образец б. *Первичные многофазовые включения хлоридных рассолов типа 1* в кварце гомогенизируются в жидкость при температуре 311 $^\circ\text{C}$, а концентрация солей во флюиде составляет 39,0 масс.-%-экв. NaCl. Плотность флюида 1,16 г/ см^3 .

Первичные газовые флюидные включения типа 2 в кварце гомогенизируются в газ при 450 $^\circ\text{C}$. Концентрация солей в них составляет 0,8 масс.-%-экв. NaCl. Глубокое охлаждение газовых включений до температуры –180 $^\circ\text{C}$ не выявило конденсацию каких-либо фаз, что свидетельствует о заполнении газовых включений только малоплотным водяным паром. Давление насыщенного пара воды составляет 15–33 МПа при температуре 349–422 $^\circ\text{C}$.

газовых включений только малоплотным водяным паром. Давление насыщенного пара воды составляет 62 МПа при температуре гомогенизации 450 $^\circ\text{C}$.

Первичные двухфазовые флюидные включения типа 3 в кварце гомогенизируются в жидкость при температуре 439–472 $^\circ\text{C}$. Концентрация солей в них составляет 9,5–14,5 масс.-% экв. NaCl. Плотность флюида изменяется от 0,53 до 0,58 г/ см^3 .

Вторичные двухфазовые флюидные включения типа 3 в кварце гомогенизируются в жидкость при температуре 226–245 $^\circ\text{C}$. Концентрация солей в них составляет 1,0–22,1 масс.-%-экв. NaCl. Плотность флюида 0,81–1,00 г/ см^3 .

Образец в. *Первичные многофазовые включения хлоридных рассолов типа 1* в кварце гомогенизируются в жидкость при значениях температуры 272–530 $^\circ\text{C}$, а концентрация солей во флюиде — 36,1–41,9 масс.-%-экв. NaCl. Плотность флюида 0,89–1,14 г/ см^3 .

Первичные газовые флюидные включения типа 2 в кварце гомогенизируются в газ при 349–422 $^\circ\text{C}$. Концентрация солей в них составляет 2,1–3,3 масс.-%-экв. NaCl. Глубокое охлаждение газовых включений до температуры –180 $^\circ\text{C}$ не выявило конденсацию каких-либо фаз, что свидетельствует о заполнении газовых включений только малоплотным водяным паром. Давление насыщенного пара воды составляет 15–33 МПа при температуре 349–422 $^\circ\text{C}$.

Первичные двухфазовые флюидные включения типа 3 в кварце гомогенизируются в жидкость при 321–392 °C. Концентрация солей в них изменяется от 6,7 до 15,4 масс.-%-экв. NaCl. Плотность флюида — от 0,75 до 0,88 г/см³.

Первично-вторичные двухфазовые флюидные включения типа 3 в кварце гомогенизируются в жидкость при температуре 296–306 °C. Концентрация солей в них составляет 2,5–5,8 масс.-%-экв. NaCl. Плотность флюида 0,74–0,76 г/см³.

Таким образом, на основе приведенных выше данных можно оценить параметры формирования промышленных руд месторождения Малмыжское: температура 294–530 °C, концентрация солей 0,8–48,0 масс.-%-экв. NaCl, давление 15–62 МПа (рис. 5). Отметим, что наиболее высокие значения температуры (530 °C) обнаружены в образце, отобранном наиболее глубоко. Это согласуется с наличием магматического очага на глубине, служившего источником рудообразующих флюидов. Величины концентрации солей во флюиде и давления флюида обнаруживают более сложную зависимость от глубины отбора образца и зависят от многих факторов.

В работе [Буханова, Плечов, 2017] для флюида рудно-магматической системы Малмыжского месторождения приведены другие параметры: температура 100–1000 °C, концентрация солей 4–80 масс.-%-экв. NaCl, давление 5–83 МПа. В кварце порфировых ассоциаций обнаружены также включения магматического расплава с температурой гомогенизации >1140 °C и давлением 80–100 МПа. Мы полагаем, что более широкий интервал параметров минералообразующего флюида в указанной работе связан с тем, что в круг исследования авторов попал не только кварц продуктивных ассоциаций, но и дорудный кварц магматического этапа, предрудный кварц метасоматитов и пострудный кварц поздних минеральных ассоциаций. Наши данные имеют более узкий диапазон и дают информацию о параметрах формирования промышленной золото-медной минерализации месторождения.

Это согласуется с данными статьи [Soloviev et al., 2019], в которой для флюида, формировавшего калиевые метасоматиты Малмыжского месторождения, приводится соленость 57–78 масс.-%-экв. NaCl, температура более 535 °C и давление 40–60 МПа. Однако для золото-медных ассоциаций в этой работе приводятся более низкие величины температуры (250–380 °C). Такое различие можно объяснить тем, что в работе [Soloviev et al., 2019] приведены результаты исследования проб, отобранных на меньшей глубине. Поэтому нижнюю

температурную границу формирования промышленных руд можно считать равной 250 °C.

В то же время мы не можем согласиться с объяснением вариаций значений давления флюида только в связи с открытием и закрытием трещин, что приводило к изменению давления от литостатического к гидростатическому, как это сделано в работе [Soloviev et al., 2019], так как нами установлен более широкий интервал вариации давления, чем в этой публикации (15–62 МПа), поэтому такого объяснения недостаточно. Отношение максимальной величины давления (62 МПа) к его минимальной величине (15 МПа) составляет 4,1, что заметно больше соотношения величин литостатического и гидростатического давления. Такое соотношение значений давления обычно объясняют восходящим перемещением рудовмещающего блока в процессе рудоотложения [Прокофьев, Пэк, 2015]. Поэтому в соответствии с нашими данными о флюидном давлении (15–62 МПа) можно оценить палеоглубину формирования руд месторождения от 1,5 до 2,4 км при восходящем перемещении области рудоотложения в период формирования промышленных руд на величину около 900 м.

Таким образом, наши исследования позволили получить граничные параметры формирования промышленных золото-медных руд участка Свобода Малмыжского порфирового месторождения. Изучение флюидных включений других участков месторождения позволит в значительной степени расширить представления об условиях рудообразования. Эта информация может быть использована при проведении поисковых и разведочных работ на минерализацию данного типа в регионе Сихотэ-Алиня.

Выводы. 1. Установлен преимущественно хлоридный состав флюида, формировавшего промышленную Au-Cu минерализацию месторождения.

2. Дана оценка основных физико-химических параметров рудообразующего флюида: температура 250–530 °C, концентрация солей 0,8–48,0 масс.-%-экв. NaCl, давление 15–62 МПа.

3. На основе расчетов значений давления флюида сделаны выводы о глубине формирования рудной минерализации в диапазоне 1,5–2,4 км и восходящем перемещении рудовмещающего блока на 900 м в процессе рудоотложения.

4. Полученные данные надо учитывать при проведении поисковых и разведочных работ на минерализацию Au-Cu-порфирового типа в регионе Сихотэ-Алиня.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 20-17-00184).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисенко А.С.* Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Буханова Д.С.* Минералогические особенности руд золото-меднопорфирового месторождения Малмыжское, Нижнее Приамурье // Мат-лы юбилейного съезда Российского минералогического общества «200 лет РМО», СПб. Т. 2. СПб., 2017. С. 193–194.
- Буханова Д.С., Плечов П.Ю.* Условия формирования Au-Cu-порфирового месторождения Малмыжское (по данным исследования флюидных включений) // Вест. КРАУНЦ. 2017. Т. 34, № 2. С. 61–71.
- Иванов В.В., Кононов В.В., Игнатьев Е.К.* Минералого-геохимические особенности рудной минерализации в метасоматитах золото-медного рудного поля Малмыж (Нижнее Приамурье) // Мат-лы Всеросс. Конф. VIII Косыгинские чтения «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии». Владивосток, 2013. С. 258–261.
- Кривцов А.И.* Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 1986. 303 с.
- Малмыжское месторождение [Электр. ресурс]. 2020. URL: <http://amurminerals.ru> (дата обращения: 01.05.2020).
- Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю.* и др. Au-Ag минерализация порфиро-эпимеральных систем Баимской зоны (Западная Чукотка, Россия) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 4. С. 319–345. DOI: 10.7868/S0016777016040055
- 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. М.: Мир, 1987.
- Свистунов В.В.* Особенности рудно-метасоматической зональности участка Свобода Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 4. С. 76–80.
- Читалин А.Ф., Ефимов А.А., Воскресенский К.И.* и др. Малмыж — новая крупная золото-медно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 3. С. 65–69.
- Atkinson A.B.* A model for the PTX properties of H₂O-NaCl. M.Sc.Thesis. Virginia Tech. Institute and State University, 2002. P. 126.
- Bodnar R.J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Siena, Pontignano, 1994. P. 117–130.
- Brown P.* FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineral. 1989. Vol. 74. P. 1390–1393.
- Driesner, T., Heinrich C.A.* The system H₂O–NaCl. Pt. I: Correlation formulae for phase relations in temperature-pressure-composition space from 0° to 1000 °C, 0 to 5000 bars, and 0 to 1 X-NaCl // Geochim. et Cosmochim. Acta, 2007. Vol. 71. P. 4880–4901.
- Landtwing M.R., Furrer C., Pettke T., et al.* The Bingham canyon porphyry Cu-Mo-Au deposit. III. Zoned copper-gold ore deposition by magmatic vapor expansion // Econ. Geol. 2010. Vol. 105. P. 91–118.
- Landtwing M.R., Pettke T., Redmond P.B.* et al. Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic-hydrothermal fluids: The Bingham porphyry // Earth and Planet. Sci. Lett. 2005. Vol. 235. N 1. P. 229–243.
- Lowell D.J., Guilbert J.M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // Econ. Geol. 1970. Vol. 65, N 4. P. 373–408.
- Roedder E.* Fluid inclusions studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado // Econ. Geol. 1971. Vol. 66, P. 98–120.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* et al. The superlarge Malmyzh porphyry Cu-Au deposit, Sikhote-Alin, eastern Russia: Igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mineralization, and fluid inclusion characteristics // Ore Geol. Rev. 2019. Vol. 113. P. 1–27.

Поступила в редакцию 12.05.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

УДК 552.144

В.Г. Эдер¹, Н.С. Балушкина², А.Г. Замирайлова³, А.Н. Фомин⁴

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ НА ПРИМЕРЕ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

*ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука
Сибирского отделения Российской академии наук (СО РАН),
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1*

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch Russian Academy of Sciences (IPGG SB RAS),
630090, Novosibirsk, Koptug ave. 3
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Определены закономерности изменения литолого-geoхимического состава пород баженовской свиты (БС), характеризуемых разной степенью преобразования органического вещества. По направлению от $\text{MK}_1^1\text{--}\text{MK}_2$ ($140\text{--}170\text{--}195^\circ\text{C}$) наблюдается тенденция к: а) увеличению количества известково-доломитовых прослоев и содержания доломита в них; б) уменьшению содержания ОВ в целом по разрезу; в) уменьшению содержаний ОВ и серы сульфидной в «пирит-керогеновой» пачке кровли БС; г) уменьшению значения отношения C/S; д) увеличению мощности «пиритовой» пачки зоны перехода БС в вышележащие отложения и содержания пирита в ней. Сделаны выводы, что в период между этапами, отвечающими градациям $\text{MK}_1^1\text{--}\text{MK}_2$ (по А.Э. Конторовичу) происходит преобразование ОВ, миграция продуктов его преобразования, доломитизация пород, пиритизация низкоуглеродистых пород перекрывающей БС подачимовской толщи.

Ключевые слова: баженовская свита, черные сланцы, доломитизация, катагенез, Западная Сибирь.

The regularities of changes in the lithological and geochemical composition of Bazhenov Formation (BF) rocks characterized by different degrees of organic matter transformation are determined. From $\text{MK}_1^1\text{--}\text{MK}_2$ ($140\text{--}170\text{--}195^\circ\text{C}$), the following tendency is revealed: a) increasing of the number of calcareous-dolomitic interlayers and content of the dolomite in them; b) reducing of the content of S in the whole section; c) reducing of the OM and sulfide sulfur contents in “pyrite-kerogen” layers of roof of BF; d) reducing of the ratios of C/S; d) increasing of the “pyrite” layer thickness in the transition zone of BF and the overlying sediments and the content of pyrite in it. It is concluded that in the period between the stages corresponding to the grades $\text{MK}_1^1\text{--}\text{MK}_2$, there is a transformation of OM, migration of its transformation products, dolomitization of rocks, and pyritization of low-carbon rocks of the overlying BF Podachimov strata.

Key words: Bazhenov formation, black shale, dolomitization, catagenesis, Western Siberia.

Введение. Баженовская черносланцевая свита (БС) позднеюрско-раннемелового возраста распространена на большей части территории Западной Сибири (~ 1 млн км²), в центральной части Западно-Сибирского бассейна (ЗСБ) имеет мощность от 20 до 35 м. К основным компонентам пород относятся (%) кремнезем (25–80), карбонатный (5–80) и глинистый (5–35) материал, органическое вещество (ОВ) (5–25).

Свита представлена главным образом силицитами, микститами (смешанными породами),

среди которых преобладают кероген-глинисто-кремнистые и кероген-карбонатно-кремнистые разновидности [Конторович и др., 2016]. При вторичных изменениях породы БС претерпели десилификацию, карбонатизацию, окремнение и пиритизацию, что и привело к пестрому составу этой толщи [Условия..., 1988].

Изучению доломитизации пород БС посвящено значительное число работ [Коробов и др., 2015, 2017, 2018; Немова, 2012; Балушкина и др., 2016; Заграновская, 2019]. В.Д. Немовой [2012]

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, лаборатория седиментологии, ст. науч. с.; e-mail: edervika@gmail.com

² Московский государственный университет, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, науч. с.; e-mail: nataliabalushkina@mail.ru

³ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, лаборатория седиментологии, ст. науч. с.; e-mail: zamirailovaag@ipgg.sbras.ru

⁴ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, лаборатория органической геохимии, гл. науч. с.; e-mail: fominan@ipgg.sbras.ru

установлено, что в районе Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины апорадиоляриевые доломиты представляют собой основные коллекторы. Установлено, что доломитизация прослоев пород этого типа происходила в катагенезе [Немова, 2012; Балушкина и др. 2016; Юрченко, 2017]. Ранее присутствие доломита в нефтеносных формациях рассматривалось как признак нефтеносности [Перозио, Мандрикова, 1971; Ушатинский, Зарипов, 1978; Предтеченская, 2009; Коробов и др., 2015]. А.Д. Коробов с соавторами [2017] установили, что в районе Пальяновского месторождения в скважинах с высокими дебитами, находящихся вблизи разрывных нарушений, породы характеризуются повышенным количеством доломита, в то время как для пород «сухих» скважин он не характерен. Упомянутые выше исследования касаются анализа распространения карбонатов БС, как правило, в одном из районов ЗСБ, в основном на Красноленинском своде. Комплексный сравнительный анализ и выявление закономерностей карбонатизации, а также распределения основных компонентов пород в БС разной степени катагенетической преобразованности органического вещества в значительно удаленных один от другого (сотни километров) районах ЗСБ ранее не осуществлялся.

Здесь изложены результаты стадиального анализа пород БС, содержащих в различной степени преобразованное ОВ. Были изучены закономерности распределения ОВ, пирита (отношение C/S) и аутигенных карбонатов в этой толще, что позволило выяснить закономерности изменения вещественного состава пород на разных этапах катагенеза. В рамках исследования изучен керн БС из 25 скважин, пробуренных на территории, охватывающей область распространения БС (рис. 1), в условно выделенных Центральном и Юго-Восточном районах. В Центральном районе разрезы БС изучены в пределах Мансийской синеклизы и Хантийской гемиантеклизы, в Юго-Восточном районе — Усть-Тымской мегавпадины, Каймысовского свода, Нюрольской мегавпадины, Ледянской мезоседловины.

Материалы и методы исследования. В методику работ входило детальное литологическое описание керна, шлифов пород на микроскопе «Olympus BX-59», изучение в сканирующем электронном микроскопе «MIRA3 TESCAN» с целью установления форм нахождения пирита, а также химический анализ пород. Определение основных пордообразующих компонентов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , MnO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , BaO и др.) проводилось методом рентгено-флуоресцентного анализа на спектрометре ARL-9900-XP («Thermo Electron Corp.»). Изучение минералогического состава глинистой фракции ($<0,002$ мм) и валовых проб пород БС выполнено фазовым рентгенографическим методом на дифрактометрах «ДРОН-3» и «ДРОН-4». Содержание серы (общей,

сульфидной и сульфатной) и CO_2 определено методом мокрой химии; содержание органического углерода ($\text{C}_{\text{опр}}$) — весовым полумикрометодом с помощью экспресс-анализатора (АН-7529) на углерод. Определение пиролитических характеристик выполнено на анализаторе «Source Rock Analyzer» (SRA) — ТРН/ТОС (Weatherford Laboratory, Instr. Division), группового состава — методом колоночной хроматографии, углеводородного — методами газожидкостной хроматографии и хромато-массспектрометрии.

По результатам анализов (содержание пордообразующих оксидов, $\text{C}_{\text{опр}}$, серы сульфидной) химический состав пород пересчитан на минеральный по методике О.М. Розена с соавторами [2000] в программе MINLITH. В результате пересчета химических анализов на минеральный каждому образцу присвоено литологическое название, согласно принятой классификации [Конторович и др., 2016]. В рамках этой классификации для пород БС введено понятие «микстит» (биогенный) — класс пород, в которых содержание ни одного из пордообразующих компонентов (кремнезем, глинистый и карбонатный материалы, ОВ) не достигает 50%.

Для всех изучаемых разрезов БС построены диаграммы корреляционной зависимости C/S, проанализированы значения коэффициента корреляции и отклонения от зависимости, а также распределение по разрезу кремнезема и глинистого материала, кальцита, доломита, пирита, органического углерода, показателя C/S и степени пиритизации железа (СП).

Породы БС изученных разрезов находятся в зонах, где: а) ОВ слабо преобразованное (стадия MK_1^1); б) преобразование углеводородов умеренное (стадия MK_1^2); в) процессы преобразования ОВ находятся в активной стадии (стадия MK_2) [Фомин, 2011] (рис. 2). Выявление тенденций изменения литологического состава БС с увеличением степени катагенетической преобразованности ОВ проводилось при помощи оценки и сравнительного анализа распределения в БС содержания доломита, кальцита, ОВ, пирита и отношения C/S. Для этого анализа использованы результаты исследований катагенетической преобразованности ОВ в породах БС предыдущих авторов [Конторович и др., 1967; Фомин, 2011].

Результаты исследований и их обсуждение. В результате анализа средних значений (по разрезу) содержания доломита и кальцита в породах установлено, что БС в Центральном районе ЗСБ характеризуется повышенным содержанием доломита и кальцита; несколько пониженными значениями содержания этих компонентов пород характеризуются разрезы Юго-Восточного района (рис. 3). Таким образом, сравнение литологогеохимических характеристик БС с одной и той же градацией катагенеза из разных районов ЗСБ

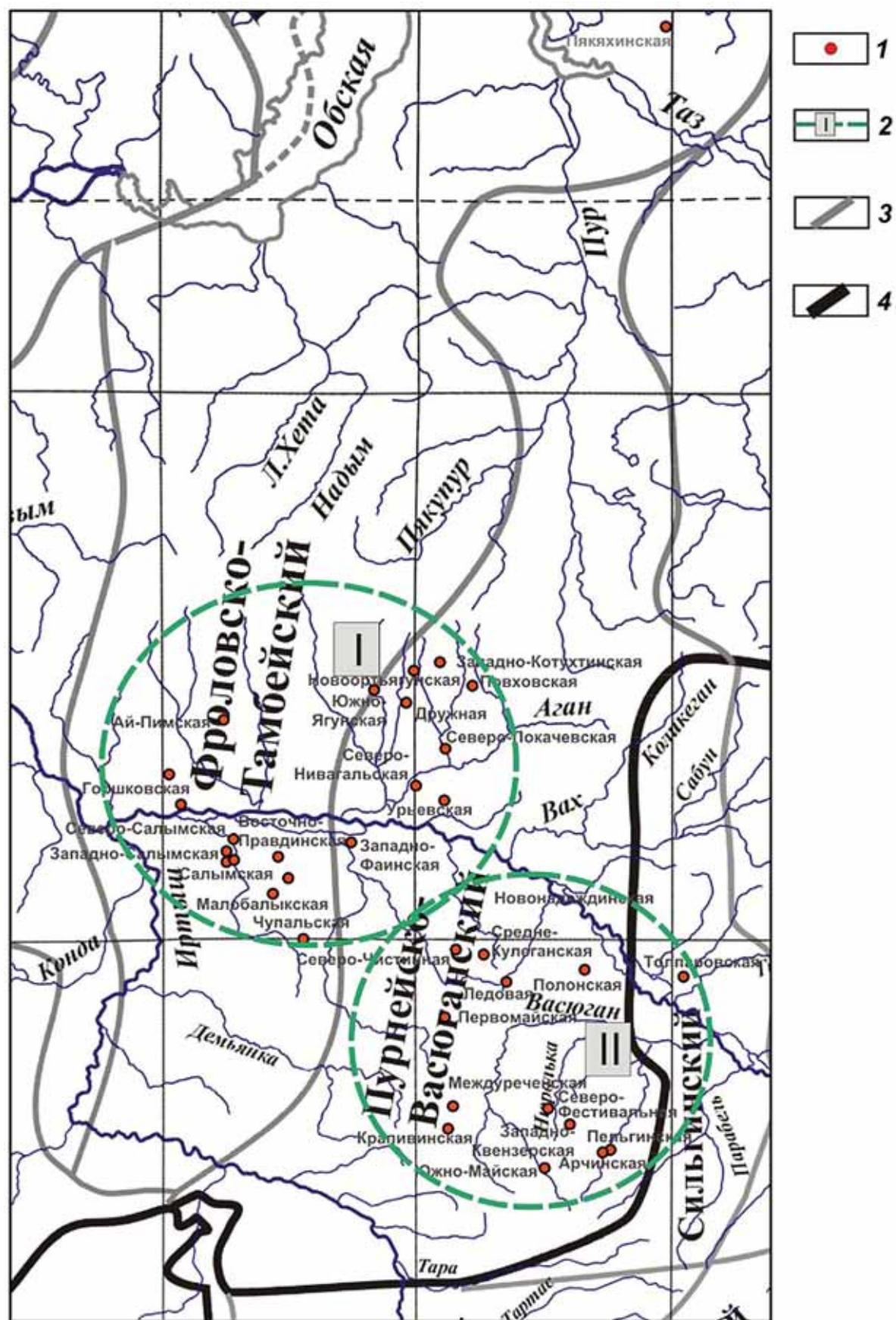


Рис. 1. Расположение изученных скважин и границы условно выделенных районов на схеме фациального районирования келловея и верхней юры Западно-Сибирской геосинеклизы [Решения..., 2004]: 1 — изученные разрезы скважин; 2 — условно выделенные районы исследования (I — Центральный, II — Юго-Восточный); 3 — границы фациальных районов; 4 — границы фациальных областей

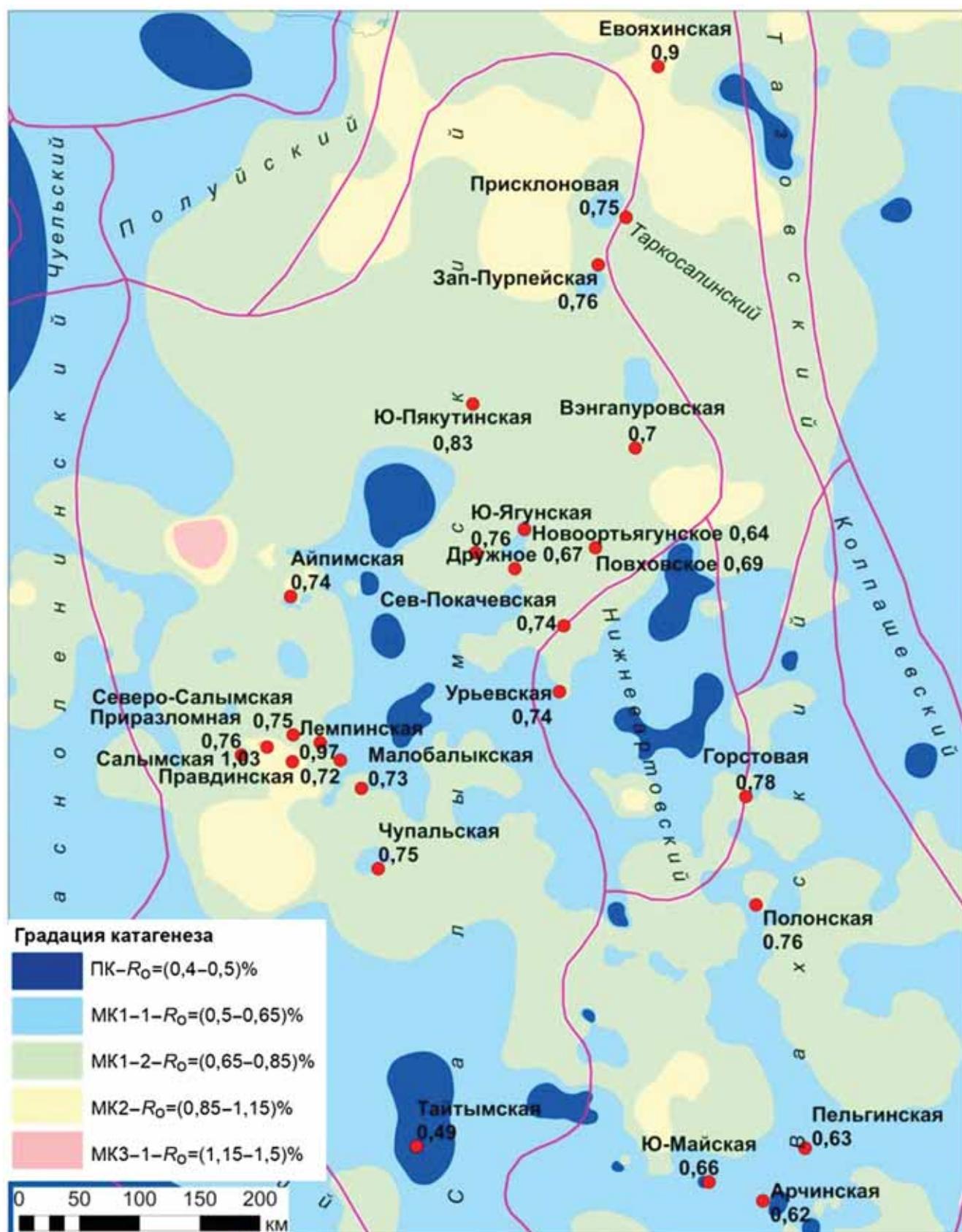


Рис. 2. Карта-схема катагенетической преобразованности ОВ в верхнеюрских отложениях Западной Сибири, по [Фомин, 2011], уточненная по результатам геохимических исследований

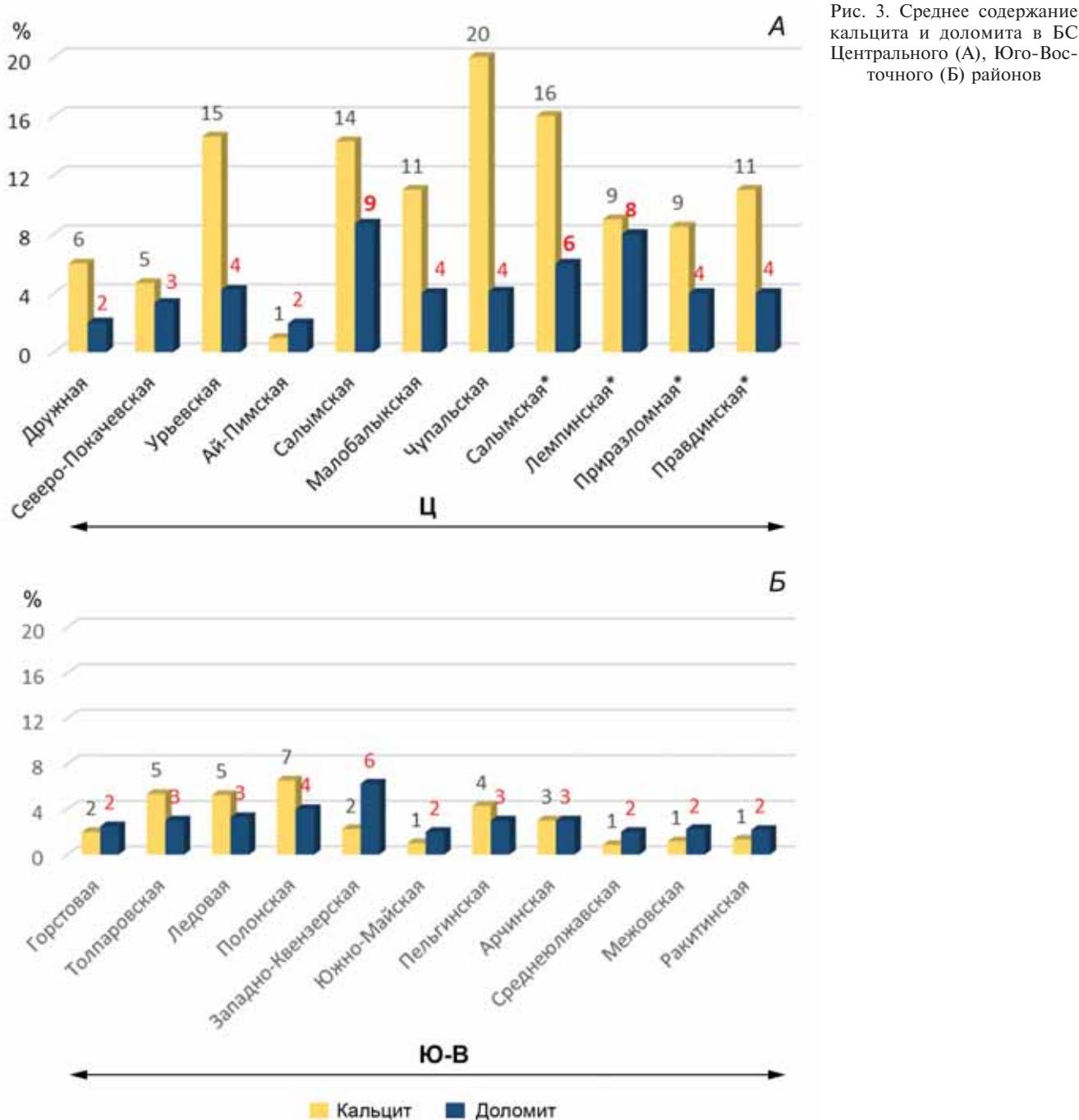


Рис. 3. Среднее содержание кальцита и доломита в БС Центрального (А), Юго-Восточного (Б) районов

некорректно в связи с особенностями их образования и как следствие — с разной степенью карбонатности. В результате мы сравнили разрезы БС, характеризуемые градациями мезокатагенеза MK_1^1 — MK_1^2 в Юго-Восточном районе и MK_1^2 — MK_2 — в Центральном районе.

Доломит в БС встречается в виде нескольких морфологических модификаций: 1) в скрыто- и микрокристаллическом виде как продукт замещения карбонатных или кремнистых пород, в основном апорадиоляритов [Эдер и др., 2019б]; 2) в виде отдельных микрокристаллов ромбоэдрической конфигурации, равномерно распределенных в породе; 3) в микродисперсном виде. Как описано ранее в [Эдер и др., 2019а], прослои доломита или

в разной степени доломитизированного известняка часто встречаются у границ пачек разного литологического состава (кислотно-щелочных барьеров), что позволяет предположить его образование на стадии диагенеза. В некоторых случаях наблюдается частичное замещение известняка доломитом. В качестве отдельного генетического типа пород БС выделяются доломиты содержащие преимущественно кремнистые породы — силициты-радиоляриты и микститы кероген-кремнистые, содержащие значительное количество остатков радиолярий, часто доломитизированных (15–20% доломита). Расположение этого литотипа в БС не приурочено к интервалам геохимических барьеров. Он широко развит в разрезах Центрального



Рис. 4. Схема основных характеристик (морфология, приуроченность к литотипам, генезис) разных типов доломита БС

района, в частности Салымского поднятия, где степень преобразованности ОВ соответствует градации мезокатагенеза MK₂. Несколько меньшее его количество присутствует в разрезах БС в Центральном районе, а также в некоторых разрезах БС Юго-Восточного района (разрез Западно-Квензерской площади), где степень преобразованности ОВ отвечает градациям MK₁² и MK₂.

В то же время выделяется группа разрезов, где степень преобразованности ОВ соответствует MK₁¹ и MK₁² ($R^o < 0,7$), для которых доломиты содержащие породы этого типа не характерны. Установленные закономерности позволяют сделать вывод о том, что доломиты содержащие кремнистые породы образовалась на стадии катагенеза, что подтверждается изотопными данными [Немова, 2012; Юрченко, 2016]. На рис. 4 приведена схема, на которой представлены основные морфологические типы доломита БС, их приуроченность к определенным литотипам, а также предполагаемый генезис.

В результате анализа закономерностей распределения литолого-геохимических характеристик выделены разрезы, породы которых относительно слабоизмененные, среднеизмененные и существенно измененные.

БС (слабоизмененная) — MK₁¹–MK₁². В БС Юго-Восточного района, а также на Урьевской и Северо-Покачевской площадях Центрального района преобладают породы с относительно высокими значениями отношения C/S (≥ 3) (рис. 5). Степень преобразованности ОВ в породах БС в

этих районах соответствует градации MK₁¹ (Среднеулжавская, Ракитинская, Арчинская, Пельгинская площади) и MK₁² (Горстовая, Полонская, Ледовая, Южно-Майская, Толпаровская, Западно-Квензерская площади) [Фомин, 2014]. В этих разрезах пирит-керогеновые породы встречаются лишь в верхней части разреза в виде единичных прослоев, содержание доломита в них существенно понижено и часто не превышает 5–7%. Коэффициент детерминации в большей части этих разрезов составляет 0,7–0,9.

Представляет интерес сравнительный анализ литолого-геохимического состава в скважинах на Западно-Квензерской и Южно-Майской площадях, расположенных в пределах одной тектонической структуры — Нюрольской мегавпадины (Юго-Восточный район). Для обеих скважин степень преобразованности ОВ соответствует градации MK₁² [Фомин, 2014]. Первая из них расположена ближе к центру этой структуры, в ней ОВ более преобразованное ($R^o = 0,76$), в керне черного цвета встречаются нефтенасыщенные прослои. Вторая скважина приурочена к бортовой части вышеупомянутой тектонической структуры, проявления нефти в ней не обнаружены, керн имеет несколько более светлый оттенок, значения R^o составляют 0,66.

В БС Западно-Квензерской площади встречены 3 прослоя доломита и доломиты содержащие породы с содержанием доломита 16–66%. Для пород этого разреза в целом характерны значения отношения C/S > 3 , присутствует несколько прослоев с

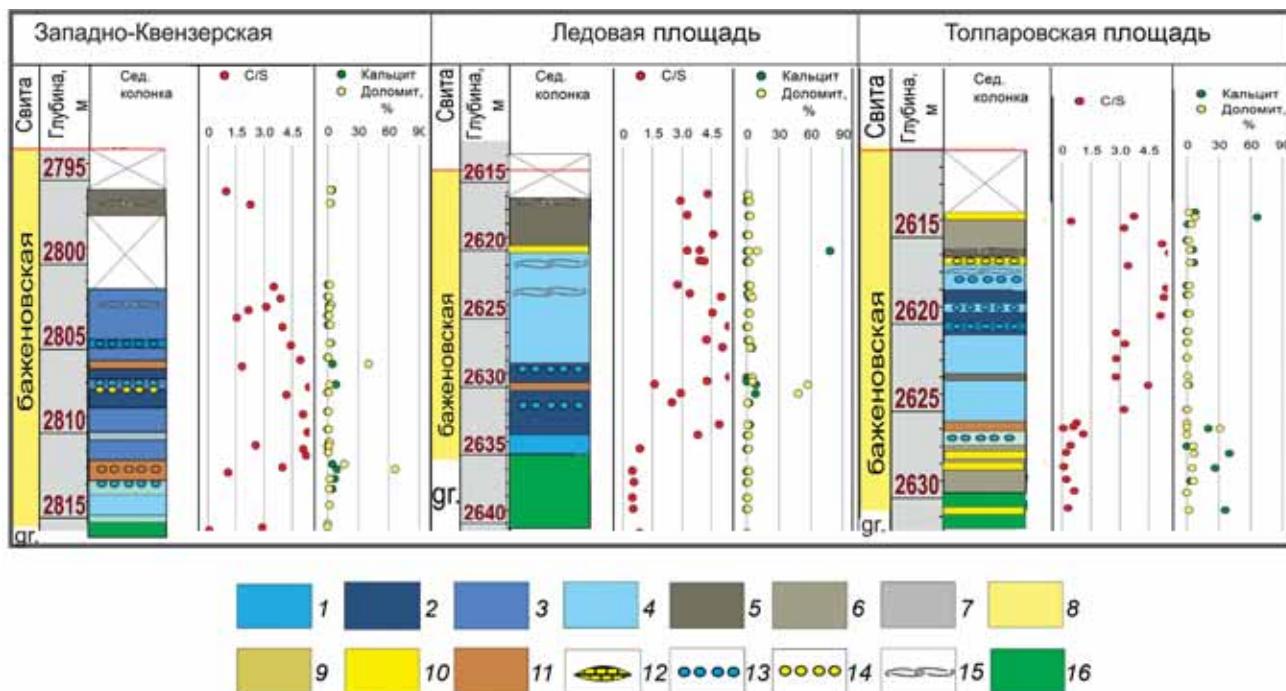


Рис. 5. Литологическая характеристика и распределение C/S, кальцита и доломита в БС Юго-Восточного района: 1 — силициты; 2 — силициты керогеновые; 3 — микститы кероген-глинисто-кремнистые, близкие к силицитам ($K_p > 45\%$); 4 — микститы кероген, глинисто-кернистые; 5 — микститы кероген-кремнисто-глинистые; 6 — микститы кремнисто-глинистые, близкие к аргиллитам; 7 — микститы глинистые; 8 — микститы кероген-карбонатно-кремнистые (карб. $> 25\%$); 9 — микститы карбонатсодержащие ($5\% > \text{карб.} < 25\%$); 10 — известняки; 11 — доломиты; 12 — карбонатные конкреции; 13 — радиоляриты кремнистые; 14 — радиоляриты карбонатизированные; 15 — прослои, насыщенные остатками раковин двустворок; 16 — алеврито-глинистые породы

$C/S < 2,5$. Значение коэффициента детерминации между С и S в породах этого разреза относительно понижено и составляет 0,5. Среднее содержание доломита не превышает 6–7% (рис. 5).

В БС Южно-Майской площади наблюдается один прослой доломита (55,6% доломита) и только один прослой с соотношением $C/S < 2,5$. Эти разрезы БС (так же, как и на Салымской и Северо-Салымской площадях) отличаются по содержанию ОВ. В БС Западно-Квензерской площади оно не превышает 15%, в основном $< 12\%$, в БС Южно-Майской площади довольно часто содержание ОВ составляет $> 15\%$, т. е. исследуемые разрезы отличаются по числу прослоев доломитсодержащих пород, прослоев с низкими значениями отношения C/S , а также по содержанию ОВ.

По литолого-geoхимическим характеристикам породы БС на Южно-Майской площади близки к породам БС, описанным выше, со степенью преобразованности ОВ, соответствующей градации MK_1^1 . Таким образом, породы БС на Южно-Майской площади относительно слабоизмененные (начальная стадия MK_1^2) по сравнению с породами на Западно-Квензерской площади (конечная стадия MK_1^2).

БС (среднеизмененная) — MK_2^1 . Разрезы БС, расположенные в пределах Мансийской синеклизы на Малобалыкской и Чупальской площадях и южной половине Хантийской гемиантеклизы, имеют 1–4 прослоя доломитсодержащих пород в кровле БС ($> 15\%$ доломита) и несколько прослоев с со-

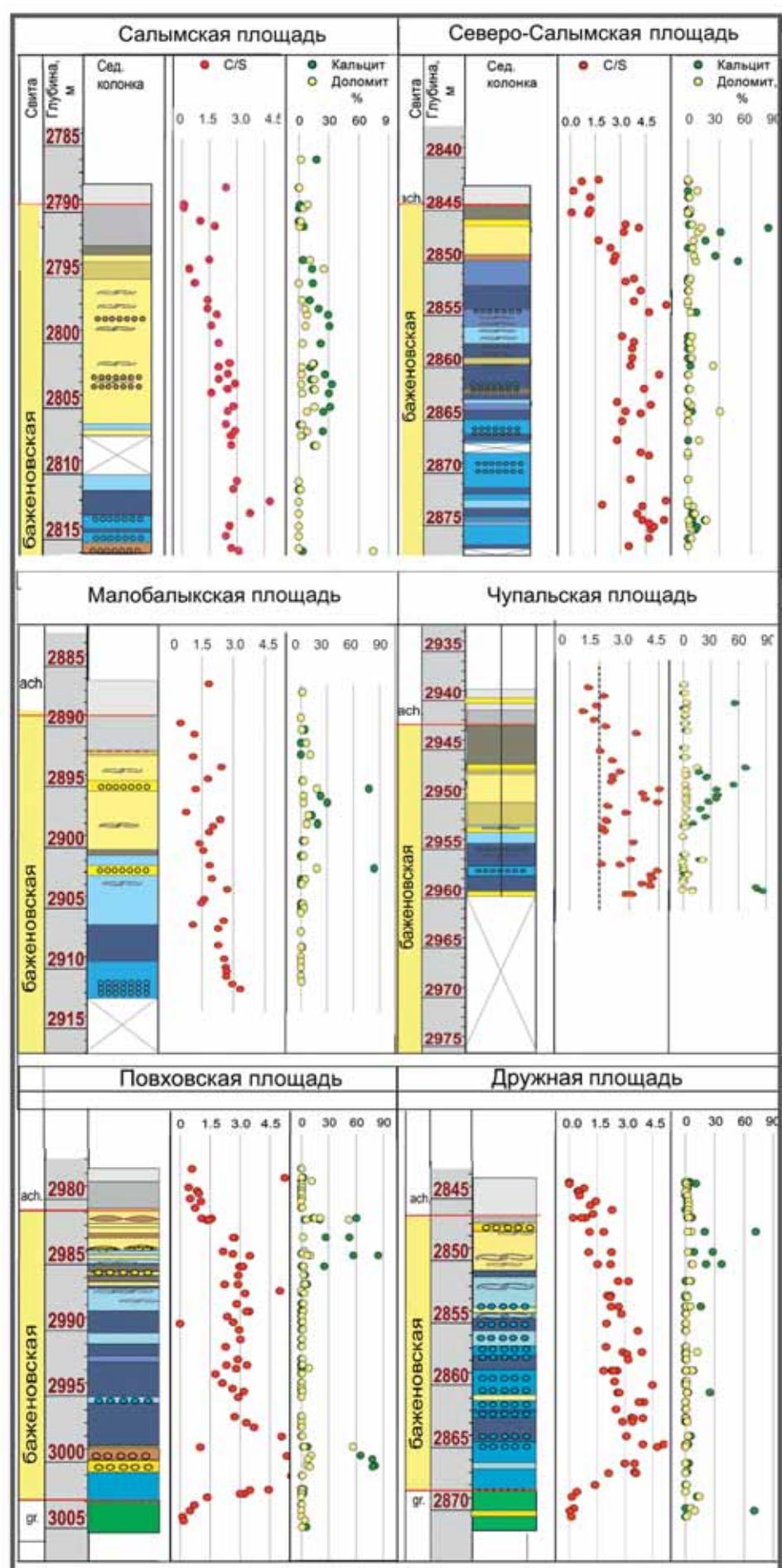
держанием доломита $< 10\%$ в остальной части разреза (рис. 6). Содержание доломита в карбонатных и карбонатсодержащих прослоях БС Чупальской и Малобалыкской площадей составляет 10–25%.

Карбонатные породы кровли БС в Хантийской гемиантеклизе характеризуются близким содержанием доломита, в остальной части разреза оно понижено (5–10%). В целом около половины пород разреза БС характеризуется пониженными значениями отношения $C/S (< 3)$, остальные — > 3 . Коэффициент детерминации между С и S составляет 0,85. Для разреза характерны прослои или линзы известняков толщиной 7–15 см.

БС— MK_2 . В БС на Салымской и Северо-Салымской площадях выявлено две группы разрезов, представленных породами, в которых степень преобразованности ОВ соответствует градации MK_2 . В первом из них показатель отражательной способности псевдовитринита составляет 1,05 (существенно измененная БС), во втором — 0,9 (среднеизмененная БС). БС на Салымской площади отличается от этих отложений Северо-Салымской площади пониженным содержанием пирита, ОВ и кремнезема (рис. 7).

В БС на Салымской площади наблюдается наибольшее количество доломитсодержащих прослоев (6–8, рис. 6). Практически весь разрез изучаемой толщи здесь характеризуется пониженными значениями отношения $C/S (< 3)$. На Северо-Салымской площади, напротив, лишь в кровельной части БС отношение C/S в породах

Рис. 6. Литологическая характеристика и распределение C/S, кальцита и доломита в БС Центрально-го района. Условные обозначения см. на рис. 5



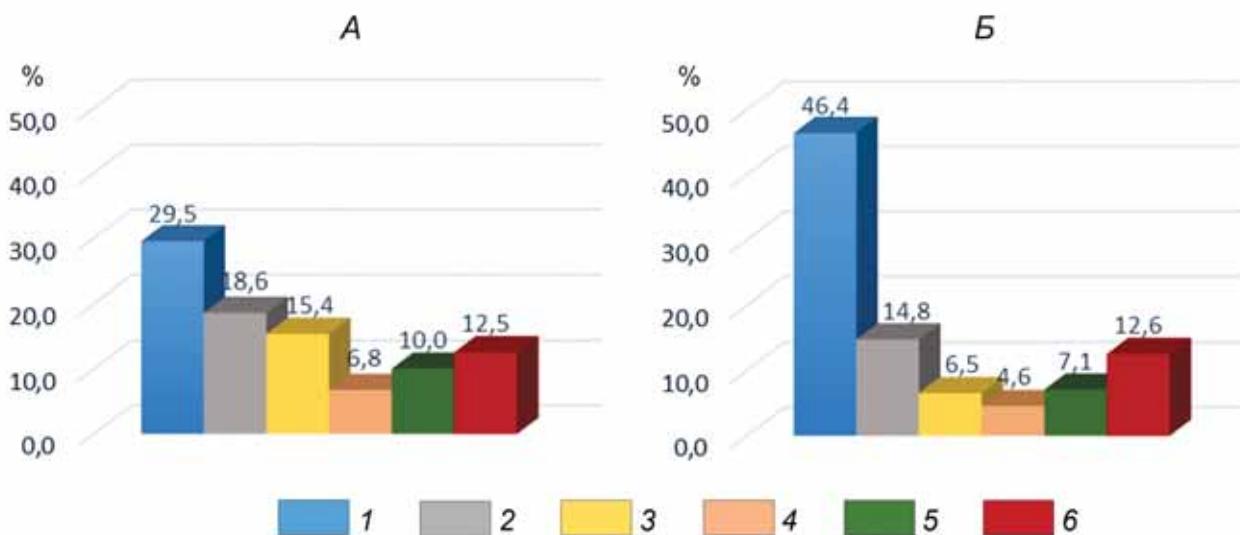


Рис. 7. Распределение среднего содержания основных пордообразующих компонентов БС на площадях: А — Салымской, Б — Северо-Салымской; 1 — кремнезем, 2 — глинистый материал, 3 — кальцит, 4 — доломит, 5 — пирит, 6 — ОВ

составляет <3, в остальной части разреза, за исключением единичных прослоев, оно больше этой величины. Корреляционная связь между органическим углеродом и сульфидной серой в разрезах Салымской и Северо-Салымской площадей относительно высокая, коэффициент детерминации (R^2) составляет 0,6 и 0,8 соответственно. Если из выборки исключить образцы пиритовых и пирит-керогеновых пород из зон перехода вблизи кровли БС, описанных ранее в [Эдер и др., 2020], то зависимость между С и S становится выше, R^2 составляет 0,78 и 0,83 соответственно. Содержание доломита в карбонатсодержащих прослоях пород изменяется от 5 до 30%.

В БС на Салымской площади присутствует повышенное количество доломитсодержащих прослоев (>5% доломита), содержание ОВ в них понижено и не превышает 12–15%. В БС Северо-Салымской площади содержание ОВ достигает 25%. В кровле свиты присутствуют известняки доломитистые с содержанием доломита 5–13%. Анализ среднего содержания доломита в целом по разрезу БС показал, что именно на Салымской площади оно характеризуется наиболее высокими значениями этого показателя — 9% (рис. 3), что, вероятно, указывает на более масштабное развитие здесь доломитизации, чем в разрезе БС других районов. В БС на Салымской площади отмечены повышенные значения содержания пирита в породах зоны перехода БС в подстилающие и перекрывающие отложения. Здесь на протяжении 5 м в породах перекрывающей БС подачимовской толщи содержание пирита составляет 8–20%, в породах БС — <15%. В БС на Северо-Салымской площади мощность пиритизированной пачки составляет ~3 м, но содержание пирита в зоне перехода несколько понижено — 9–16%. В кровле БС присутствуют пирит-керогеновые породы, где

содержание пирита и ОВ составляет на Северо-Салымской площади — 27 и 26%, на Салымской — 13,5 и 15%. Отмечается обратная закономерность: в зоне перехода БС Салымской площади пирита больше, чем в самой толще, в БС Северо-Салымской площади — наоборот.

Так, БС в разрезах Салымской площади характеризуется: а) пониженным содержанием ОВ (<12–15%); б) низкими значениями отношения C/S (<2); в) присутствием значительного количества пирит-керогеновых и доломитсодержащих прослоев. В то же время БС Северо-Салымской площади отличается (рис. 6): а) существенной долей пород с высоким содержанием ОВ (>20%); б) преобладанием пород с относительно высокими значениями отношения C/S (>2); в) присутствием пирит-керогеновых пород лишь в кровле свиты, а доломитсодержащих пород — по всему разрезу. Разрез БС на Северо-Салымской площади, для которой ранее определена градация МК₂, по вышеописанным характеристикам сходен с группой разрезов, характеризуемых градацией МК₁² и описанных выше.

Для подтверждения полученной закономерности рассмотрены разрезы БС со степенью преобразованности ОВ, соответствующей градации мезокатагенеза МК₂ (еще в одной скважине на Салымской площади, а также на Лемпинской и Приразломной площадях) и МК₁² на Правдинской площади. Согласно проведенному анализу разрез БС на Салымской и Лемпинской площадях характеризуется содержанием ОВ <15%, средним содержанием доломита >5% (6–8%). По этим характеристикам рассмотренные разрезы близки к БС Салымской площади, описанной выше. В БС Приразломной (МК₂) и Правдинской площадей (МК₁²) присутствует значительное количество прослоев с содержанием ОВ 16–20%. Среднее

содержание доломита в БС составляет 3,8–4,3%, т. е. относительно понижено. По этим признакам БС Приразломной площади близка к разрезам Северо-Салымской площади и разрезам в Юганском и Северо-Сургутском районах (со степенью преобразованности ОВ MK_1^2).

Свидетельства катагенетической доломитизации известны в отложениях различного возраста [Bausch, Hoefs, 1972; Mastuda, Iijima, 1989; Farr, 1992]. По изотопным данным было определено, что доломитизированные радиоляриты баженовской свиты формировались в катагенезе [Немова, 2012; Балушкина и др., 2016; Немова, Панченко, 2017]. В.Д. Немова [2012] определила температуру доломитизации баженовских радиоляритов по изотопным данным в 100 °C. По данным Н.С. Балушкиной с соавторами [2016], изотопный состав углерода доломитов ($\delta^{13}\text{C}$ от –3,7 до –6,7‰ VPDB) характеризует их как нормальные морские карбонаты, облегченный состав кислорода указывает на диагенетические и/или катагенетические преобразования ($\delta^{18}\text{O}$ от –13,93 до –14,42‰ VPDB).

По данным И.Н. Ушатинского и О.Г. Зарипова [1978], в разрезе нефтеносных пластов распределение карбонатных и карбонатизированных пород упорядоченное. Они приурочены к прослоям слабофильтрующих отложений (глины и др.), что связано с вытеснением поровых вод, поступающих в ловушки УВ. Согласно этим данным в общем случае наиболее важным реагентом при образовании доломита в нефтегазоносных отложениях следует считать углекислоту органического происхождения, возникшую при метаморфизме ОВ и взаимодействии углеводородов с поровыми водами: «За счет углекислоты щелочной резерв поровых вод резко повышается, что способствует усилию мигрантоспособности ионов магния, которые накапливались в отдельных участках породы, приводят к доломитизации кальцита» [Ушатинский, Зарипов, 1978, с. 94].

Идея о том, что главнейший фактор в механизме диагенетического доломитообразования — повышение щелочного резерва за счет усиленного поступления CO_2 в воду ранее выдвинута Н.М. Страховым [1960] и позднее поддержана Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [1988, 2008]. Вышеупомянутые авторы, пришли к выводу, что доломитизацию кальцитового цемента во многих случаях можно считать признаком былой или существующей нефтегазоносности отложений. По данным А.А. Махнача [1989], процесс доломитообразования в кровле и подошве карбонатных пластов и известковых линз внутри глинистых отложений вызван миграцией из последних реакционноспособных растворов. Некоторые авторы [Юдович, Кетрис, 2008; Коробов, 2017, 2018] полагают, что освобождающийся в катагенезе при трансформации глин Mg (Ca и Mg) может также участвовать в образовании гидротермального (ги-

дротермально-метасоматического) доломита. По данным А.Э. Конторовича с соавторами [2009], в большинстве случаев над магматическими массивами отмечены повышенные тепловой поток и геотермический градиент (4,0–5,0 °C/100 м, на остальной территории около 2,5–3,0 °C/100 м), что отражается в дополнительном прогреве пород осадочного чехла. По мнению Г.А. Калмыкова с соавторами [2019], в зонах контакта гранитных массивов с вмещающими толщами возможно формирование трещиноватости, по которой, при определенных условиях, могут двигаться гидротермальные растворы, привносящие дополнительное тепло в породы осадочного чехла. Идею гидротермального воздействия на образование залежей БС на некоторых участках ЗСБ поддерживали М.Ю. Зубков [1992], Е.А. Предтеченская с соавторами [2015], А.Д. Коробов [2015, 2017], Д.Е. Заграновская [2019].

Вероятно, в БС происходили процессы, описанные выше. Образование углекислоты в процессе преобразования УВ, впоследствии вступившей в химическую реакцию с высвободившимся в результате трансформации глин магнием, способствовало доломитизации известковых или кремнистых прослоев или линз. Наблюдается тенденция к увеличению числа прослоев доломитсодержащих пород в БС по направлению MK_1^2 – MK_2 . Отметим, что изученные разрезы, характеризуемые MK_1^1 , расположены в основном в юго-восточных районах ЗСБ, и пониженное содержание в них доломитовых и в целом карбонатных прослоев может быть также связано с меньшим развитием в этом регионе карбонатной фауны. Как установлено ранее в [Эдер и др., 2015], в разрезах Юго-Восточного района ЗСБ на заключительной стадии осадконакопления существенно увеличился привнос глинистого материала, замутненность вод препятствовала развитию карбонатной фауны в этом районе. Мощность пачки преимущественно биогенных кремнистых пород здесь в 2 раза меньше, чем в Центральном районе, где практически весь разрез представлен породами этого типа. В то же время сравнительный анализ литолого-геохимического состава двух разрезов на юго-востоке ЗСБ (Западно-Квензерская и Южно-Майская площади), приведенный выше, подтвердил общую направленность развития процессов доломитизации, пиритизации и пр. даже в низкокарбонатных разрезах БС.

В ходе исследования установлено, что по значениям соотношения C/S и степени зависимости между этими компонентами, частоте встречаемости доломитсодержащих прослоев, содержанию ОВ разрезы БС разделились на три группы. Определено, что в БС, характеризуемой степенью преобразованности ОВ, соответствующей градации MK_2 [Фомин 2014], существует две подгруппы.

Если учесть, что по условиям формирования и составу осадков разрезы вышеупомянутых подгрупп сходны, а именно представлены преимущественно биогенными кремнистыми и кремнисто-карбонатными породами с низким содержанием глинистого материала (<15–20%), то, вероятно, исходное содержание ОВ в этих разрезах было близким. Предполагается, что в породах БС первой подгруппы (Салымская, Лемпинская площади) произошло более существенное перераспределение продуктов преобразования ОВ по разрезу и, вероятно, последующая его миграция в подстилающие и перекрывающие отложения, поэтому они находятся на заключительном этапе МК₂.

Породы второй подгруппы менее преобразованные (доломитизация в разрезе этого типа проявлено не столь масштабно, содержание ОВ относительно высокое), они предположительно претерпевают начальный этап МК₂. Таким образом, по вышеприведенным данным разрез БС на Северо-Салымской площади еще не перенес столь существенное перераспределение ОВ и пирита, чем как на Салымской площади.

Приведем факты, подтверждающие по данным литолого-геохимического анализа, что породы разреза БС на Салымской площади, действительно, более преобразованные, чем в соседних районах.

Для разрезов БС в Центральном районе характерно содержание ОВ 5–27%. Как определено ранее в [Эдер и др., 2017], в районе Мансиjsкой синеклизы и Хантейской гемиантеклизы БС представлена преимущественно биогенными карбонатно-кремнистыми и кремнистыми породами с низким содержанием глинистого материала (<20%). В то же время разница в содержании ОВ на данный момент в породах рассматриваемого разреза и в БС соседних районов составляет ~10%. Как показано выше, в БС на Салымской площади отсутствуют прослои с аномально высоким (> 20%) содержанием ОВ. Подобная тенденция отмечена и для пирита. Если в разрезах Малобалыкской и Чупальской площадей в кровле свиты присутствуют породы с аномально высоким содержанием пирита (20–25%), то в БС на Салымской площади содержание пирита в породах БС <15%. В то же время на этой площади интервал пиритизированных низкоуглеродистых пород в подачимовской толще, залегающей над БС, имеет повышенную мощность и несколько повышенное содержание пирита. Другие отличия, характеризующие БС на Салымской площади, — пониженные значения модуля C/S и более низкая корреляция между органическим углеродом и сульфидной серой, что указывает на большее перераспределение этих компонентов по разрезу. Подтверждением того, что ОВ и пирит не формировались в кровле БС *in situ* служат низкие значения отношения C/S в них (~1,5) и отсутствие линейной зависимости между этими величинами. Дополнительные

идентифицирующие отличия в литологическом составе БС на Салымской площади заключаются в числе доломитовых прослоев и повышенном содержании в них доломита, а также в отсутствии известняков (которые в рассматриваемом разрезе, по всей видимости, уже частично или полностью доломитизированы).

В направлении катагенетических преобразований от градации МК₁² к МК₂ наблюдаются следующие тенденции: а) увеличение числа известково-доломитовых прослоев (от 0–3 до 4–8) и содержания в них доломита (от <15 к >15%); б) уменьшение содержания ОВ в целом по разрезу (от 15–25% до 12–15%); в) уменьшение содержания ОВ и сульфидной серы в пирит-керогеновой пачке у кровли БС (с 20–25% каждого компонента до 12–15%); г) понижение значений отношения C/S (от >3 до <3); д) увеличение (от нескольких сантиметров до нескольких метров) мощности пиритовой пачки в зоне перехода в перекрывающие БС вышележащие отложения и содержания пирита в ней (от <15 до >15%).

В результате сравнительного анализа литолого-геохимических характеристик разрезов БС, в которых степень преобразованности ОВ отвечает разным градациям мезокатагенеза, сделаны следующие выводы:

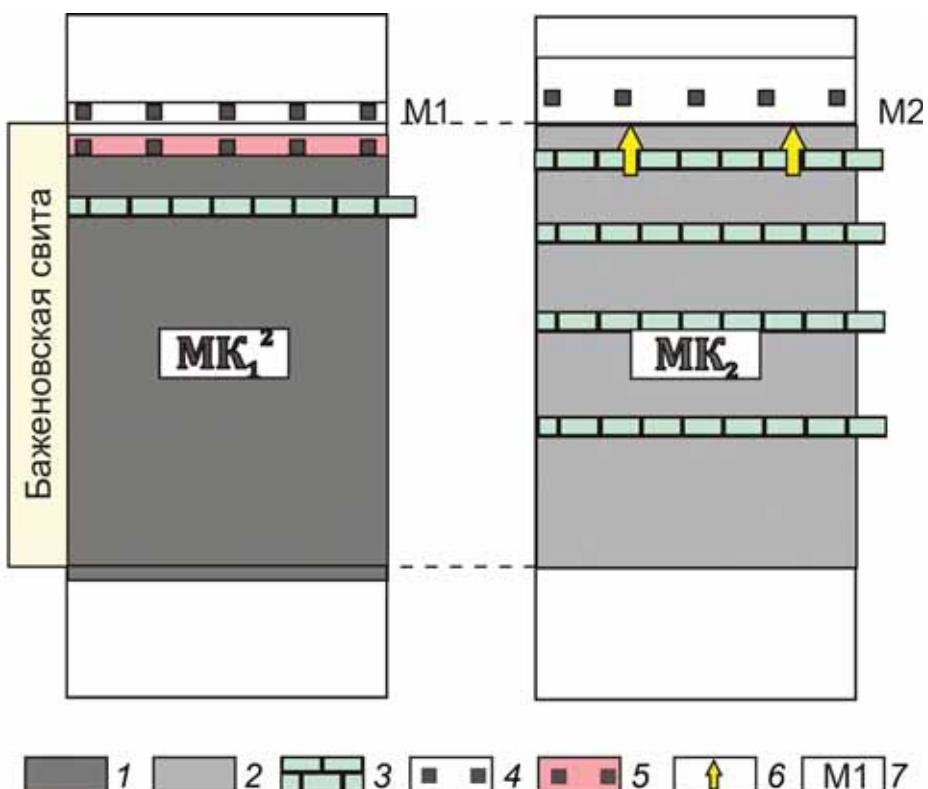
а) в постседиментационный переходный период (между окончанием осадконакопления подачимовской толщи и периодом, соответствующим градации катагенеза МК₁¹) произошла миграция УВ до границы кокколитовой биогенной пачки и преимущественно терригенной глинистой подачимовской толщи до редокс-барьера; непосредственно под кровлей БС образовывались породы с аномально высоким содержанием ОВ;

б) одновременно на рассматриваемом редокс-барьеере происходило химическое осаждение пирита, как непосредственно под кровлей БС в высокоуглеродистых осадках, так и над ней в низкоуглеродистых отложениях;

в) между периодами, отвечающими градациям МК₁² и МК₂, при увеличении температуры в осадке начинается генерация УВ, что способствует эпигенетической доломитизации пород в БС. При этом из кровли БС происходит миграция УВ и сероводородсодержащих растворов и железа в гелевом виде вверх по разрезу в подстилающие и перекрывающие отложения. Таким образом, разрез БС, особенно его кровля, становится относительно обедненной ОВ (<15%), многие интервалы разреза доломитизированы, над кровлей образуется относительно мощный (несколько метров) пиритовый пласт за счет пиритизации, которая происходила в два этапа: на стадии диагенеза и МК₂.

Обобщенная модель преобразования компонентного состава БС с ростом катагенетической преобразованности органического вещества приведена на рис. 8.

Рис. 8. Модель преобразования компонентного состава баженовской свиты с ростом катагенетической преобразованности органического вещества: 1 — породы с содержанием ОВ 5–25%; 2 — породы с содержанием ОВ <15%; 3 — доломитсодержащие микститы; 4 — пиритовые низкоуглеродистые породы; 5 — пирит-керогеновые породы; 6 — направление путей миграции углеводородов, сульфидов в гелеобразном виде и H_2S ; 7 — мощности пиритовых пачек ($M_1 < M_2$)



Выводы. 1. Повышенное содержание ОВ и пирита в пирит-керогеновой пачке кровли БС связано с миграцией УВ до физического барьера (более глинистого состава) и одновременно геохимического редокс-барьера.

2. В центральной части ЗСБ разрезы БС с разной степенью катагенетической преобразованности отличаются по числу доломитовых и известковых прослоев и содержанию доломита в них, содержанию ОВ и пирита и/или мощности

зоны пиритизации в зоне перехода в вышележащие отложения.

3. В период между этапами, отвечающими градациям от MK_1^2 до MK_2 , происходило преобразование ОВ, его миграция, процессы доломитизации кремнистых радиоляриевых пород, пиритизация низкоуглеродистых пород подачимовской толщи, перекрывающей БС.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке ФНИ (проекты № 0331-2019-0021, № 0331-2019-0022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеенко В.А., Алексеенко Л.П. Геохимические барьеры: Учеб. пособие. М.: Логос. 2003. 143 с.
- Балушкина Н.С., Юрченко А.Ю., Калмыков Г.А. и др. Условия образования и нефтенасыщенность карбонатных коллекторов баженовской и абалакской свит // Нефтяное хозяйство. 2016. № 1. С. 32–35.
- Гуляева Л.А. Осадки сероводородных бассейнов геологического прошлого // Докл. АН СССР. 1953. Т. ХСII, № 5. С. 1019–1022.
- Зубков М.Ю. Региональный и локальный прогнозы нефтеносности баженовской и абалакской свит (Западная Сибирь) // Горные ведомости. 2016. № 3–4. С. 46–68.
- Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г. и др. Классификация пород баженовской свиты // Геология и геофизика. 2016. № 11. С. 2034–2043.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А., Морозов В.П. и др. Аутигенный доломит высокобитуминозных баженовских отложений — показатель завершающей стадии генерации углеводородов // Нефтяное хозяйство. 2017. № 4. С. 41–43.
- Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.
- Мормышев В.В., Завьялец А.Н. Схема строения и обоснование режима разработки пласта Ю₀ Салымского месторождения // Особенности подсчета запасов нефти в баженовских отложениях Западной Сибири. Тюмень: СибНИИНП, 1985.
- Немова В.Д. Условия формирования коллекторов в отложениях баженовского горизонта в районе сочленения Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины // Нефтегазовая геология и практика. Теория и практика. 2012. Т. 7, № 2. С. 1–14.
- Немова В.Д., Колосков В.Н., Покровский Б.Г. Формирование карбонатизированных коллекторов в глинисто-кремнистых отложениях баженовского горизонта на западе Широтного Приобья // Разведка и охрана недр. 2011. № 12. С. 31–35.
- Немова В.Д., Панченко И.В. Факторы продуктивности баженовского горизонта во Фроловской мегавпадине // Нефтегазовая геология и практика. Теория и практика. 2017. Т. 12, № 4. С. 1–16.
- Несторов И.И. Новый тип коллектора нефти и газа // Геология нефти и газа. 1979. № 10. С. 26–29.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Географиз, 1961. 392 с.

Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.

Предтеченская Е.А., Кроль Л.А., Гураи Ф.Г. и др. О генезисе карбонатов в составе баженовской свиты центральных и юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты // Литосфера. 2006. № 4. С. 131–148.

Предтеченская Е.А., Злобина О.Н., Бурлева О.В. Минералогические и геохимические аномалии как индикаторы флюидодинамических процессов в юрских нефтегазоносных отложениях Западно-Сибирской плиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2015. № 1. С. 11–24.

Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты / Под ред. Ф.Г. Гураи. М.: Недра, 1988. 199 с.

Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. Вып. 574. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н. и др. Особенности формирования баженовской свиты при переходе от юры к мелу в центральной части Западной Сибири // Литосфера. 2015. № 3. С. 17–32.

Эдер В.Г. Пиритизация пород зон перехода черносланцевой толщи к вмещающим отложениям на примере баженовской свиты Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 3. С. 257–271.

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Калмыков Г.А. Свидетельства образования карбонатных пород на геохимических барьерах в черных сланцах на примере баженовской свиты Западной Сибири // Георесурсы. 2019а. Т. 21, № 2. С. 143–152.

Эдер В.Г., Костырева Е.А., Юрченко А.Ю. и др. Новые данные о литологии, органической геохимии и условиях формирования баженовской свиты Западной Сибири // Георесурсы. 2019б. Т. 21, № 2. С. 129–142.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза // Литологическая геохимия. М.: Геопринт, 2011. 740 с.

Юрченко А.Ю. Формирование вторичных карбонатных пород верхнеабалакско-баженовской толщи Салымского, Правдинского и Малобалыкского нефтя-

ных месторождений Западной Сибири: Автореф. канд. дисс. М., 2017.

Bausch W., Hoefs J. Isotopic composition of dolomites and calcites from the Upper Jurassic of Southern Germany // Contrib. Mineral Petrol. 1972. Vol. 37, N 2. P. 121–130.

Berner R. Sedimentary pyrite formation: an update // Geochem. et Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 47. P. 605–615.

Berner R., Raiswell R. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory // Geochem. et Cosmochim. Acta. 1983. Vol. 47. P. 855–862.

Eder V.G., Fomin A.N., Zamiraylova A.G. Study of pyrite in Upper Jurassic–Lower Cretaceous black shales of the Bazhenov formation in the West-Siberian sedimentary basin, its distribution and diagenetic migration patterns // 17th Intern. Multidiscipl. Scientific GeoConference SGEM 2017. Geology, Mineral processing (Albena, Bulgaria, 29 June–5 July, 2017): Conference Proceedings. 2017. Vol. 17, N 11. P. 1059–1066.

Farr M.R. Geochemical variation of dolomite cement within the Cambrian Bonneterre Formation, Missouri: Evidence for fluid mixing // J. Sed. Petrol. 1992. Vol. 62, N 4. P. 636–651.

Hofmann P., Ricken W., Schwark L. Leythaeuser coupled oceanic effects of climatic cycles from late Albian deep-sea sections of the North Atlantic: Evolution of the Cretaceous Ocean climate system // Geol. Soc. Amer. 1999. Spec. Pap. 332. P. 143–160.

Krumbein W.C., Garrels R.M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation — reduction potentials // J. Geol. 1952. Vol. 60. P. 1–33.

Leventhal J.S. Carbon-sulfur plots to show diagenetic sulfidation in sediments // Geochem. et Cosmochim. Acta. Vol. 59, N 1995. P. 1207–1211.

Maastuda H., Iijima A. Occurrence and genesis of Permian dolostone in the Kuzuu area, Tochigi Prefecture, Central Japan // J. Fac. Sci. Univ. Sec.2. Tokyo. 1989. Vol. 22, N 1. P. 89–119.

Pratt L.M., Force E.R., Pomerol B. Coupled manganese and carbon-isotopic events in marine carbonates at the Cenomanian-Turonian boundary // J. Sediment. Petrol. 1991. Vol. 61. P. 370–383.

Raiswell R., Buckley F., Berner R.A., Anderson T.F. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation // J. Sediment. Petrol. 1988. Vol. 58. P. 812–819.

Wignall P.B., Myers K.J. Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks: A new approach // Geology. 1988. Vol. 16. P. 452–455.

Поступила в редакцию 06.10.2020

Поступила с доработки 30.10.2020

Принята к публикации 30.10.2020

УДК 622.276

П.А. Цветкова¹, В.В. Федулов², Р.С. Сауткин³

НОВЫЕ ПОДХОДЫ К РАЗРАБОТКЕ ТОНКОСЛОИСТЫХ НЕДОНАСЫЩЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ (ВИКУЛОВСКАЯ СВИТА НА КРАСНОЛЕНИНСКОМ СВОДЕ ФРОЛОВСКОЙ НЕФТЕГАЗОВОЙ ОБЛАСТИ)

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

Институт перспективных исследований нефти и газа МГУ, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

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

Institute for advanced study of oil and gas MSU, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Одна из ключевых проблем в нефтегазовой геологии — проблема разработки тонких недонасыщенных коллекторов. На основе подобранных месторождений-аналогов удалось установить необходимые методы для их эффективной разработки. В целях комплексного анализа пласта и уменьшения рисков при разработке рекомендуется применение 4D геолого-гидрогеомеханического моделирования.

Ключевые слова: викуловская свита, тонкий недонасыщенный коллектор, месторождение-аналог, 4D геолого-гидрогеомеханическое моделирование, многостадийный гидравлический разрыв пласта, многоствольная скважина.

One of the key problems in oil and gas geology is the problem of the development of thin-layered undersaturated reservoirs. Based on the selected analogue-fields, it was found out the required methods for their effective development. In order to comprehensively analyse of the reservoir and reduce risks during the development, it is recommended to use 4D geological and hydrogeomechanical modelling.

Key words: Vikulovskaya series, thin-layered undersaturated reservoir, analogue field, 4D geological and hydrogeomechanical modelling, multfrac, multilateral well.

Введение. Проблемы повышения эффективности разработки месторождений в настоящее время становятся все более острыми, так как на сегодняшний день большинство месторождений Западной Сибири характеризуется большой обводненностью и неравномерной выработкой запасов нефти. Сложнопостроенные недонасыщенные коллекторы занимают все больший объем при вводе в разработку новых месторождений.

Наиболее перспективные и вызывающие большой интерес при разработке — тонкие недонасыщенные коллекторы викуловской свиты. В России их разработкой занимаются такие крупные нефтегазовые компании, как ПАО «НК «Роснефть», ПАО «Лукойл» и ПАО «Газпром». Рассмотрим отложения викуловской свиты, приуроченные в тектоническом отношении к южной части Красноленинского свода Фроловской нефтегазоносной области (НГО) на Западно-Сибирской платформе.

Основные проблемы при разработке тонких недонасыщенных коллекторов викуловской свиты (ВК) создаю обширные водонефтяные зоны (ВНЗ); пониженная нефтенасыщенность и вы-

сокая переходная зона; низкие фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС), улучшающиеся вниз по разрезу; высокая неоднородность коллектора; отсутствие чистых глинистых перемычек внутри продуктивного горизонта и наличие «вреза», а также разломы.

При гидродинамическом моделировании этих отложений выявлена слабая энергетика пласта, вследствие чего не восполняются отборы жидкости, снижается давление в зонах отбора, сложно подобрать мероприятия по увеличению нефтеотдачи пласта. Кроме того, присутствует неоднородность геомеханических свойств коллектора, что ведет к изменению напряженно-деформационного состояния пласта в процессе разработки.

Основная цель работы — подобрать месторождения-аналоги и на основе сравнения их разработки сделать рекомендации для разработки викуловских отложений.

Общие сведения и геологические особенности ВК. Вопросом об условиях формирования викуловской свиты на Красноленинском своде в свое время занимались такие исследователи, как

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; e-mail: tsvetkovapolina@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Институт перспективных исследований нефти и газа, вед. гидродинамика; e-mail: vlfedulov@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: r.sautkin@oilmsu.ru

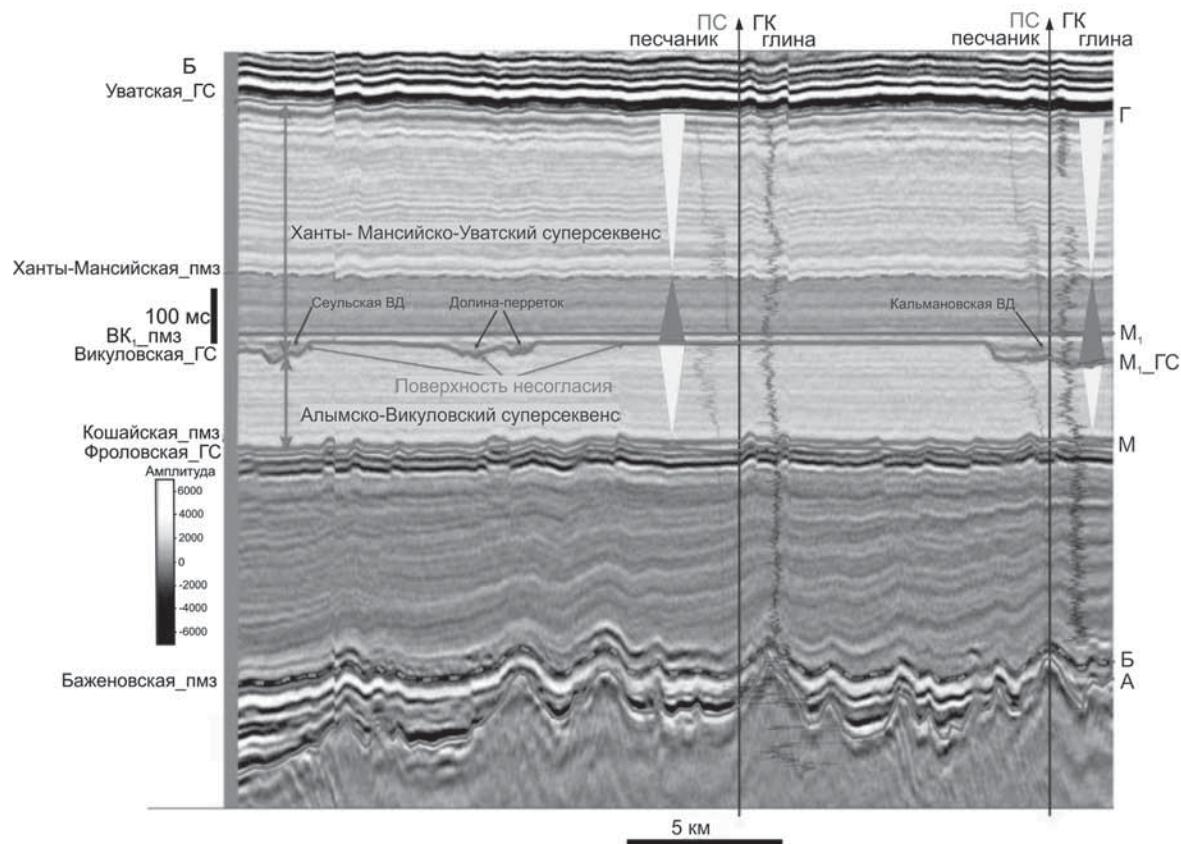


Рис. 1. Геологическая интерпретация сейсмического разреза: слева от разреза обозначены границы суперсеквенсов (ГС) и поверхности максимального затопления (пмз); справа — опорные отражающие горизонты: Г — кровля уватской свиты, M₁ — кровля викуловской свиты (соответствует поверхности максимального затопления ВК₁_пмз 3-го порядка), M₁_ГС — поверхность позднего несогласия, M — подошва кошайской свиты, Б — кровля баженовской свиты и А — кровля доюрского основания. Сейсмический разрез выровнен по кровле викуловской свиты, залегающей на временной отметке ~1400 мс, по [Медведев, 2010]

А.Л. Медведев, В.П. Алексеев, Г.Р. Хуснуллина, С.Б. Шишлов, Е.Ю. Барабошкин, Е.Е. Карношина, В.М. Александров и другие. Все вышеупомянутые авторы единны во мнении, что формирование верхней части викуловской свиты происходило в мелководно-морской обстановке, в условиях штормового и волнового мелководья. Однако присутствие в ряде скважин достаточно мощных песчаных прослоев все трактуют по-разному [Савченко, 2019].

В ходе последних седиментологических исследований выделены пласти ВК₁, ВК₂₋₃, ВК₄₋₅, слагающие стандартный викуловский разрез, а также пласт ВК₂₋₃врез, представляющий отложения врезанной долины. Продуктивные пласти — ВК₁, ВК₂₋₃ и ВК₂₋₃врез [Исакова и др., 2020].

По генезису отложения викуловской свиты подразделяются на три части. В нижней части разреза выделяют пласти ВК₂₋₅, которые формировались в прибрежно-морских условиях [Медведев, 2010]. Они представлены микрослоистыми песчано-алевролитовыми разностями с разной степенью связности. Даже при существенной степени слоистости порода слагает коллектор параллельно напластованию, в то время как вертикальная сообщаемость гораздо ниже, что свидетельствует о существенной анизотропии по проницаемости

[Исакова и др., 2020]. Кроме того, выявлен контраст в распределении механических свойств по группам литотипов и установлено уплотнение пород викуловской свиты и, соответственно, уменьшение ФЕС при падении пластового давления во время разработки.

В конце аптского времени условия осадконакопления сменились на континентальные (аллювиально-дельтовые и озерно-болотные). Накопленные отложения были разрушены и впоследствии размыты.

Пласт ВК₁ сформировался в раннеальбское время, во время начала региональной трансгрессии. К кровле этого пласта приурочен опорный отражающий горизонт M₁ (рис. 1).

В отложениях викуловской свиты присутствует разломная тектоника. Многочисленные мелкомасштабные нормальные сбросы и разломы уплотнения образовались в результате сокращения объема пород над блоками доюрского основания. Характерная особенность этого типа разломов — широкое развитие узких (<100 м), малоамплитудных бороздообразных прогибов, равномерно распределенных по площади и сопряженных с разломами или тяготеющих к их верхним кромкам.

В период накопления отложений викуловской свиты продолжалось выполнование структурного

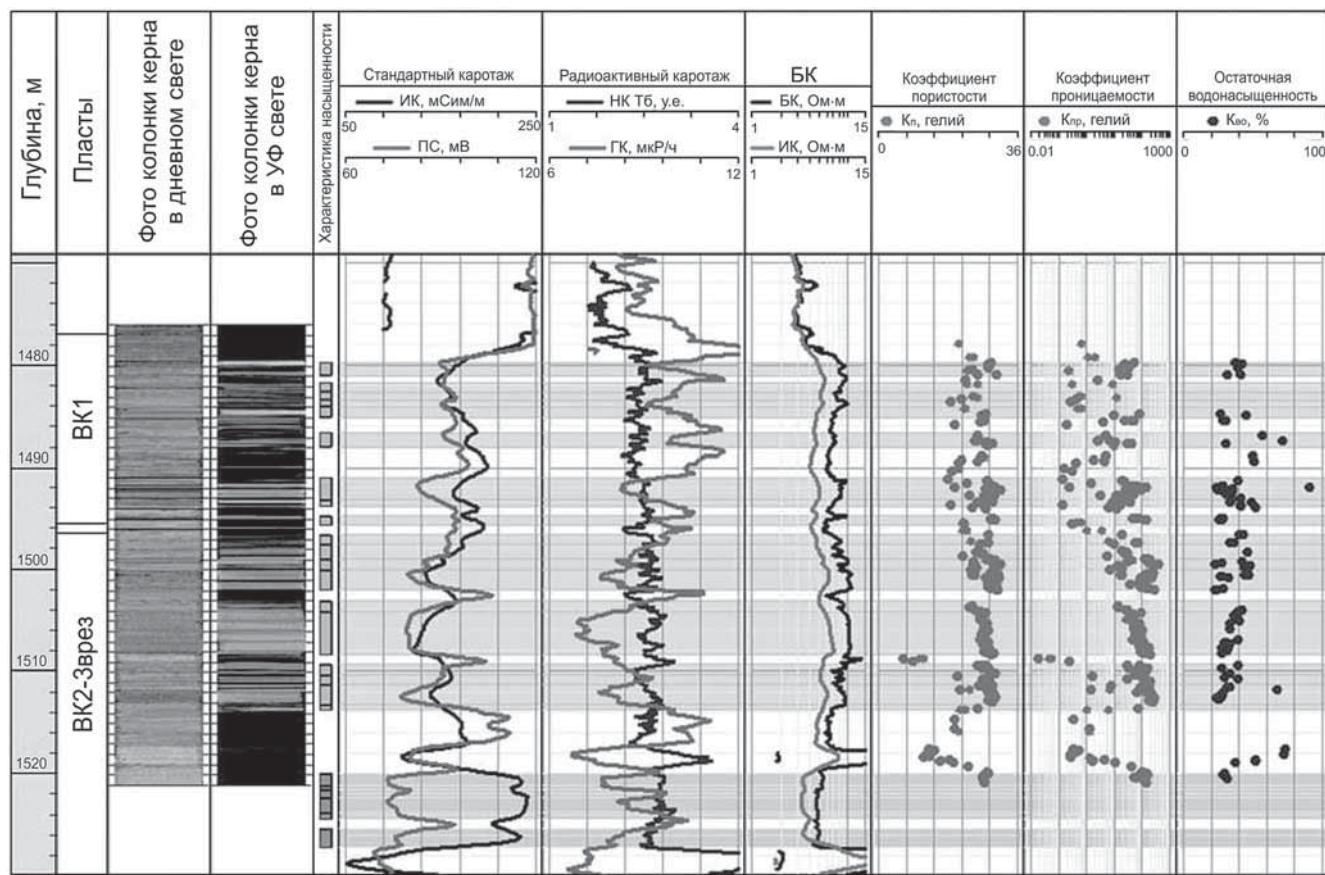


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез пластов викуловской свиты с колонки керна при дневном и ультрафиолетовом освещении, по [Исакова и др., 2020]

плана с сохранением основных черт морфологии нижележащих горизонтов, что свидетельствует об отсутствии значительных тектонических движений в позднеаптское время.

Отложения викуловской свиты залегают на кошайской свите и имеют преимущественно алеврито-песчаный состав с прослойками глин. Песчаные и глинистые пласти часто характеризуются микрослоистым линзовидным строением. Продуктивные коллекторы викуловской свиты сложены крупно- и среднезернистыми песчаниками, крупно- и среднезернистыми алевролитами, имеющими слоистое строение и содержащими большое количество пелитовой фракции. В целом толщина викуловской свиты изменяется от 224 до 272 м (рис. 2).

Покрышкой для пластов BK_{1-3} служит нижняя подсвита ханты-мансийской свиты, представленная темно-серыми, хлорит-гидрослюдистыми глинами и светло-серыми, мелкозернистыми, полевошпат-кварцевыми с глинистым цементом алевролитами. Отложения глинистой покрышки в среднем имеют толщину 127–142 м и распространены по всей площади довольно равномерно.

Верхний пласт викуловской свиты (BK_1) стратиграфически приурочен к нижнему альбу (K_1al) и сложен алевритистыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, алевритистыми аргиллитами, неравномерно чередующимися между собой. Пласт BK_1 снизу подстилается ре-

гиональной пачкой глин. Общая толщина пласта BK_1 в среднем составляет 21,7 м. Залежи на Красноленинском своде имеют чрезвычайно сложный характер насыщения нефтью и водой, уровни ВНК выделяются в некоторых случаях условно в силу высокой неопределенности.

Покрышка пласта BK_{2-3} представлена плотными черными глинами, алевролитами и сильно спрессованными серыми глинами с тонкими прослойками аргиллита. Толщина перемычки изменяется от 0,8 до 36,5 м, средняя толщина 9,2 м. В пласте BK_{2-3} выделены два типа отложений: стандартная викуловская свита и отложения врезанной долины:

1) стандартная викуловская свита представлена неравномерным переслаиванием алевролитов мелкозернистых глинистых и крупнозернистых песчаных, местами с карбонатным цементом;

2) BK_{2-3} врезанная долина. Породы представлены мощной толщей песчаников от тонкозернистых алевритовых до мелкозернистых, с редкими тонкими алеврито-глинистыми прослойками. Отложения врезанной долины стратиграфически приурочены к концу аптского — началу альбского времени (K_1a-al). Условия формирования континентальные, в результате альбской трансгрессии сменились на мелководно-морские.

Далее будут рассматриваться отложения BK_{1-3} без отложений врезанных долин.

Материалы и методы исследований. Критерии выбора месторождений-аналогов. Метод аналогий — неотъемлемая часть системного подхода, реализуемого в нефтегазовой отрасли. Корректный выбор пласта-аналога чрезвычайно важен не только с точки зрения выбора стратегии разработки месторождения, но и с позиции особенностей геологического строения изучаемого объекта [Поднебесных и др., 2019].

Согласно классификации PRMS (Petroleum Resources Management System) от 2018 г. «залежь-аналог» — это залежь, которая имеет сходные свойства пород (например, с точки зрения петрофизики, литологии, условий осадконакопления, диагенеза и структуры) и флюидов (например, тип, состав, плотность и вязкость), пластовые условия (например, глубина, температура и давление) и режим работы, но, как правило, находится на более зрелой стадии разработки, чем анализируемая залежь, и, таким образом, может явиться источником лучшего понимания и сравнительной информации в поддержку выполняемой оценки извлекаемых ресурсов» [Petroleum..., 2018, 48 р.].

Оценка близости свойств проводилась следующим образом.

1. Выбрано 6 параметров: начальная нефтенасыщенность (S_0), глубина залегания, коэффициент проницаемости, коэффициент пористости, пластовое давление и вязкость нефти (таблица). Вычисляли 6 отношений параметров п1–п6 для месторождения к величинам соответствующих параметров ВК Красноленинского месторождения по формуле:

$$S = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

$$p1 = \max(S_{0_BK}/S_0; S_{0_BK}/S_0), \quad (1)$$

2) затем находили функцию

$$F = 5\sqrt{p1} + 4\sqrt{p2} + 3\sqrt{p3} + 2\sqrt{p4} + 2\sqrt{p5} + 1\sqrt{p6}. \quad (2)$$

В выборке с величиной $F < 300$ представлено более 15 месторождений. Установлено, что начальная нефтенасыщенность должна находиться в интервале от 46 до 65%; глубина залегания — в интервале 732–2355 м; проницаемость — до $100 \cdot 10^{-15}$ м²; пористость — до 30%; начальное пластовое давление — 97–264·105 Па; вязкость нефти в пластовых

условиях — на уровне $0,4\text{--}4,5 \cdot 10^{-3}$ Па·с (невысокая), за исключением месторождения Жаоян.

В итоге нами рассмотрено три месторождения-аналога, наиболее удовлетворяющих критериям эксплуатационного объекта ВК_{1–3}, а именно месторождения Мелейха (пласт Бахария), Жаоян (пласт Конг-2) и Калол.

Сделан вывод, что принципиальные подходы к разработке объектов месторождений этой группы могут быть схожими. Рассмотрим каждое месторождение детальнее, с анализом применения существующих технологий на них.

Месторождение Мелейха (пласт Бахария), открытое в 1972 г., расположено в северной провинции Западной пустыни (Египет) и введено в разработку в 1986 г. Залежи месторождения Мелейха и викуловских отложений Красноленинского месторождения характеризуются схожим строением разреза и составом слагающих его пород. По данным ГИС и литологических исследований наблюдается переслаивание песчаных и глинистых прослоев, а также наличие карбонатных перемычек седиментационного и вторичного генезиса, что сопоставимо с исследуемым месторождением (рис. 3).

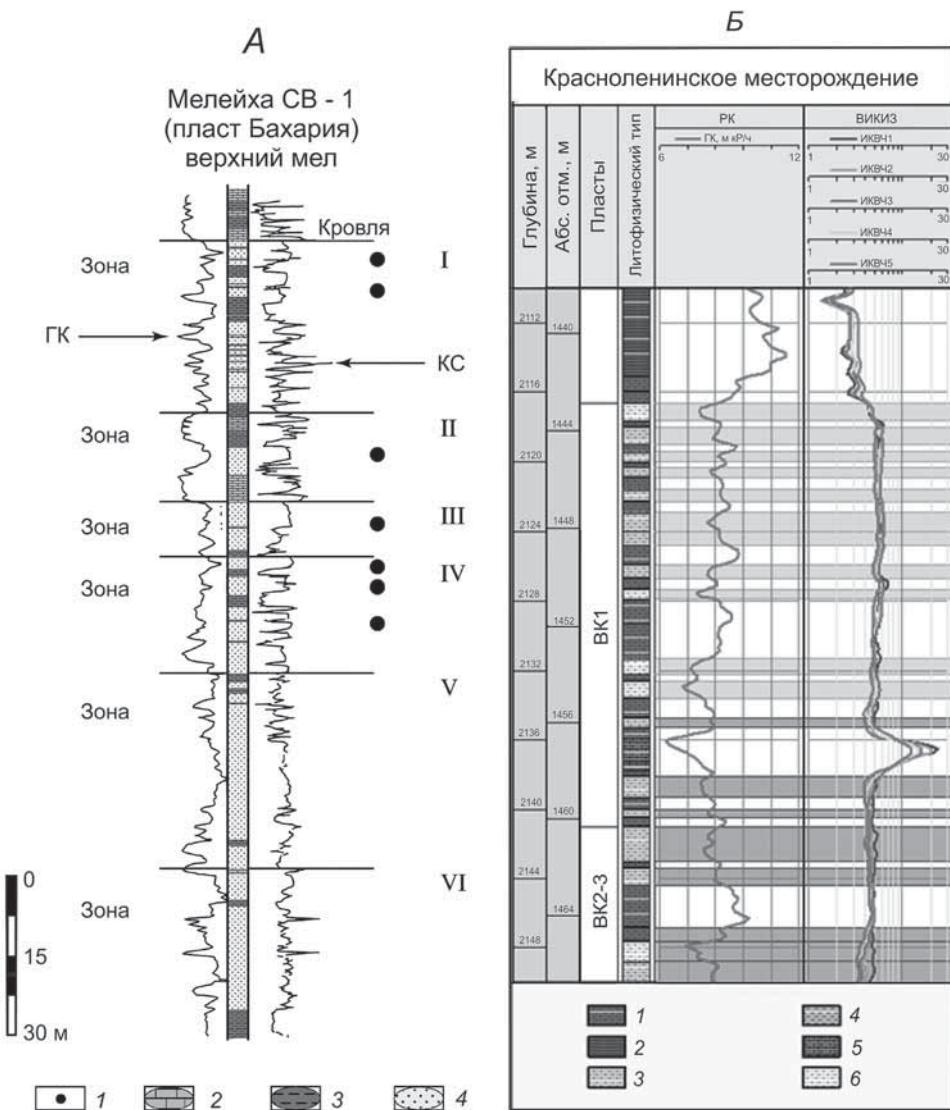
По данным разработки в 1986 г. в эксплуатацию было введено 6 скважин с использованием штанговых глубинных насосов (ШГН) с суммарной добычей 150 м³/сут. После быстрого снижения пластового давления, в феврале 1989 г. были приняты мероприятия по закачке воды. В течение 1991–1992 гг. добыча нефти достигала 1510 м³/сут при закачке 1670 м³/сут, а в 2002 г. постепенно снизилась до 850 м³/сут. В августе 2003 г. добыча составляла около 1000 м³/сут при обводненности 26%, приемистость нагнетательных скважин 1650 м³/д. В это время пластовое давление составляло около 76·105 Па, что существенно выше давления насыщения. К концу 2003 г. на месторождении было пробурено 50 скважин, в том числе 23 добывающих, 12 нагнетательных, 15 сухих или обводненных.

Основные методы, которые применяются на этом месторождении в целях повышения нефтеотдачи пласта, — закачка воды, мониторинг гидродинамической модели резервуара и бурение уплотняющих скважин. В связи с плохой связностью между песчаными телами и сильным различием в проницаемости по вертикали и горизонтали

Характеристики месторождений с пластами-аналогами объекта ВК1-3

Месторождение	Страна	Год ввода	S_0 , %	Глубина залегания, м	K_{np} , 10^{-15} , м ²	K_{por} , %	P_{pl} , 10^5 , Па	P_{nas} , 10^5 , Па	Вязкость нефти, 10^{-3} , Па	H нефтенасыщенности, м	НГЗ, млн м ³	КИН, д.е.
Красноленинское (пласт ВК _{1–3})	Россия	1993	48	1411	37	26,8	142	60	2,0	6,6	504,7	0,308
Мелейха (пласт Бахария)	Египет	1986	55	1593	45	21,0	157	30	0,5	—	25,6	0,346
Жаоян (Конг-2)	Китай	1987	65	2309	60	21,1	264	76	6,9	90	—	—
Калол	Индия	1964	55	1412	40	24,0	232	—	0,8	—	157,1	0,140

Рис. 3. Сопоставление геофизических характеристик по типичным скважинам месторождения Мелейха (А) и пласта ВК₁₋₃ Красноленинского месторождения (Б), по [Khaleif et al., 1986]. А: 1 — нефть, 2 — карбонатные породы, 3 — аргиллит, 4 — песчаник; Б: 1 — глинистый алевролит, 2 — глинистые породы, 3 — алевролит, 4 — алевроглинистые породы, 5 — терригенно-карбонатные породы, 6 — песчано-алевритовые породы



некоторые участки пласта не были задействованы фронтом нагнетания. В результате комплексного моделирования установлено 18 участков, на которых предполагалось бурение новых скважин с добычей и закачкой через отдельные пласты [Campobasso et al., 2005]. В 2004 г. пробурено 5 из запланированных скважин, которые показали хороший результат.

Построение трехмерной гидродинамической модели (3D) проводилось на основе детальной геологической модели, которая была укрупнена в районах залегания водоносного горизонта. Было рассмотрено четыре сценария для выбора оптимального варианта разработки: базовый вариант — без бурения; бурение 6, 12 и 18 уплотняющих скважин. Расположение новых скважин оптимизировано в программе PlanOpt компании «Schlumberger». Согласно принятому варианту разработки, после бурения 18 уплотняющих скважин удалось увеличить коэффициент извлечения нефти (КИН) на 10,2%, который достиг 43,1%, по сравнению с базовым вариантом (32,9%) (рис. 4, 5).

Месторождение Жоян (пласт Конг-2) находится в Китае, пласт Конг-2 представляет со-

бой аналог викуловских отложений. Строение коллектора Конг-2 осложнено многочисленными разломами и он характеризуется низкими геолого-физическими показателями, как и коллекторы викуловской свиты. Из этого следует вывод, что низкая производительность скважин связана с этим утверждением.

В 1987 г. началась добыча нефти, а закачка воды в целях поддержания пластового давления (ППД) — в 1988 г. В 1989–1990 гг. проведено детальное гидродинамическое моделирование пласта, которое показало, что для улучшения охвата пласта заводнением необходимо уменьшить расстояние между скважинами, а также повысить соотношение между нагнетательными и добывающими скважинами. В ходе проведения пилотных испытаний было установлено, что оптимальное расстояние между скважинами должно составлять 210 м (5 га/скв.). В результате посредством уплотняющего бурения соотношение нагнетательных и добывающих скважин увеличилось с 1:3,5 до 1:1,6, доля площади заливания возросла с 49 до 73%, а доля добывающих скважин, сообщающихся с двумя и более нагнетательными скважинами, увеличилась с 35 до 70%.

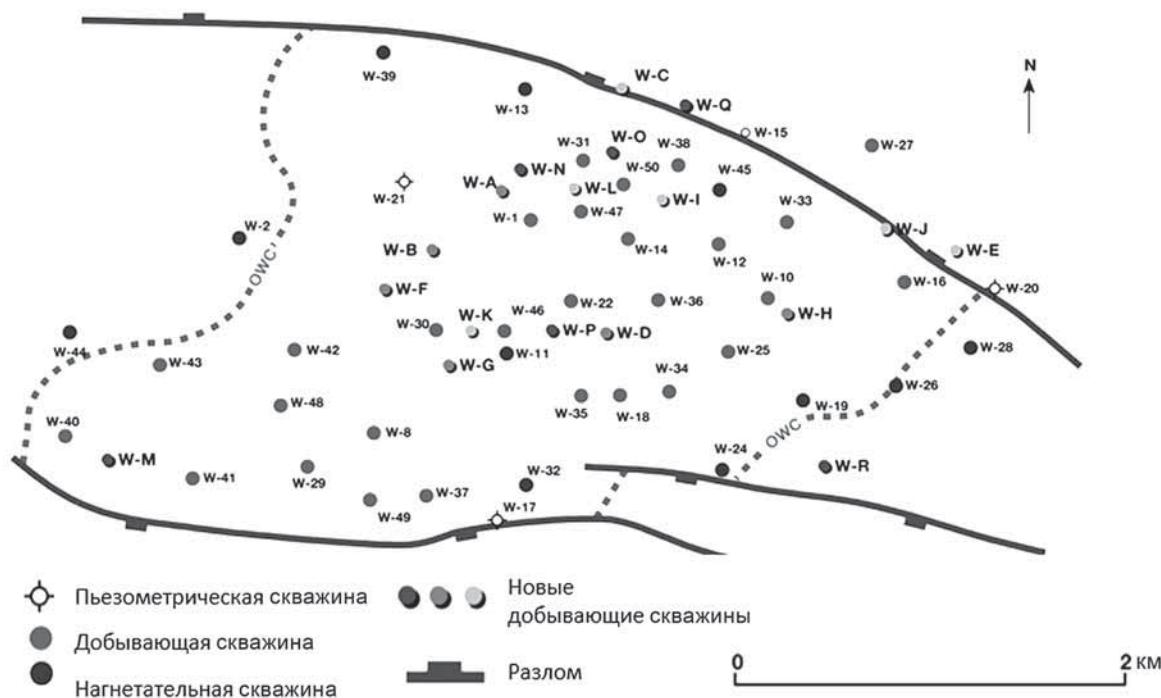


Рис. 4. Месторождение Мелейха. Схема размещения 18 уплотняющих скважин, по [Guide..., 1994]

Помимо закачки воды и уплотняющего бурения, в пласте применялся гидравлический разрыв пласта (ГРП). Впервые ГРП испытали в 10 скважинах с 17-ю стимуляциями. В 9 скважинах продуктивность увеличилась в 2 раза, эффект от проведения ГРП составил более 330 дней. В итоге средний прирост добычи нефти составил 5,6–11,0 м³/сут. В некоторых скважинах дебит нефти увеличился до 22,1 м³/сут. Кроме того, ГРП способствовал улучшению приемистости нагнетательных скважин.

Один из ключевых моментов, позволяющих добиться оптимального эффекта от ГРП, — применение секторного 4D-моделирования, а именно рассмотрение трехмерной гидродинамической модели с учетом геомеханической модели пласта. Данные моделирования показали, что в процессе разработки месторождения напряженно-деформационное состояние (НДС) пласта меняется, вследствие чего меняются и направления трещин ГРП. Разработчиками было принято решение, что необходимо проводить две стадии гидроразрыва. Первая стадия нужна для восстановления первоначальных напряжений в пласте, а вторая — создает трещины перпендикулярно фронту нагнетания.

Проблемы эффективности ГРП возникают и при разработке викуловских отложений на Красноленинском месторождении. Одностадийный гидроразрыв пласта не дает стабильного прироста добычи нефти.

В связи с тем, что коллектор обладает микрослоистой текстурной неоднородностью, а следовательно, разными геомеханическими свойствами, необходимо изучать и учитывать НДС пласта в момент проведения ГРП. Повышение эффектив-

ности этого способа разработки возможно при детальном моделировании процесса дренирования нефти системами скважин с разными параметрами трещин ГРП и МГРП.

Месторождение Калол многопластовое, расположено в Индии, в Камбайском нефтегазоносном бассейне, открыто в 1961 г. и введено в разработку в 1964 г.

Аналог отложений викуловской свиты на этом месторождении — пласти K-VI и K-VII, которые в сумме содержат 16,9% начальных запасов нефти месторождения [Patra et al., 2003]. В связи с плохой связностью пласта и качеством коллектора производительность скважин низкая. Изначально добыча нефти осуществлялась на режиме растворенного газа. В 1992 г. началась закачка воды в пласти K-VI+K-VII. К этому моменту приемистость нагнетательных скважин стала очень низкой, а пластовое давление — значительно ниже давления насыщения. После проведения анализа разработки в середине 1990-х гг., было принято решение о реализации программы дополнительного бурения на пласт K-VII с проведением ГРП.

По состоянию на 2001 г. установлено, что совокупная добыча из пластов K-VI+VII составила всего 4,3% от НИЗ [Singh et al., 2001]. Анализ разработки показал, что низкие дебиты нефти обусловлены падением пластового давления ниже давления насыщения, ограничениями работ по стимулированию, неравномерным отбором из-за неоднородности пласта, относительно большим расстоянием между скважинами (600–700 м) и медленной реакцией пластов на закачку воды.

На Красноленинском месторождении в коллекторах викуловской свиты в связи с существен-

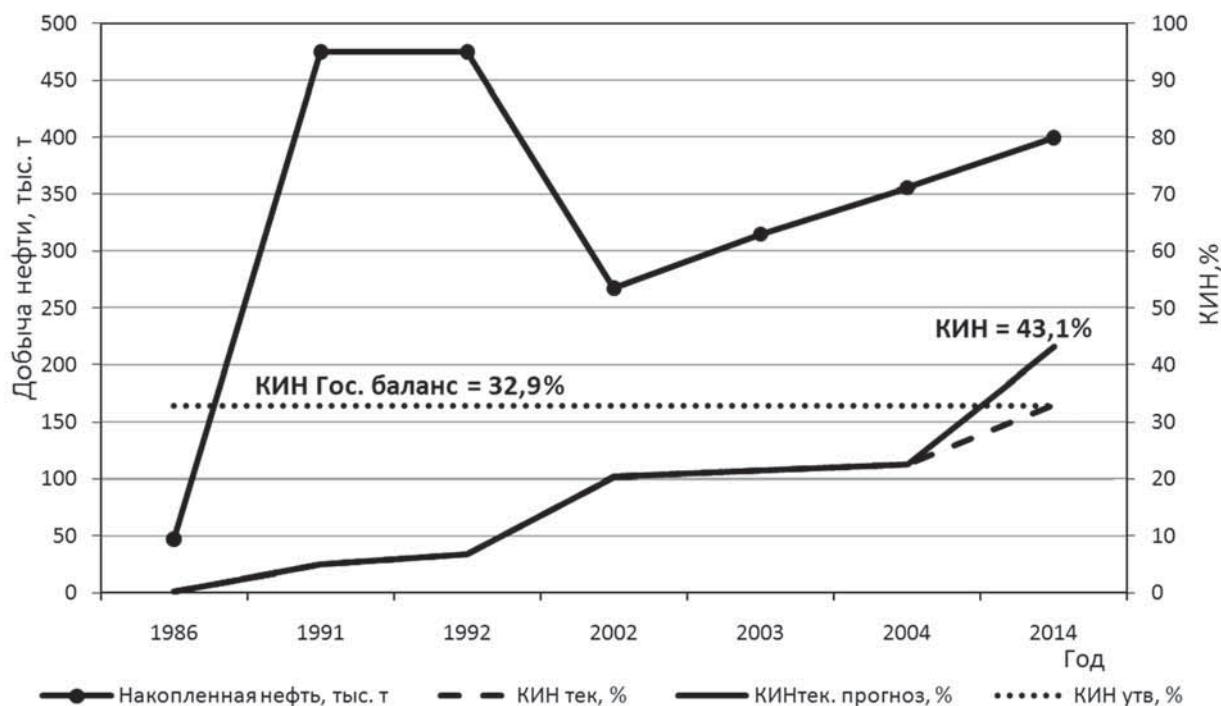


Рис. 5. Динамика добычи нефти, КИН по месторождению Мелейха

ной анизотропией и неоднородными геомеханическими свойствами аналогично выявляется слабая энергетика пласта с существенным падением пластового давления, что приводит к низким дебитам нефти. Разрешить эту проблему можно путем хорошо организованной системы ППД, запустив нагнетательные скважины без существенного отбора, расположенные вблизи добывающих, и проводя МГРП на них.

Что касается месторождения Калол, то в целях повышения нефтеотдачи в 2001 г. пробурена пилотная многоствольная скважина KL-541 на пласт К-VII. Ее конфигурация состояла из двух боковых стволов длиной около 250 м с открытым окончанием в песчанике с нефтенасыщенной толщиной 4–6 м (рис. 6). Начальный дебит скважины составил 60 м³/сут и затем снизился в среднем до 15 м³/сут. За 6 лет из скважин добыто 34 000 м³ нефти, что в 4 раза больше, чем из соседних вертикальных скважин [Jena, 2008].

Помимо этого, в 2008 г. проектом было предусмотрено бурение еще 2-х многоствольных и 6-ти коротких горизонтальных скважин в целях увеличения добычи нефти и КИН. Длина каждого ствола в запланированных многоствольных скважинах составляла 250 м, длина горизонтальных стволов — 300 м.

Результаты исследований и их обсуждение. Рекомендации для разработки викуловских отложений на Красноленинском месторождении. На основе вышеизложенных данных по разработке зарубежных аналогов пластов викуловской свиты выявлена тенденция к проведению МГРП, уплотняющего бурения и мероприятий ППД (заводнение) с целью увеличения зоны дренирования пластовых флюи-

дов по всему объему коллектора, повышения КИН и восстановления энергетики пласта.

В связи с неоднородностью рассматриваемых коллекторов по проницаемости и низкой нефтенасыщенностью происходит защемление нефти в застойных зонах. Решением этой проблемы может стать создание трещин МГРП, которые способствуют повышению охвата пласта дренированием и вовлечению в разработку нефтенасыщенных зон коллекторов с пониженной проницаемостью, которые ранее не участвовали в разработке, таким образом удастся достичь дебита при меньших депрессиях, избегая образования техногенных трещин, которым подвержен пласт ВК.

Существенным инструментом для наилучшего прогноза трещин ГРП послужит геомеханическая модель: поскольку в процессе разработки месторождения поле напряжений в пласте изменяется, то со временем будет меняться и направление трещин ГРП. Такое моделирование позволит спрогнозировать ориентацию трещин в пространстве для оптимизации системы разработки. Более того, геомеханическое моделирование способно обосновать режим закачки воды в нагнетательные скважины для предотвращения неконтролируемого растрескивания породы пласта, тем самым восстанавливая энергетику пласта.

В связи с близким расположением водонефтяного контакта (ВНК) и небольшой нефтенасыщенной толщиной при проведении ГРП возникает опасность раскрытия трещины до водоносных горизонтов. Поэтому на таких участках возможно бурение многозабойных скважин (МЗС) различной конфигурации, включая технологии «рыбья кость» («fishbone»), или «березовый лист». Опыт бурения

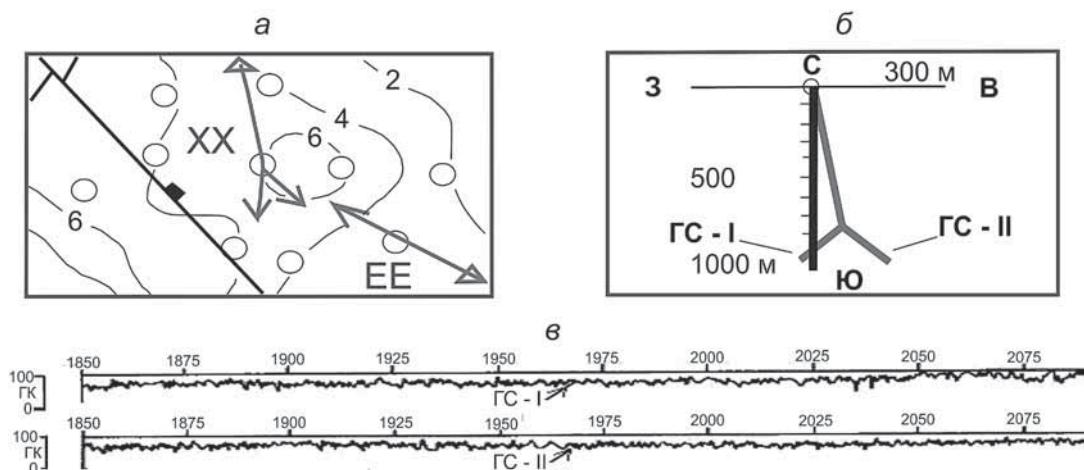


Рис. 6. Месторождение Калол. Расположение МЗС KL-541 (XX) и планируемой горизонтальной скважины ЕЕ, по [Jena, 2008]: а — карта изолиний (часть месторождения), б — расположение планируемой горизонтальной скважины ЕЕ, в — запись ГК

таких скважин показывает, что эти технологии позволяют соединить неравномерно распределенные коллекторы и увеличить добывчу более чем в 8 раз по сравнению с вертикальными скважинами.

Кроме того, для полного понимания картины разработки необходимо проведение комплексного 4D геолого-гидротехнического моделирования. На первом этапе должна быть построена детальная геологическая модель. Затем необходим расчет на трехмерной гидродинамической модели без перемасштабирования («upscale») с целью локализации остаточных запасов и выявления участков, не затронутых заводнением. На следующем этапе необходимо провести геомеханическое моделирование. Создание связки 3D геомеханической и гидродинамической моделей позволит в условиях сложного геологического и геомехани-

ческого строения пласта принимать правильные решения по оптимизации системы разработки.

Выводы. 1. Наиболее оптимальные технологии — уплотняющее бурение наклоннонаправленных скважин, горизонтальных скважин, многозабойных скважин с применением многостадийного ГРП.

2. Применение 4D геолого-гидротехнического моделирования для комплексной оценки разработки пласта.

3. В целях учета изменения напряженно-деформационного состояния пласта по площади и во времени и направления ориентации трещины ГРП необходимо применение не только гидродинамического, но и геомеханического моделирования.

4. Для организации системы поддержания пластового давления применяется система заводнения через нагнетательные скважины с МГРП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Исакова Т.Г., Дьяконова Т.Ф., Носикова А.Д. и др. Новые представления о модели коллектора викуловской свиты Красноленинского месторождения (Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 3. С. 66–74.

Медведев А.Л. Аптские врезанные речные долины Каменной площади Западной Сибири: региональные аспекты нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010. Т. 5, № 3. 27 с.

Поднебесных А.В., Хафизов А.Р. Методика экспресс-оценки выбора объекта аналога для залежей углеводородного сырья на основе их геологических признаков // Проблемы сбора, подготовки и транспорта нефти и нефтепродуктов. 2019. № 3 (119). 10 с.

Савченко Н.И. Представления об условиях формирования викуловской свиты и ее цикличность в пределах Красноленинского свода (месторождение Каменное): Тез. докл. Т. V. 14-я междунар. науч.-практ. конф. «Новые идеи в науках о Земле», Москва. 2019. 323 с. Инновационные направления и цифровые технологии поисков, разведки и разработки, моделирование и подсчет запасов месторождений углеводородов. М.: Изд-во РГГУ имени Серго Орджоникидзе, 2019.

Campobasso S., Gavana A., Bellentani G. et al. Multi-disciplinary workflow for oil fields reservoir studies — case history: Meleihah field in Western Desert, Egypt: 67th Europ. Assoc. of Geoscientists and Engineers/SPE Europepec Conference, Madrid, SPE-94066-MS. 2005. 16 p.

Guide for Petroleum Operations in the Western Desert. Egypt. Egyptian General Petroleum Corporation (EGPC), 1994.

Jena A.K. Optimal Recovery from Low Permeability Reservoirs of Kalol Field, Cambay Basin, India // Some Key Iss.: 7th Intern. Confer. & Exposition on Petroleum Geophysics, Hyderabad. 2008. 7 p. SPG, Expanded Abstr.

Kholeif W., Work J.G., Sanad S. Meleihah: its history and its significance: Proceed. of the Egyptian General Petroleum Corporation, 8th Exploration Conference, II, Cairo. 1986. EGPC, Explor. Seminar, Cairo. P. 17–34.

Patra T.C., Ghosh U.K., Singh R. Multilateral well experience in tight clastic reservoirs with low primary recovery, SPE-81421-MS: 13th Middle East Oil Show & Conference, Bahrain. 2003. One Petro. Society of Petroleum Engineers. 6 p.

Petroleum Resources Management System (PRMS): Soci. Petrol. Engineers. Online Version 1.01. CD N 1. 2018. 61 p.

Singh R., Jhamb O.P., Patra T.C. et al. Production enhancement by redevelopment through multilateral well drilling in tight clastic reservoirs with low primary recovery // Canad. Intern. Petrol. Confer., Calgary, Alberta. 2001. N 027. One Petro. Petrol. Soc. Canada. 9 p.

Поступила в редакцию 29.09.2020

Поступила с доработки 30.10.2020

Принята к публикации 30.10.2020

УДК 550.8

К.Е. Закревский¹, Н.В. Нассонова², Г.А. Калмыков³

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НЕОКОМСКИХ КЛИНОФОРМ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

ПАО «НК «Роснефть», 115054, Москва, ул. Дубининская, д. 31А

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», 625002, Тюмень, ул. Осипенко, д. 79/1

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

Rosneft Oil Co, 115054, Moscow, Dubininskaya str., 31A

LLC "Tyumen Oil Research Center", 625002, Tyumen, Osipenko str., 79/1

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

Рассмотрены проблемы трехмерного геологического моделирования залежей углеводородов в клиноформенных неокомских отложениях Западной Сибири. Анализируются особенности геологического строения этих отложений, значимые для создания литологических моделей. Показано существенное различие способов литологического моделирования шельфовых и ачимовских отложений. Проведены примеры построения литологических моделей с учетом выявленных особенностей геологического строения.

Ключевые слова: литологическая модель, клиноформы, шельф, геологические особенности, нефть, газ.

Considers issues of three-dimensional geological modeling of gas and oil fields in Neocomian clinoform deposits of the Western Siberia. The features of the geology of the studied deposits, which are important for the creation of lithological models, are analyzed. The essential difference of lithological modeling methods of shelf and Achimov deposits is shown. Examples of building the lithological models taking into account the revealed features of geological structure are given.

Key words: lithological model, clinoforms, shelf, geological features, oil, gas.

Введение. Развитие трехмерного геологического моделирования залежей углеводородов в настоящее время связано не только с появлением новых математических приемов и алгоритмов, но и с разработкой методических приемов геологического моделирования для отложений с конкретными условиями осадконакопления и тектонического развития. Эти методические приемы должны быть, естественно, направлены в первую очередь на учет геологических особенностей седиментации отложений и их тектонического строения, что при построении 3D моделей отложений определенного типа позволяет разработать адресные технологии их создания, а затем тиражировать накопленный опыт.

К наиболее сложным и интересным в плане геологического строения относятся клиноформенные неокомские отложения Западной Сибири. Актуальность разработки методик построения 3D геологических моделей залежей нефти и газа для них весьма высока. Так, например, только на территории деятельности предприятия «Юганскнефтегаз» 2/3 остаточных извлекаемых запасов нефти, согласно данным Государственного баланса запасов полезных ископаемых, сосредоточено в

этих отложениях. Поскольку создание трехмерных геологических моделей залежей углеводородов — многостадийный процесс, мы рассмотрим особенности одного из основных этапов процесса — этапа литологического моделирования.

Материалы и методы исследований. *Объект изучения* — месторождения и отдельные залежи углеводородов в отложениях клиноформного комплекса неокомских отложений, расположенные в центре Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Большинство из них приурочено к Среднеобской нефтегазоносной области. Продуктивные пласти этого комплекса встречаются также в Надым-Пуровской, Пур-Тазовской, Фроловской и Каймысовской нефтегазоносных областях. Для нижнемеловых отложений характерно постепенное убывание вверх по разрезу доли глинистых пород и одновременное увеличение доли прибрежно-морских и континентальных образований. Исключение составляют нижнеантские отложения — начало апта ознаменовалось повсеместной трансгрессией, обусловившей накопление глинистых осадков алымской свиты, к которой приурочен опорный отражающий сейсмический горизонт «М». На большей части исследуемой

¹ ПАО «НК «Роснефть», Департамент ресурсной базы и аудита запасов, гл. специалист, канд. геол.-минер. н.; e-mail: kezakrevskiy@rosneft.ru

² ООО «Тюменский нефтяной научный центр», ст. эксперт отдела экспертов, канд. геол.-минер. н.; e-mail: NVNassonova@tnnc.rosneft.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, факультет геологии, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор, док. геол.-минер. н.; e-mail: gera64@mail.ru

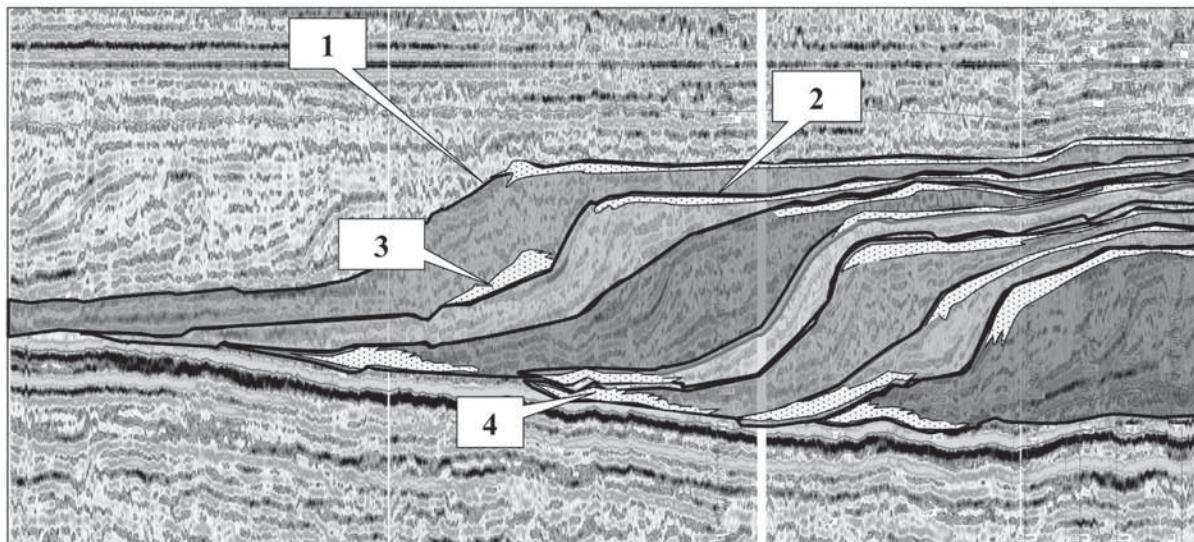


Рис. 1. Модель строения клиноформы и положения песчаных тел: 1 — бровка шельфа, 2 — ундаформенные песчаники шельфа, 3 — клиноформенные песчаники склона, 4 — фондоформенные песчаники донных конусов выноса в основании клиноформ

территории он приурочен к кровле нижней подсвиты альмской свиты, на территории Ямала в Уренгойско-Пурпейском районе его связывают с кровлей альмской свиты.

Стратиграфически неокомские отложения относятся к нижней части нижнего мела. Берриасский, валанжинский, готеривский и барремский ярусы ограничены в кровле и подошве, соответственно, нижнеаптскими глинами альмской свиты и битуминозной баженовской свитой, а также ее аналогами — нижнетутлейской, яновстанской, гольчихинской свитами.

Геологическое строение. Описание геологического строения основано на сиквенс-стратиграфической клиноформной модели строения неокомских отложений, справедливость которой подтверждена многочисленными работами ряда исследователей. Подробно история становления представлений о строении и условиях образования клиноформ неокомских отложений Западно-Сибирской плиты изложена в монографии Ф.Г. Гуарари [2003]. Каждая клиноформа представляет собой результат единичного цикла бокового заполнения некомпенсированного осадочного бассейна, начинающегося с регрессии и заканчивающегося трансгрессией. В регressiveную стадию каждого цикла происходит поступление осадков на относительно глубоководный склон и их перераспределение гравитационными процессами. Осадки, отложившиеся в нижней части и у подножия относительно глубоководного склона во время регрессии в период низкого стояния уровня моря, относятся к подводным конусам выноса.

Под термином «конус выноса» подразумеваются все отложения, гравитационно переместившиеся с шельфовой части по подводному склону к его подножию (ачимовские отложения), причем под это определение попадают не только подводные конусы выноса, но и отложения, образовавшиеся

в результате оползневых процессов и плоскостного смыва. Конус выноса в свою очередь подразделяют на склоновый и глубоководный (донный). По генетическому типу отложения, слагающие подводные конусы выноса, обычно относят к турбидитам. При высоком уровне моря формировались шельфовые пласти прибрежно-морского генезиса.

Трансгрессии фиксируются по наличию пологонаклонных реперных глинистых пачек, которые отделяют рассматриваемую клиноформу от последующей. Формирование этих пачек глин происходило на большей части бассейна при максимально высоком стоянии уровня моря и дефиците осадков. В последнее время большинство отечественных геологов при описании клиноформ используют терминологию, предложенную Д. Ричем [Rich, 1951], согласно которой в каждой клиноформе выделяются три части: ундаформа (шельф), ортоформа (склон) и фондоформа (депрессионная часть). Модель строения клиноформы (ундаформа, клиноформа, фондоформа) и положения песчаных тел показана на рис. 1.

Формирование каждой из этих частей происходило в различной палеогеографической обстановке: континентальной, прибрежно-морской, шельфовой, склоновой и глубоководно-морской. Ориентация клиноформ неокома близка к меридиональной. За западную границу резервуара принята граница примыкания его покрышки к кровле баженовской свиты. Таким образом, существенно различны [Нежданов и др., 2000] с точки зрения осадконакопления, корреляции и геологического моделирования ундаформенные (шельфовые и склоновые) и донные (ачимовские) пласти клиноформ (рис. 2).

Особенности геологического строения, важные для литологического 3D моделирования. Шельфовые и ачимовские отложения имеют разные флюидные контакты, поскольку разделены толстой

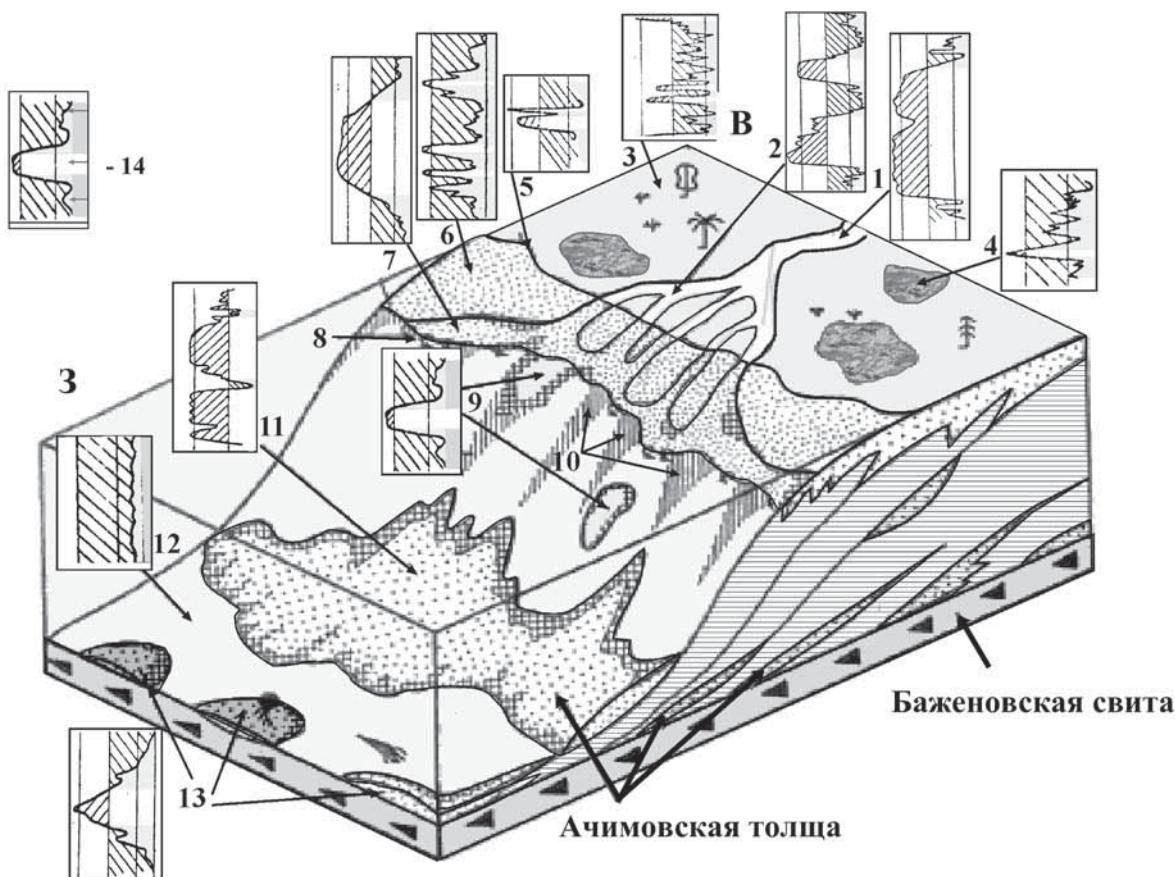


Рис. 2. Принципиальная схема строения клиноформ неокома Западной Сибири: 1 — русло реки, 2 — дельта реки, 3 — речная пойма, 4 — приморские озера, 5 — пляж, 6 — шельф, 7 — бары, 8 — бровка шельфа, 9 — оползни, 10 — каналы мутевых потоков, 11 — конусы выноса мутевых потоков (турбидиты), 12 — дистальные отложения, 13 — песчаные волны (рифели), 14 — электротермальные образы

пачкой глин. Поэтому их моделируют раздельно [Закревский, Нассонова, 2012], хотя они имеют общие структурные границы кровли и подошвы клиноформ, за исключением редких случаев, когда происходит слияние шельфовых и склоновых пластов. Перед построением геологической модели следует по результатам комплексной интерпретации результатов исследования скважин и данных сейморазведки получить структурные поверхности клиноформы (кровля, подошва), а также положение границ глинизации коллекторов и восточной границы выклинивания клиноформы. Положение западной границы зоны глинизации шельфовых пластов контролируется по положению бровки шельфа на карте изопахит.

Кроме того, перед построением 3D литологической модели для контроля латеральной изменчивости пластов (контроля трендов) необходимо сопоставить карты общих толщин (изохор) и эффективных толщин, построенных в двумерном варианте по данным исследования скважин и сейсмического прогноза:

— для шельфовых пластов следует ожидать постепенное уменьшение их толщин к восточной зоне выклинивания (глинизации), а также их резкое уменьшение на западе за бровкой шельфа;

— для ачимовских пластов следует ожидать увеличения эффективных толщин в области де-поцентра и областях транспортировки.

Результаты исследований и их обсуждение. При создании трехмерной сетки модели, которая в дальнейшем заполняется различными литотипами пород, схема «нарезки» тонких слоев определяется условиями осадконакопления изучаемых отложений. Для отложений склона ачимовской толщи используется (рис. 3): пропорциональная схема напластования, моделирование от кровли, комбинированная схема — пропорциональная с ограничением мощности ячейки и подсуммированием от кровли.

Для шельфовых отложений используется пропорциональная схема напластования, пропорциональная схема с ограничением мощности ячейки и подсуммированием от подошвы.

Регрессивные прибрежно-морские шельфовые отложения обычно характеризуются улучшением свойств пород к кровле пласта, в том числе песчанистости и пористости. Распределение свойств по вертикали в конусах выноса для турбидитов ачимовских отложений, напротив, описывается так называемым циклом Боума [Boatma, 1962], основное в котором — ухудшение свойств вверх

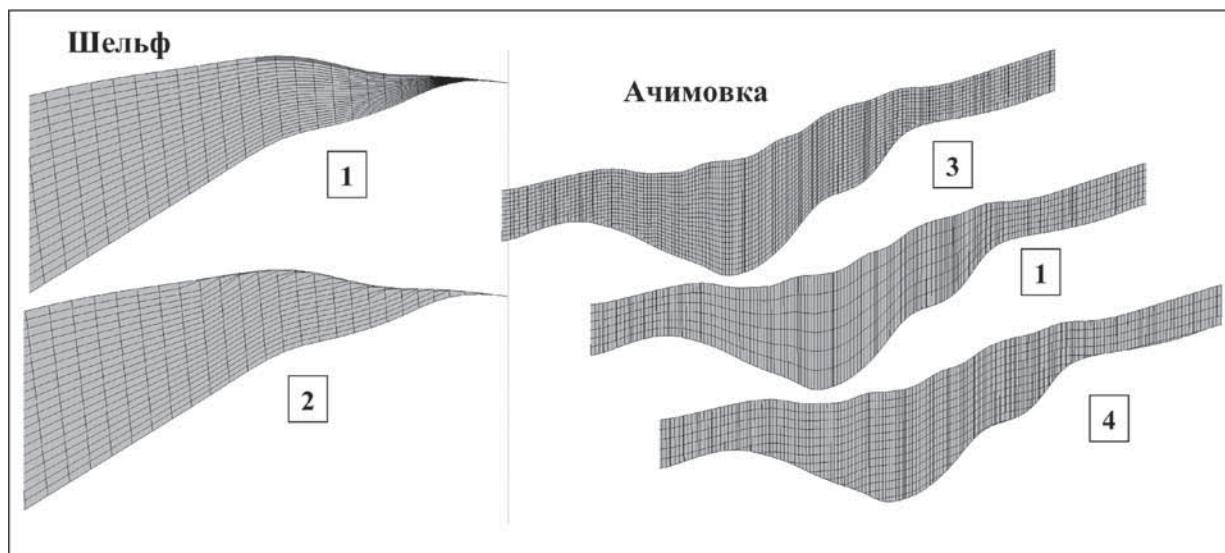


Рис. 3. Варианты нарезки слоев для шельфовых и ачимовских пластов: 1 — пропорциональная, 2 — комбинированная (пропорциональная с ограничением мощности ячейки и подсуммированием от подошвы), 3 — комбинированная (пропорциональная с ограничением мощности ячейки и подсуммированием от кровли), 4 — от кровли

по разрезу. Ухудшение фильтрационно-емкостных пород, слагающих конус выноса, происходит по мере удаления от питающих каналов. Типичные вертикальные тренды, характеризующие изменение песчанистости в объеме пласта, приведены на рис. 4.

На рис. 4 видно, что изменение песчанистости по разрезу для шельфовых и ачимовских пластов носит прямо противоположный характер.

При выборе метода построения куба литотипов (в упрощенном виде — куба коллектор/неколлектор) на основе особенностей седиментации

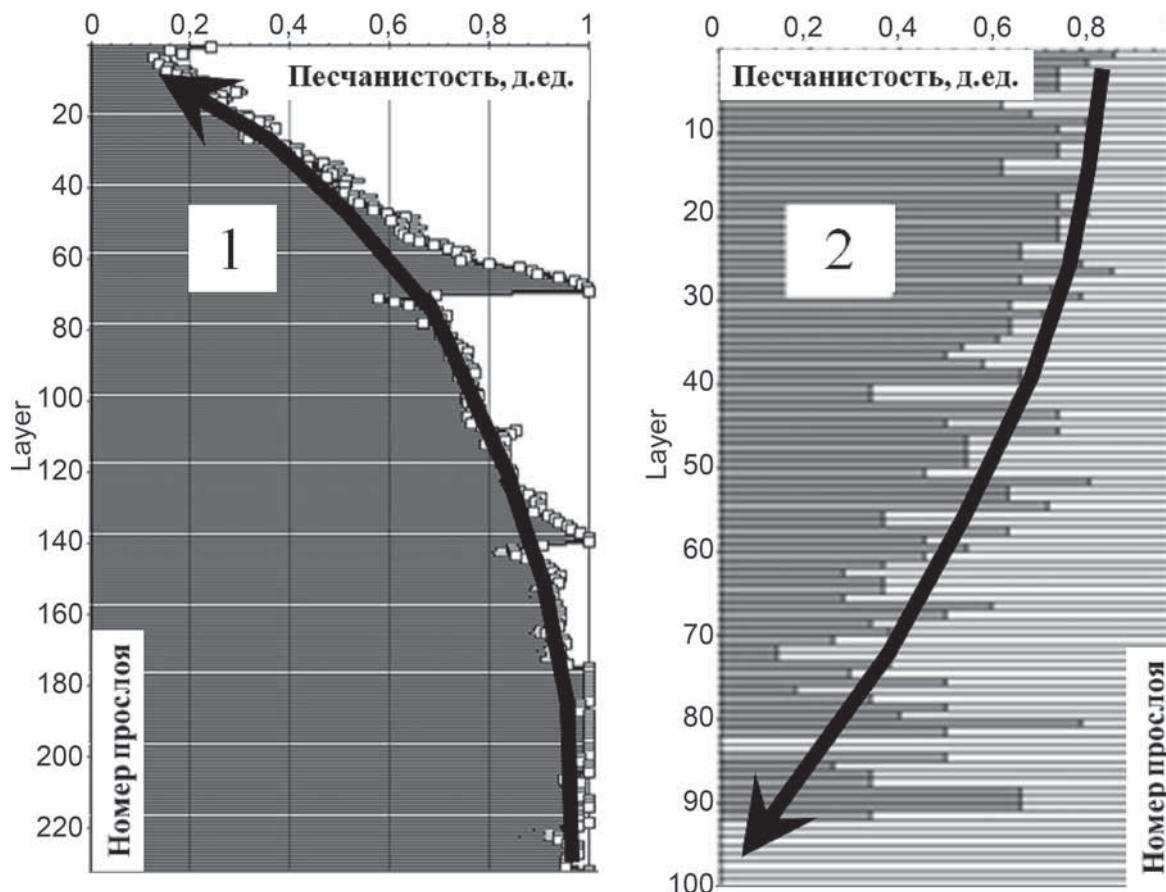


Рис. 4. Вертикальные тренды изменения песчанистости прослоев в зависимости от удаления от кровли пласта: 1 — увеличение песчанистости вверх по разрезу для шельфовых пластов, 2 — увеличение песчанистости вниз по разрезу для ачимовских отложений

изучаемых отложений можно утверждать, что для шельфовых отложений наиболее подходящий способ — стохастическое пиксельное моделирование. Это справедливо и для разведочного, и для эксплуатационного этапа освоения месторождения. Не рекомендуется использовать объектное моделирование, так как оно ориентировано на объекты преимущественно другого генезиса (руслы, фаны).

Другая ситуация характерна для ачимовских отложений. Результаты исследований связности коллекторов турбидитов по обнажениям и по моделям, построенным разными способами, показали [Rugcz et al., 2005], что наилучшие результаты относительно распространения литологических особенностей получаются при объектном способе моделирования. Однако в этом случае необходима концептуальная модель достаточного хорошего качества — с обоснованием направления сноса, размеров каналов, границ конуса выноса, выбора месторождения-аналога и др. Кроме того, при большом числе скважин могут начаться проблемы с «подгонкой» конусов к скважинам, когда расчет зацикливается вплоть до вынужденного прерывания процесса моделирования. Поэтому на разведочном этапе при достаточном объеме данных (керн, сейсмические и каротажные данные) для построения качественной концептуальной модели для ачимовских отложений рекомендуется использовать объектное моделирование. В другом же случае лучше использовать пиксельные методы.

Пример построения литологической модели. Пример изучения геологического строения месторождения на начальной стадии освоения (гринфилд) и литологического моделирования в трехмерном объеме резервуара описан в [Гречнева и др., 2012]. Рассматриваемый объект (пласт АЧ_{3–4} фондоформенных ачимовских отложений) расположен на территории Уренгойского месторождения (Ново-Уренгойский лицензионный участок, ЛУ). Месторождение находится в восточной части Западно-Сибирского бассейна.

Площадь лицензионного участка полностью покрыта 2D и 3D сейморазведкой. В границах пласта пробурено 25 эксплуатационных и 14 разведочных скважин, отобран керн в 16 скважинах, выполнено седиментологическое описание керна 6 скважин. В результате фациального анализа получено детальное описание керна скважин, составлены седиментологические колонки-планшеты. Согласно полученным результатам накопление осадков происходило в условиях развития турбидитных систем и приурочено к времени развития тракта низкого стояния. Турбидитные системы, сформировавшиеся в раннемеловое время, в целом можно отнести к группе песчано-глинистых конусов выноса с несколькими источниками.

На основе данных описания керна пласт АЧ_{3–4} был разбит на три циклита более мелкого порядка, согласующихся с границами системных трактов:

HST (высокое стояние), TST (затопление) и LST (низкое стояние), каждый из которых представляет собой песчано-алевритовый конус выноса. Выделенные границы циклита (линзы) хорошо прослеживаются по данным каротажа в скважинах, а также на временных разрезах 3D сейсмических данных.

Построение куба литологии осуществлялось стохастическим пиксельным методом (индикаторы) путем распространения дискретного признака коллектор/неколлектор, определенного по результатам интерпретации данных каротажа. В качестве вертикальных трендов для каждого цикла использована своя кривая песчанистости, отражающая закономерное изменение доли коллектора по вертикали. По результатам построения куба литологии можно заключить, что распространение коллекторов (песчаников) в объеме пласта отражает геологические представления о пласте, определенные при фациальном анализе. Восточная часть пласта глинизована, так как эта область соответствует склоновой фации, а западная часть относится к дистальной части лопасти. Основной объем коллектора находится в депоцентре (рис. 5).

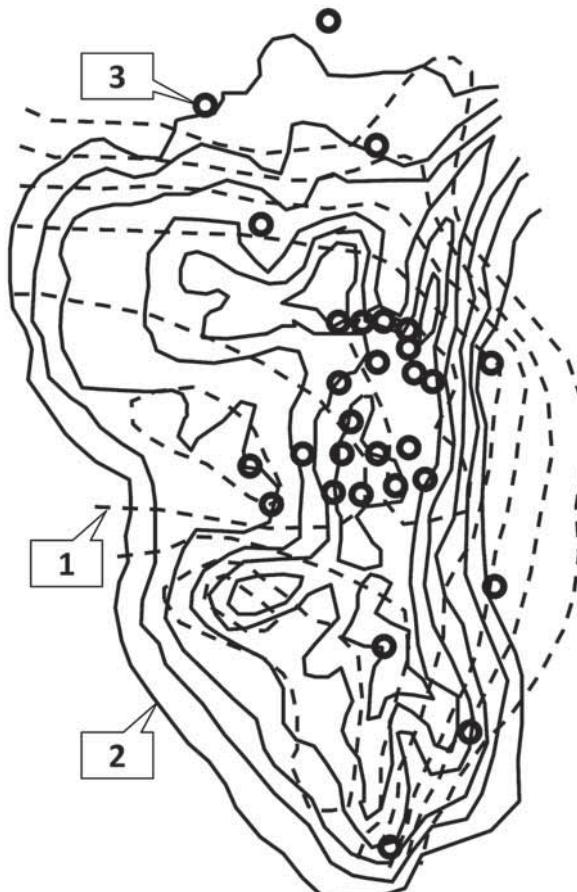


Рис. 5. Сопоставление карт толщин коллекторов (песчаников): 1 — изопахиты коллекторов карты, созданной по результатам двумерных построений, в соответствии с плоско-параллельной моделью седиментации; 2 — изопахиты коллекторов карты, созданной из трехмерной геологической модели, которая основана на сиквенс-стратиграфической модели седиментации ачимовских отложений; 3 — скважины

По построенной новой геологической модели был выполнен подсчет запасов и проведено сравнение с предыдущей версией подсчета. Сравнение показало прирост запасов свободного газа и конденсата на 16%. Необходимо заметить, что ранее (рис. 5) использовалась плоско-параллельная схема строения пластов (модель «пирога», «rap cake»), не учитывающая клиноформное строения разреза. Подсчет запасов в ней проводился по результатам 2D-картопостроения. Основные изменения произошли за счет перераспределения коллекторов по площади, а также благодаря отражению в модели геологических особенностей турбидитных отложений (рис. 5). Дальнейшее эксплуатационное бурение подтвердило правильность созданной трехмерной литологической модели.

Заключение. При создании литологических моделей залежей углеводородов неокомских клиноформ Западной Сибири необходимо учитывать особенности геологического строения следующим образом:

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гречнева О.М., Малыгина О.С., Игнатьев А.Э., Закревский К.Е. Опыт изучения геологического строения и геологического моделирования ачимовских пластов Уренгойского месторождения по данным керна, каротажа и сейсморазведки // SPE. 2012. № 162004. 10 с.

Гурапи Ф.Г. Строение и условия образования клиноформ неокомских отложений Западно-Сибирской плиты (история становления представлений). Новосибирск: СНИГГиМС, 2003. 140 с.

Закревский К.Е., Насонова Н.В. Геологическое моделирование клиноформ неокома Западной Сибири. Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2012. 80 с.

— выполнять создание каркаса на основе проградационной модели осадконакопления: корреляция по трансгрессивным глинистым пачкам с использованием маркирующих горизонтов морского генезиса — поверхностей максимального затопления, трансгрессивных поверхностей,

— осуществлять различные способы нарезки слоев при создании трехмерной сетки, различные способы заполнения ячеек сетки литотипами и разные подходы к геометризации залежей для ундоформенных и фондоформенных отложений,

— учитывать разнонаправленность вертикальной изменчивости свойств пород для ундоформенных и фондоформенных отложений.

Таким образом, знание региональных закономерностей строения отложений и учет конкретных особенностей объекта позволяет выполнить качественное построение трехмерных литологических моделей месторождений углеводородов.

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.

Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.

Pyrcz M.J., Catuneanu O., Deutsch C.V. Stochastic surface-based modeling of turbidite lobes // AAPG Bull. 2005. Vol. 89, N 2. P. 177–191.

Rich J.L. Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. // Geol. Soc. Amer. Bull. 1951. N 62. P. 1–20.

Поступила в редакцию 29.10.2020

Поступила с доработки 30.10.2020

Принята к публикации 30.10.2020

УДК 550.4.08

**А.Г. Калмыков¹, Д.Р. Гафурова², М.С. Тихонова³, О.Н. Видищева⁴,
Д.А. Иванова⁵, И.Э. Манько⁶, Д.В. Корост⁷, А.Ю. Бычков⁸, Г.А. Калмыков⁹**

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА ПОРОД ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ НА ПРОЦЕСС ГЕНЕРАЦИИ НЕФТИ И ГАЗА (РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

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

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

Представлены результаты лабораторного моделирования гидротермальных процессов преобразования органического вещества (ОВ) в породах баженовской свиты и доманикового горизонта. Кратковременное воздействие на образцы высокой температурой (350 °C) при высоком давлении (300 atm) в присутствии воды позволило имитировать процессы, которые могли протекать в пласте, и достичь степени 70%-ной преобразованности керогена в породах, изначально содержащих незрелый кероген или кероген низкой степени преобразованности. Установлено, что количество генерируемых в результате крекинга жидких углеводородных соединений (УС) в целом линейно зависит от содержания ОВ в породе, тогда как генерация газа описывается степенной функцией. Минеральный состав пород не влияет на размеры образующихся пор, но в ряде случаев дополнительно контролирует количество формирующихся УС и состав получаемых жидких продуктов. Показано, что увеличение количества карбонатного материала в породах замедляет процесс формирования нефти и газа, в продуктах присутствует меньше легких компонентов, отсутствует ряд гопанов. При этом высокая концентрация кремнистого материала в породе при малой доле других компонентов и, вероятно, наличие пирита могут стимулировать процесс генерации, что в некоторых случаях увеличивает количество получаемых «синтетических» нефти и газа, а также достигать большего разнообразия продуктов реакции. Полученные результаты позволяют подробнее рассмотреть процессы формирования отдельных УС при гидротермальных процессах, выявить катализаторы и ингибиторы механизма генерации, а также с практической точки зрения предложить условия промышленного воздействия на пласти для разработки технологий повышения нефтедобычи и образования нефти с контролируемым составом.

Ключевые слова: высокоуглеродистые формации, баженовская свита, доманиковый горизонт, гидротермальное воздействие, лабораторное моделирование преобразования керогена, генерация нефти и газа, стимулирование и ингибирование крекинга.

The paper presents the results of the hydrothermal processes of organic matter transformation in the rocks of the Bazhenov Formation and the Domanik horizon laboratory modeling. Short-term exposure of samples to high temperatures (350 °C) and reservoir pressures (300 atm) in the presence of water made it possible to simulate the processes that could take place in the reservoir, and to transform kerogen up to 70% in the rocks initially containing immature kerogen or kerogen in the beginning of the oil window. It was found that the amount of liquid hydrocarbon compounds generated during cracking mainly linearly depends on the content of organic matter in the rocks, while the gas generation is described by a rate function. The mineral

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ст. науч. с., канд. хим. н.; e-mail: a.g.kalmykov@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, инженер, канд. геол.-минер. н.; e-mail: gilyazetdinova_91@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, инженер; e-mail: mgtikhonova@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; e-mail: vid6877@yandex.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, инженер; e-mail: dane4ka.ivanova@yandex.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, специалист; e-mail: irinaslivko@bk.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, учебно-научный центр Юнеско-МГУ по морской геологии и геофизике, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: dkorost@marine-rc.ru

⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: andrewbychkov@rambler.ru

⁹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: gera64@mail.ru

composition of rocks does not affect the size of the formed pores, but in some cases it controls the amount of formed hydrocarbon compounds and the composition of the liquid products. It is shown that the increase in the amount of carbonate material in the rocks inhibits oil and gas generation process, there are lower amounts of light components in the products, and some of hopanes are absent. At the same time, high concentrations of siliceous material in the rocks with low amount of other components and, probably, the presence of pyrite can stimulate the generation process, in some cases allowing an increase in the amount of produced "synthetic" oil and gas, to achieve a greater variety of reaction products. The results obtained in general make it possible to examine the processes of individual hydrocarbon compounds formation during hydrothermal processes, to identify catalysts and inhibitors of the generation mechanism, and also, from a practical point of view, to propose conditions for reservoirs stimulation and development of technologies for increasing oil production and generation of oil with a controlled composition *in situ*.

Key words: organic-rich formations, Bazhenov formation, Domanik horizon, hydrous pyrolysis experiments, laboratory modeling of kerogen transformation, oil and gas generation, stimulation and inhibition of cracking.

Введение. Нефтегазоматеринские породы, содержащие высокую концентрацию органического вещества (ОВ), представленного в первую очередь твердым нерастворимым веществом — керогеном — объект пристального внимания нефтяных геологов и разработчиков на протяжении многих лет. В первую очередь эти породы рассматривают в качестве источника промышленных углеводородных соединений (УВС), в процессе геологической истории в породах происходит формирование нефти и газа, их миграция и, при наличии достаточной емкости в самих отложениях, частичная аккумуляция. Исследователи изучают характеристики ОВ, оценивают его природу, степень преобразованности, количество и характеристики сохранившихся в породе битумоидов и делают выводы о миграции части сформировавшихся соединений. Это позволяет подсчитать количество нефти и газа, мигрировавших в другие отложения, и предсказать наличие резервуаров с перспективными запасами углеводородного сырья в вышележащих отложениях [Санникова и др., 2019].

В то же время высокоуглеродистые формации вызывают интерес нефтедобывающих компаний, поскольку, помимо керогена и вязких битумов, могут содержать нефть и газ непосредственно внутри самой толщи, в так называемых нетрадиционных коллекторах. Наличие нетрадиционного коллектора в толщах, обогащенных ОВ, — отложениях юрской высокоуглеродистой формации (ЮВУФ) и доманиковой высокоуглеродистой формации (ДВУФ) [Калмыков, 2017; Ступакова, 2017] — подтверждено рядом отечественных авторов [Калмыков, 2017; Нестеров, 1974; Мормышев, Сонич, 1985; Белкин, 1983; Зубков, 1986; Гарифуллина, 2017; Вашкевич, 2018]. Эти коллекторы способны давать существенный приток нефти и газа, однако их распространение неравномерно по площади, часто они обладают низкой проницаемостью, частично заполнены тяжелыми малоподвижными углеводородными соединениями. В связи с этим разработка таких отложений затруднена, поиск месторождений в высокоуглеродистых толщах не

приводит к необходимому результату, скважины оказываются «сухими» или дают экономически неэффективный приток.

Таким образом, перед исследователями высокоуглеродистых формаций стоит ряд задач. Первая задача заключается в изучении процессов генерации углеводородных соединений (УВ) и их миграции по горизонтали и вертикали, вторая — должна объяснить процессы формирования и распространения нетрадиционных коллекторов и заполнения их нефтью с вероятностью блокировки вязкими битумами части порового пространства. Третья задача заключается в разработке технологий, применимых для извлечения нефти и газа из пласта, вовлечения в разработку тяжелых малоподвижных УВ, содержащих гетероатомные соединения, а по возможности — и искусственную реализацию генерационного потенциала керогена непосредственно в пласте. Другие задачи, касающиеся моделирования процессов преобразования керогена и генерации углеводородов, включают изучение влияния вторичных процессов, состава пород и природы керогена. Для решения указанных задач наиболее часто применяется лабораторное моделирования преобразования керогена.

В современной литературе известно немало работ, которые посвящены моделированию в различных системах, обладающему разной приближенностью к естественным условиям. Зарубежные авторы часто используют пиролиз для частичного воспроизведения процесса созревания ОВ [Tiwary, 2013; Zhao, 2012; Kobchenko et al., 2011; Saif, 2017; Ma, 2017; Teixeira, 2017], при этом процесс происходит в открытой системе без создания достаточного гидростатического давления на породы. Основная задача большинства исследований — изучение изменения исходного ОВ, а не анализ характеристик выделяющихся продуктов. При этом продукты выделяются в газообразном состоянии и не содержат тяжелых высокомолекулярных соединений, что объясняется высокой температурой и разрушением практических связей внутри молекул углеводородов.

Для исследования состава сгенерированных нефтепродуктов применяется температурное воздействие на породы с последующим хроматографическим изучением состава выделяющихся компонентов [Белецкая, 1990, 2007; Lafargue, 1993; Rudkiewicz, 1993; Бурдельная, 2012; Калмыков и др., 2017; Бычков и др., 2015; Стенников и др., 2017]. Основной задачей этих авторов было установление состава получаемой синтетической нефти в зависимости от значений температуры прогрева горных пород. В работах показано, как варьирует состав продуктов при термическом воздействии в широком диапазоне температуры на образцы пород формаций, включающих ОВ различной природы, находящееся на разных стадиях катагенетической зрелости. При этом акцент в работах направлен на изучение процесса генерации в зависимости от условий эксперимента, а влияние состава пород рассмотрено в меньшей степени. Однако поскольку даже в рамках одной формации состав пород может существенно варьировать, а ОВ может иметь разную природу и находиться на разных стадиях преобразованности [Калмыков и др., 2019], необходимо более детально исследовать комплексное влияние указанных факторов на формирование нефти и газа.

Изменчивость состава и преобразованности пород часто определяется не обстановками осадконакопления и глубиной погружения формации, а вторичными процессами, среди которых наибольшее влияние, предположительно, оказывают гидротермальные процессы. В результате флюиды переносятся по разрезу, и под действием, в том числе, высокой температуры происходят изменения в строении пород, растворение некоторых компонентов, кристаллизация других, а также дополнительное преобразование ОВ. Проведенные нами исследования показали, что в ЮВУФ и ДВУФ эти процессы могли протекать при температуре до 300 °C в присутствии воды и водных растворов разного состава. Вероятно, гидротермальные процессы могли играть ключевую роль в процессах генерации нефти и газа на ряде месторождений.

В статье приведены результаты лабораторного моделирования преобразования ОВ в ЮВУФ и ДВУФ при гидротермальном воздействии, а также комплексного исследования жидких и газообразных продуктов в разнообразных породах и при разной степени зрелости органического вещества. Проведение такого моделирования позволяет одновременно изучить процессы преобразования керогена, генерации углеводородных соединений и их вторичного крекинга, а также оценить влияние минерального состава пород на состав получаемых продуктов. Высокая температура и наличие воды позволяют рассматривать результаты моделирования как аналог процесса гидротермального воздействия на пласт. Модели-

рование позволит сделать важные геологические выводы о влиянии гидротерм на изменчивость характеристик высокоуглеродистых формаций и изучить некоторые особенности генерации нефти и газа, необходимые для дальнейших научных исследований строения осадочного разреза земной коры. Полученные результаты могут быть применены с практической точки зрения нефтяными компаниями для поиска перспективных залежей и выбора методов воздействия на пласт для повышения эффективности разработки месторождений нефтяных сланцев.

Материалы и методы исследований. *Исследуемые образцы.* Для выполнения экспериментов была сформирована коллекция горных пород разного литологического состава из 5 образцов ДВУФ и 10 образцов ЮВУФ. Пиролитическая характеристика органического вещества образцов приведена в табл. 1. Породы содержат ОВ разной степени зрелости от стадии катагенеза ПК3 (ОВ не вошло в главную зону нефтеобразования) до стадии катагенеза МК_{2–3} (ОВ прошло основную fazу генерации нефти). Состав пород приведен в табл. 2. Коллекция образцов подобрана таким образом, что позволяла оценить влияние состава пород и степени зрелости ОВ на результаты его преобразования после температурного воздействия.

Методики исследования. Лабораторное моделирование преобразования ОВ выполнялось на всей коллекции образцов и проводилось при одинаковых условиях. В автоклавы, содержащие металлический отвод с вентилем для отбора газов и манометр для контроля давления, помещали образцы цилиндрической формы (размер 30×30 мм) и доборы в виде малого цилиндра (3×3 мм), добавляли дистиллированную воду в объеме, позволяющем при условиях эксперимента достигать пластового давления в автоклаве (300 атм), затем образцы прогревали при температуре 350 °C в течение 12 час. Условия гидротермального воздействия на горные породы были подобраны с учетом результатов предыдущих исследований [Калмыков и др., 2017], которые показали наибольшую изменчивость ОВ при этом воздействии. После прогрева автоклав охлаждали до комнатной температуры, после чего через металлический отвод в виали известного объема, заполненные соляным раствором, отбирали газообразные продукты, и по количеству вытесненного раствора измеряли их объем. Затем автоклав открывали, добавляли 10 мл гексана и отбирали легкую фракцию жидких углеводородов, называемую в дальнейшем легкой синтетической нефтью. После извлечения из автоклава образцов породы и воды оставшиеся углеводороды, называемые тяжелой синтетической нефтью, отбирали с помощью хлороформа. Количество жидких углеводородов определяли взвешиванием после удаления растворителя.

Таблица 1

Характеристика органического вещества исходных образцов

Формация	Номер образца	Характеристика ОВ по результатам пиролиза					
		S1, мг УВ/г породы	S2, мг УВ/г породы	нефтегенерационный потенциал, мг УВ/г породы	T _{max} , °C	HI, УВ/г TOC	TOC, %
ДВУФ	27-тт	2,26	145,72	147,98	410	612	23,81
	18-б	5,12	64,18	69,30	431	588	12,06
	4-аз	3,08	28,00	31,08	435	569	4,46
	23-тт	5,65	193,51	199,16	423	543	35,64
	6-б	7,81	74,04	81,85	433	483	19,83
ЮВУФ	33.15	10,92	146,30	157,22	426	677	21,61
	31.75	5,99	71,99	77,98	422	664	10,84
	20.83	3,75	55,99	59,74	433	635	8,82
	50.38	7,44	105,10	112,54	438	601	17,50
	59.84	5,19	91,74	96,93	437	511	17,94
	23.097	13,16	61,36	74,52	441	508	12,08
	8.05	3,07	37,03	40,10	440	485	7,63
	27.78	7,14	24,84	31,98	444	342	7,26
	48.53	6,36	37,80	44,16	441	313	12,07
	40.18	1,33	7,36	8,69	443	229	3,21

Таблица 2

Органоминеральный состав исходных образцов

Формация	Номер образца	Глинистые минералы	Кремнезем	Доломит	Кальцит	Сидерит	Сумма карбонатных минералов	Пирит	Прочие минералы	ОВ
ДВУФ	27-тт	5,0	3,4	3,1	41,6	0,0	44,7	3,3	9,9	33,7
	18-б	5,7	36,7	0,4	32,9	0,0	33,3	1,0	5,6	17,7
	4-аз	3,6	53,6	0,5	34,6	0,0	35,1	0,2	1,4	6,1
	23-тт	3,5	9,1	0,9	24,6	0,9	26,4	0,0	8,3	52,7
	6-б	4,9	54,5	0,6	12,0	0,0	12,6	0,5	3,1	24,4
ЮВУФ	33.15	36,4	11,3	0,0	6,4	0,0	6,4	7,2	9,0	29,7
	31.75	36,4	15,0	0,0	5,7	0,0	5,7	13,1	12,7	17,1
	20.83	13,8	61,7	0,8	0,6	0,0	1,4	3,2	6,0	13,9
	50.38	30,8	29,4	0,0	1,8	0,0	1,8	4,8	9,5	23,7
	59.84	13,5	18,3	1,7	41,1	0,0	42,8	2,3	3,6	19,5
	23.097	25,6	39,7	0,0	1,6	0,0	1,6	3,1	13,8	16,2
	8.05	37,1	31,7	0,4	1,9	0,1	2,4	2,6	16,4	9,8
	27.78	35,2	44,5	0,0	1,8	0,0	1,8	2,7	5,9	9,9
	48.53	32,0	10,0	0,0	21,7	0,0	21,7	12,7	6,5	17,1
	40.18	77,7	5,2	0,0	1,0	0,2	1,2	2,4	9,6	3,9

Для удаления битумоидов, которые могли сформироваться в ходе эксперимента и сохраниться в породе, выполняли горячую экстракцию цилиндрических образцов размером 30×30 мм в аппарате Сокслета. В качестве растворителя использовали хлороформ. Экстракция оканчивалась при достижении в растворе охлажденного аппарата Сокслета концентрации раствора не более 0,000625% битумоида (3 балла).

Содержание ОВ, его тип, зрелость и нефтегенерационный потенциал на образцах после эксперимента в автоклавах и после дальнейшей экстракции преобразованных образцов определяли методом пиролиза на приборе Rock-Eval-6. Пиролиз выполнялся по стандартной методике,

подробно описанной в работах [Espitakie et al., 1993; Лопатин и др., 1987].

Состав углеводородных и гетероатомных соединений в «синтетических» нефтях определяли методом хромато-масс-спектрометрии на хромато-масс-спектрометре «Thermo Focus DSQ II» (капиллярная колонка «Varian VF-5ms», длина 30 м, внутренний диаметр 0,25 мм, толщина фазы 0,25 мкм, газ-носитель — гелий); режим работы: температура инжектора 320 °C, начальная температура печи хроматографа — 70 °C, затем изотерма в течение 4 мин с последующим нагревом со скоростью 3 °C/мин до 330 °C, затем изотерма в течение 10 мин; режим работы масс-спектрометра: энергия ионизации 70 эВ, температура источника

260 °C, сканирование в диапазоне 20–600 Да со скоростью 2 скан/с, разрешение единичное по всему диапазону масс.

Дальнейшая компьютерная обработка полученных результатов проводилась в системе X-Calibug записью при отношении массы к заряду ионов (m/z). Масс-спектрометрический анализ распределения алканов проводили при отношении m/z , равном 85. Стерановые УВ идентифицируются при значениях m/z , равных 217 и 218, тритерпановые УВ — при 191,monoароматические — при 253, триароматические — при 231, бензотиофены — при 184, 198 и 212.

Распределение пор в объеме и изменение характеристик порового пространства оценивали с помощью рентгеновского компьютерного микротомографа «Skyscan 1172». Исследования выполняли на образцах цилиндрической формы диаметром 3 мм. Образцы-цилиндры сканировали на компьютерном микротомографе с разрешением 1,3 мкм при напряжении 70 кВ и силе тока 130 мА. Фильтр — из алюминия толщиной 0,5 мм.

Результаты исследований и их обсуждение. Эксперименты по лабораторному моделированию гидротермального воздействия на породы ДВУФ и ЮВУФ позволили получить жидкие и газообразные продукты, преобразовать кероген в породах и изменить структуру порового пространства. Для оценки изменений ОВ после моделирования был выполнен пиролиз на образцах после гидротермального воздействия, а также на проэкстрагированных образцах после экспериментов в автоклавах. Результаты для некоторых образцов приведены в табл. 3. Было установлено, что после температурного воздействия в породах незначительно (преимущественно на ± 3 мг УВ/г породы) изменяется количество легких УВ, характеризуемое параметром S1, причем в одних образцах параметр возрастал, в других — снижался на указанное значение. В отдельных случаях (образец 27-тт) параметр увеличился на 36 мг УВ/г

породы. Скорее всего, такие отклонения определяются структурой порового пространства пород и количеством ОВ, способного сорбировать вновь сформировавшиеся легкие УВ. При этом значение параметра S2 уменьшается во всех образцах: на 40–60% в породах ДВУФ и на 10–30% в породах ЮВУФ, что составляет от 5 до 65 мг УВ/г породы. Разница между значениями до и после воздействия тем больше, чем ниже исходная степень преобразованности ОВ. Такое существенное снижение параметра S2 позволяет утверждать, что в результате гидротермального воздействия происходит преобразование ОВ, приводящее, в том числе, к генерации легких УВ, которые отсутствовали в породе до прогрева.

Выделение из образцов, помимо легкой «синтетической» нефти, тяжелых компонентов позволило предположить, что при гидротермальном воздействии может происходить формирование существенного количества тяжелых высокомолекулярных продуктов. Для оценки количества сформировавшихся УВ и степени преобразованности керогена был выполнен пиролиз пород после гидротермального воздействия и исчерпывающей экстракции. Результаты (табл. 3) показали, что в большинстве образцов ДВУФ параметр S2 снизился на 80–90%, тогда как в породах ЮВУФ его значение уменьшилось на 50–80%. Учитывая, что после экстракции исходных образцов параметр S2 снижается не более чем на 25%, можно утверждать, что в результате кратковременного гидротермального воздействия происходит существенная генерация новых продуктов, большая часть которых относится к тяжелым высокомолекулярным соединениям, удаляемым из породы при пиролизе при температуре выше 300 °C.

Для оценки степени преобразованности керогена в результате гидротермального воздействия построена модифицированная диаграмма Ван-Кревелена, на которую были нанесены значения для проэкстрагированных исходных образцов и

Таблица 3

Результаты пиролиза образцов после гидротермального воздействия и после экстракции преобразованных образцов

Формация	Номер образца	Характеристика ОВ по результатам пиролиза после гидротермального воздействия					Характеристика ОВ по результатам пиролиза после гидротермального воздействия и экстракции				
		S1, мг УВ/г породы	S2, мг УВ/г породы	T_{\max} , °C	HI, УВ/г ТОС	TOC, %	S1, мг УВ/г породы	S2, мг УВ/г породы	T_{\max} , °C	HI, УВ/г ТОС	TOC, %
ДВУФ	27-тт	38,58	80,00	426	350	22,86	0,69	23,44	438	140	16,7
	18-б	6,08	26,71	431	353	7,56	0,11	6,96	438	197	3,54
	4-а3	0,55	3,64	431	253	1,44	0,04	1,86	441	216	0,86
	6-б	14,10	64,83	431	355	18,25	1,09	33,73	421	493	13,02
ЮВУФ	31.75	12,71	65,79	430	566	11,63	0,11	7,03	434	255	2,76
	50.38	5,56	69,32	435	446	15,54	0,38	36,72	433	338	10,85
	59.84	6,46	65,41	435	424	15,43	0,59	29,63	431	302	9,80
	23.097	7,41	49,51	436	467	10,60	0,25	25,67	435	322	7,96
	8.05	0,94	12,61	441	275	4,59	0,12	8,32	440	240	3,47
	48.53	3,02	34,52	439	307	11,26	0,41	19,94	433	218	9,15

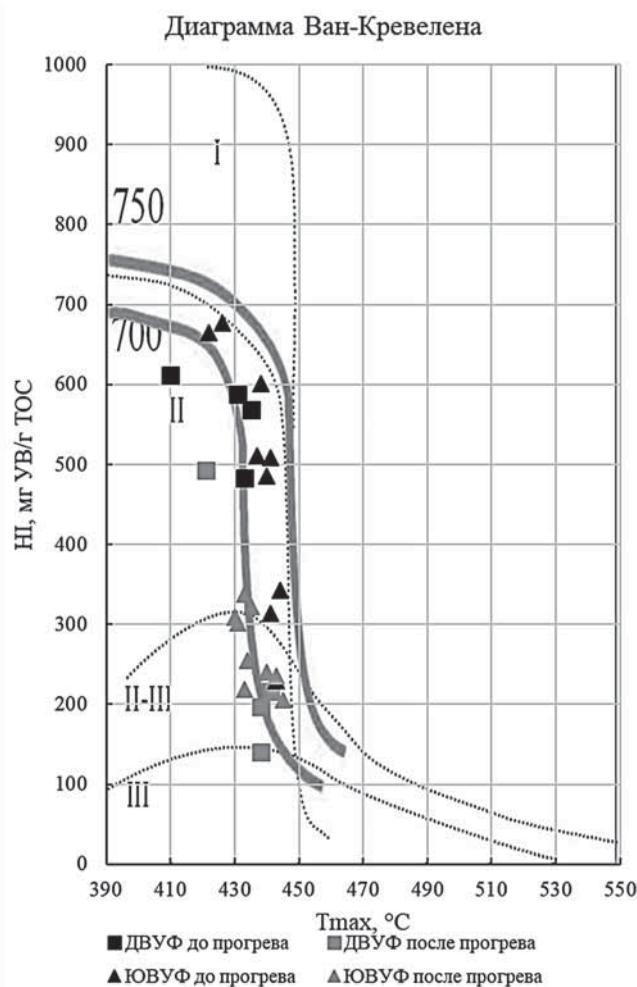


Рис. 1. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена для образцов после гидротермального воздействия в автоклавах, по [Козлова и др., 2015]

образцов после эксперимента в автоклавах (рис. 1). Установлено, что большинство образцов ДВУФ после гидротермального воздействия имеет водородный индекс 150–200 мг УВ/г ТОС, что соответствует степени преобразованности керогена ~70%. Породы ЮВУФ демонстрируют несколько более высокий показатель водородного индекса, находящийся в интервале 200–350 мг УВ/г ТОС, а степень преобразованности составляет 50–70%. С учетом того, что исходные значения характеризовали большинство образцов как незрелые или находящиеся в начале нефтяного окна, а степень преобразованности составляла 10–30%, можно утверждать, что в результате эксперимента удалось реализовать примерно половину генерационного потенциала керогена.

Отметим, что в целом степень преобразованности после гидротермального воздействия в автоклавах практически у всех образцов близка. Вероятнее всего, состав пород незначительно влияет на процесс преобразования керогена, тогда как степень преобразованности определяется энергией, приложенной в ходе эксперимента, т. е.

температурой воздействия. (Необходимо в будущем провести эксперименты при более высокой температуре воздействия и оценить возможность достижения стадий конца нефтяного окна—начала газового окна.) При этом для пород ЮВУФ несколько меньшую степень преобразованности (50–60%) можно наблюдать у образцов с менее зрелым исходным керогеном и большей концентрацией ОВ. Установлено, что в этих образцах ОВ имеет меньшую поверхность контакта с минеральной матрицей, что в случае генерации УВС только на поверхности керогена приведет к большему объему непреобразованного материала. Для пород ДВУФ более высокая степень преобразованности может быть результатом другого строения керогена, некоторыми отличиями в его природе по сравнению с керогеном ЮВУФ, накапливавшимся в разных обстановках. Можно предполагать, что для преобразования керогена ДВУФ необходимо приложить меньше энергии, возможно, процесс будет происходить при меньших значениях температуры. Это предположение в будущем будет проверено экспериментально.

Исследования изменения структуры пород методом компьютерной томографии показали, что в процессе генерации УВС образуются новые поры, имеющие либо сферическую либо линзовидную, вытянутую структуру (рис. 2). При этом основное влияние на изменение порового пространства оказывают текстура пород, количество керогена и степень его преобразованности. Как видно на рис. 2, в случае массивной текстуры и малого количества ОВ после температурного воздействия в породе образуются сферические поры (рис. 2, б), тогда как при слоистой текстуре после воздействия наблюдаются новообразованные вытянутые поры (рис. 2, г). При этом повышенное содержание керогена и более низкая стадия зрелости приводят к формированию пор большего размера, изменению структуры породы в результате флюидоразрыва (рис. 2, е). Результаты исследования пород после гидротермального воздействия методом компьютерной томографии позволяют предполагать, что в случае слоистой текстуры сформировавшиеся УВС создают избыточное давление, превышающее внешнее гидростатическое давление на образец, что приводит к изменению структуры пород и удалению продуктов генерации из образца. В случае массивной текстуры выход УВС менее вероятен, что, предположительно, может препятствовать дальнейшей генерации.

Закономерность генерации жидких углеводородов можно считать в общем единой практически для всех образцов пород. Установлено, что после гидротермального воздействия количество генерируемых легких углеводородных соединений (легкая «синтетическая» нефть) и тяжелых высокомолекулярных малоподвижных компонентов (тяжелая «синтетическая» нефть), выделившихся

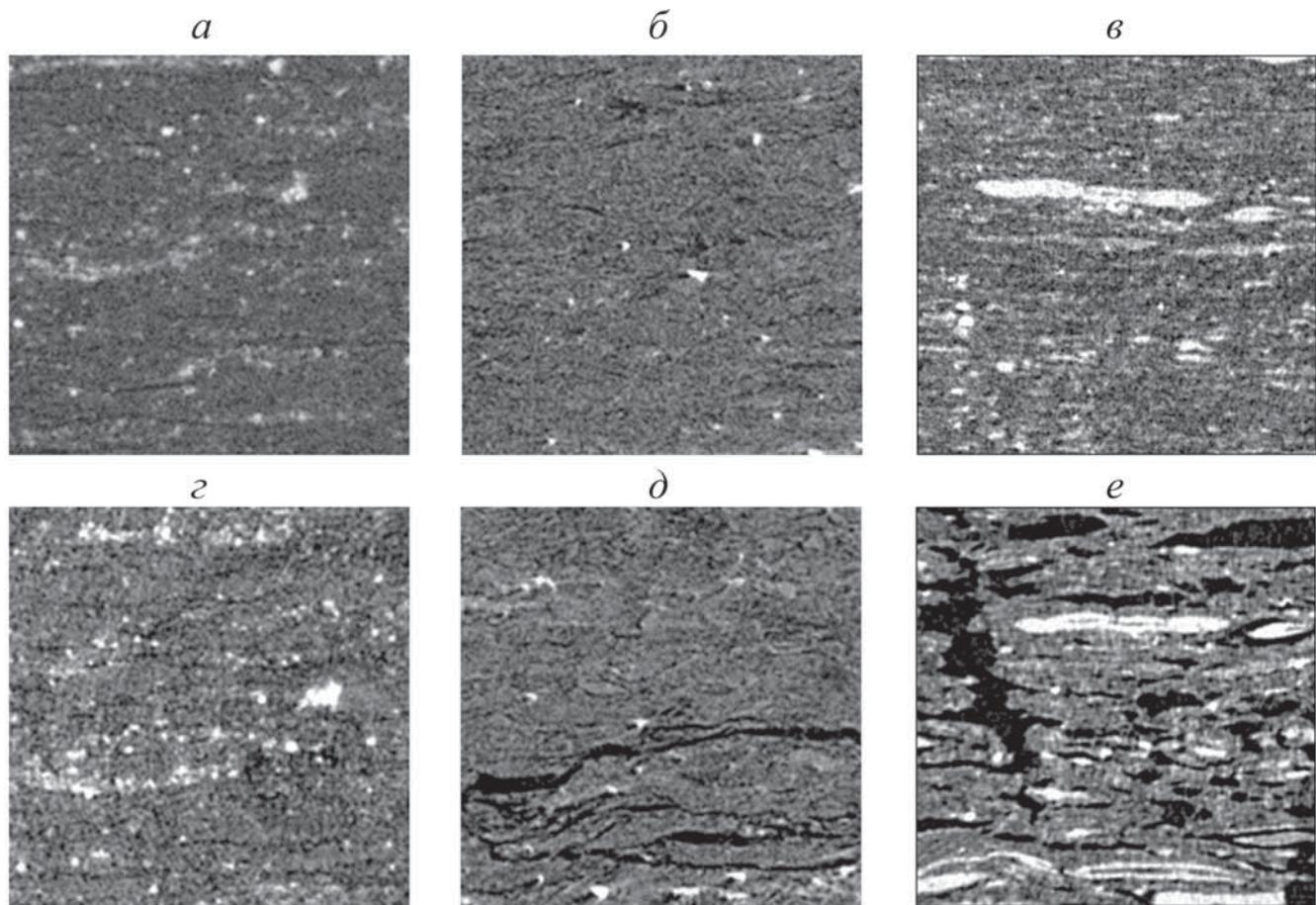


Рис. 2. Рентгеновские томографические срезы горных пород ЮВУФ: *а* — порода с массивной текстурой до прогрева; *б* — порода с массивной текстурой после прогрева; *в* — порода со слоистой текстурой до прогрева; *г* — порода со слоистой текстурой после прогрева; *д* — порода со слоистой текстурой и повышенным содержанием ОВ (>20% ТОС) до прогрева; *е* — порода со слоистой текстурой и повышенным содержанием ОВ (>20% ТОС) после прогрева

из большинства пород, практически не зависит от минерального состава и определяется в первую очередь количеством ОВ. На рис. 3 видно, что, как в случае легкой «синтетической» нефти, так и в случае тяжелой «синтетической» нефти, количество выделяющихся УВС фактически прямо пропорционально количеству ТОС. Незначительные отклонения выделения «синтетической» нефти, приводящие к меньшему количеству УВС, могут быть связаны с фильтрационно-емкостными свойствами пород, сложностью миграции слабо-подвижных УВС и выделению их из пород.

В то же время нельзя полностью исключать влияние состава пород на процесс генерации и количество формирующихся УВС. Так, установлено, что несколько большее количество выделившейся легкой «синтетической» нефти было получено для образцов ЮВУФ, содержащих повышенное количество кремнезема (больше 30 масс.%) и характеризуемых невысокими значениями ТОС (образцы с ТОС = 7÷9 масс.%). Анализ особенностей строения пород в шлифах и методом компьютерной томографии показал, что в этих породах ОВ распределено достаточно равномерно, не представлено крупными образованиями и имеет большую

поверхность контакта с кремнеземом. Можно предполагать, что кремнезем в определенной мере стимулирует генерацию легких УВС. Аналогично кремнезему каталитическое действие может оказывать пирит (рис. 3), что наблюдали для образца с содержанием ТОС 10,8 масс.%. В отличие от остальных образцов, в нем наблюдалось повышенное выделение продуктов крекинга керогена, и в то же время в нем содержится 13 масс.% пирита, находящегося по результатам компьютерной томографии в контакте с керогеном.

Обратный эффект наблюдался для большинства образцов, содержащих повышенную концентрацию карбонатного материала. В случае присутствия в породах карбонатов в количестве >20 масс.% выход легкой «синтетической» нефти снижается. При этом чем больше карбонатного материала, чем больше он контактирует с керогеном, тем ниже выход жидких продуктов (рис. 3). Карбонатный материал также препятствует каталитическому действию кремнезема (большинство пород ДВУФ) и пирита (образец № 48.53 не отклоняется от общего тренда, несмотря на повышенное содержание пирита (12,7 масс.%), количество карбонатного материала составляет 21,7 масс.%).

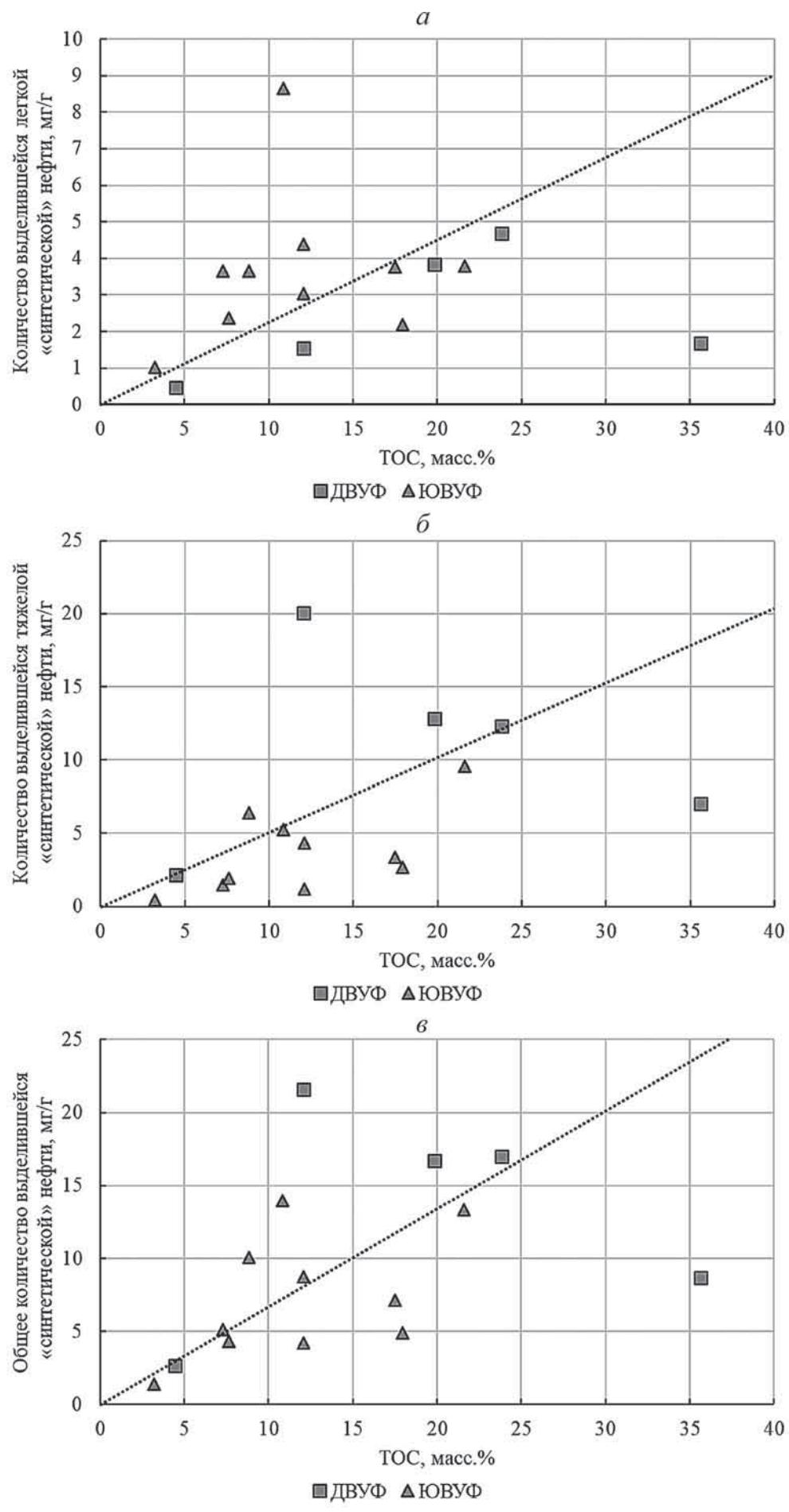


Рис. 3. Количество выделившихся УВС в зависимости от содержания ТОС в породе: *а* — легкая «синтетическая» нефть; *б* — тяжелая «синтетическая» нефть; *в* — общее количество «синтетической» нефти

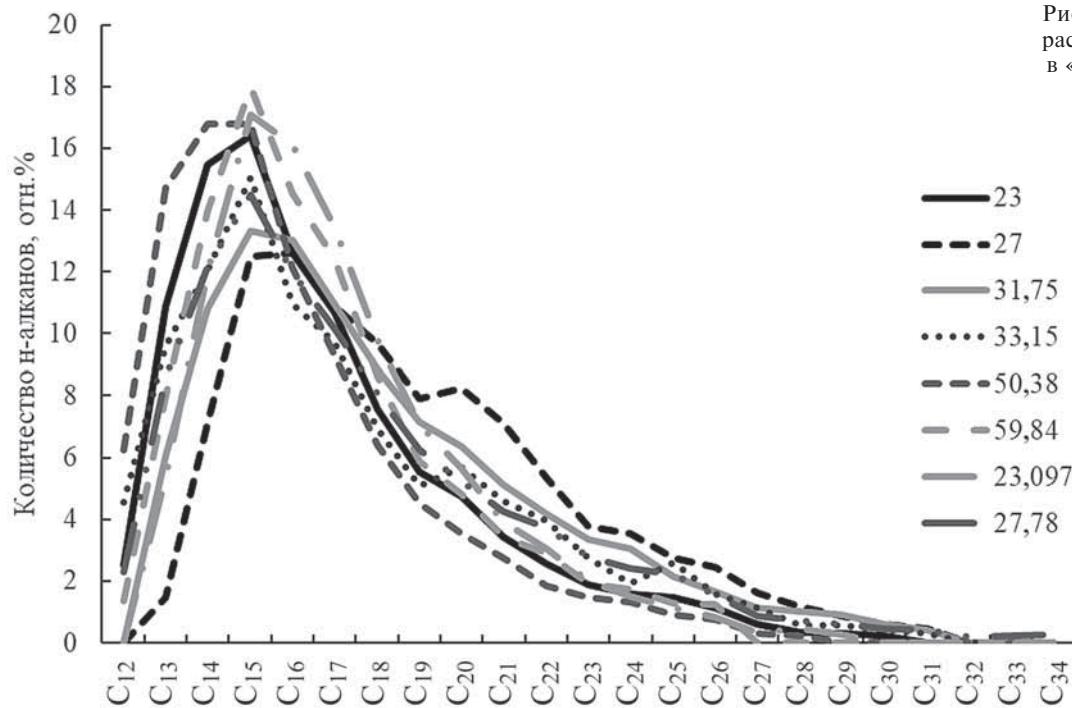


Рис. 4. Сводный график распределения н-алканов в «синтетических» нефтях

Отметим, что в одном образце ДВУФ генерация тяжелой «синтетической» нефти существенно выше как относительно общей линии тренда, так и относительно пород ЮВУФ с потенциально катализитически активными минералами (образец № 18-б). Состав пород и другие характеристики не позволяют объяснить полученные результаты. Предполагаем, что такое отклонение может быть обусловлено повышенным содержанием битумоидов в исходном образце или существенно отличающейся структурой порового пространства.

Общий выход «синтетической» нефти в целом подтверждает приведенную закономерность линейного выделения УВС от количества ТОС в породе (рис. 3). Отклоняющиеся значения ниже линии тренда характеризуют образцы пород с повышенным содержанием карбонатного материала и низким содержанием кремнезема. В случае высокого содержания кремнистого материала и карбонатов в породах ДВУФ количество выделившейся «синтетической» нефти хорошо коррелирует с ТОС. Более высокий выход УВС наблюдается для пород ЮВУФ с повышенным содержанием кремнистой составляющей. В случае образца ДВУФ с высоким выходом «синтетической» нефти, состоящей преимущественно из тяжелых высокомолекулярных соединений, объяснить такое выделение только составом пород не представляется возможным. Необходимы специальные исследования ОВ и структуры образца для обоснования полученных результатов.

Для оценки влияния характеристик пород и зрелости ОВ на состав получаемых продуктов был выполнен анализ легких «синтетических» нефтей методом хромато-масс-спектрометрии.

Установлено, что максимальная длина цепи нормальных алканов варьировала от образца к образцу (рис. 4). Установлено, что с увеличением зрелости ОВ увеличивается диапазон н-алканов, встречаются соединения с большей длиной цепи. Так, самый короткий ряд н-алканов наблюдается для «синтетической» нефти из незрелых образцов баженовской свиты № 31.75 и 33.15 (C₂₆ и C₂₈ соответственно). Более длинные цепочки встречаются у нефтей из образцов № 50.38 и 59.84, а наличие соединений с длиной цепи C₃₃–C₃₅ зафиксировано у нефтей образцов № 8.05 и 40.18 (C₃₅). В то же время в легких «синтетических» нефтях, полученных из образцов доманикового горизонта № 23-тт и 27-тт, находящихся в начале нефтяного окна, максимальная длина цепи для н-алканов составляет C₃₁. Таким образом, можно предположить, что зрелость исходного ОВ может влиять на наличие нормальных алканов с большей длиной цепи. При этом из пород с одинаковой зрелостью, представляющих ЮВУФ и ДВУФ, в породах ДВУФ выделяются более высокомолекулярные н-алканы с большей длиной цепи. Это различие связано с отличающейся природой ОВ.

Выявлено, что в легких «синтетических» нефтях, полученных из пород с одинаковой зрелостью, несколько отличается распределение н-алканов. Так, наиболее наглядное различие наблюдается для незрелых образцов ДВУФ № 23-тт и 27-тт. Как видно на рис. 4, в нефти из образца № 27-тт высота пика распределения ниже, максимум приходится на C₁₅–C₁₇, количество н-алканов с более короткой длиной цепи меньше по сравнению с распределением в нефти из образца № 23-тт. Менее наглядные различия, но демонстрирующие ту

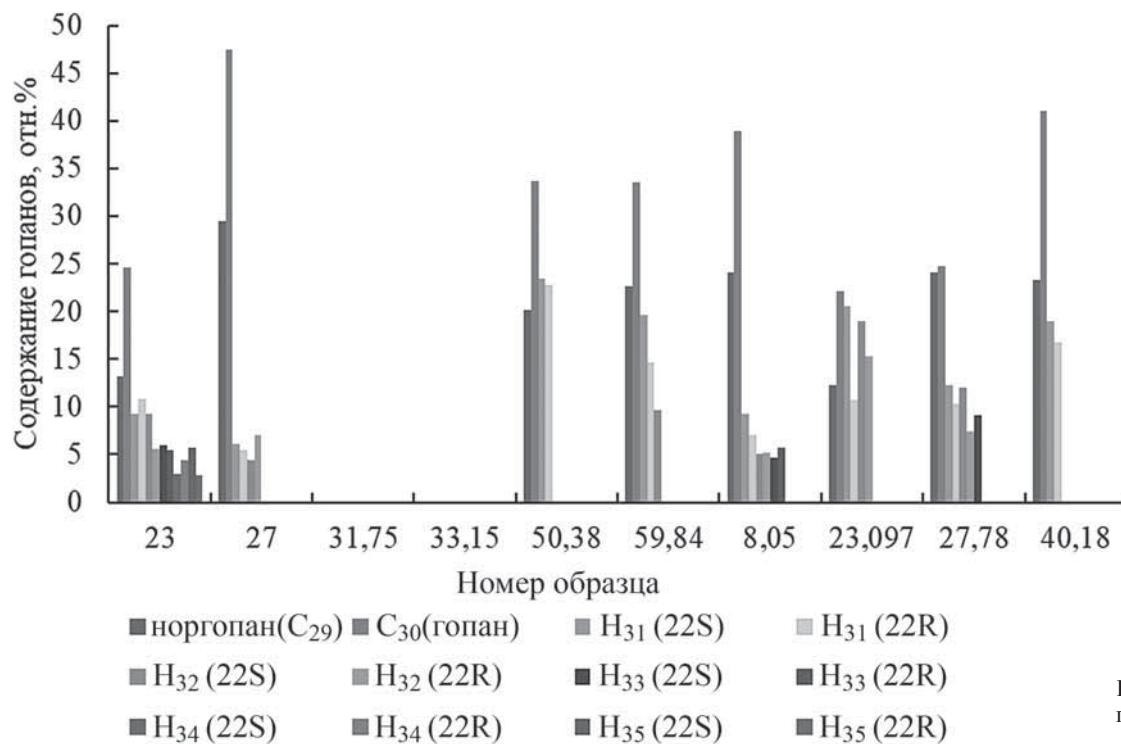


Рис. 5. Содержание гопанов в «синтетических» нефтях

же тенденцию, установлены для образцов № 50.38 и 59.84 из одной скважины в ЮВУФ. Выявлено, что в образце № 59.84 максимум распределения н-алканов незначительно смещен в область соединений с большей длиной цепи, в целом таких соединений в области максимума больше.

Различия между указанными парами образцов в первую очередь заключаются в повышенном содержании карбонатного материала в образце ДВУФ № 27-тт и образце ЮВУФ № 59.84 относительно образцов № 23-тт и № 50.38. В то же время аналогичное смещение максимума в сторону соединений с короткой длиной цепи встречено в паре образцов № 31.75 и № 33.15. Отличие между этими образцами определяется двукратным превышением количества пирита в образце № 31.75. В целом можно утверждать, что для распределения н-алканов в «синтетических» нефтях, полученных из разных пород высокоуглеродистых формаций, наблюдается тенденция к незначительному смещению в сторону соединений с меньшей длиной цепи в случае присутствия пирита и отсутствия в породах значительного количества карбонатного материала. Можно предполагать, что карбонаты несколько замедляют процесс формирования легких соединений, тогда как пирит его стимулирует.

При выявлении наличия высокомолекулярных соединений установлено, что в легких «синтетических» нефтях, полученных в результате гидротермального воздействия на породы ЮВУФ, фактически отсутствуют (количество соединений незначительно, пики не различимы по отношению к линии фона) стераны и терпаны, имеющие короткую длину цепи (t₂₃, t₂₄ и аналоги). В то

же время в «синтетических» нефтях из пород доманиковой высокоуглеродистой формации эти соединения частично присутствуют, однако их количество и наличие определяются фактически составом пород: чем больше в образце карбонатного материала, тем меньше разнообразие соединений. Присутствие кремнистого материала, находящегося в контакте с ОВ, наоборот, увеличивает выход различных соединений. Например, в нефти из карбонатизированного образца № 27-тт стераны практически отсутствуют, а в нефти из кремнистого образца № 4-аз присутствуют все изомеры стеранов C₂₇, C₂₈ и C₂₉. Наличие стеранов и ряда терпанов в продуктах гидротермального воздействия на породы ДВУФ подтверждает предположение о разных природе и строении керогена по сравнению с керогеном ЮВУФ.

Содержание гопанов в полученных «синтетических» нефтях приведено на рис. 5. Как видно на этом рисунке, гопаны отсутствуют в образцах № 31.75 и № 33.15, которые относятся к незрелым породам баженовской свиты, содержат большое количество ОВ, сконцентрированного в отдельных частях породы. В остальных образцах преобладают норгопан, гопан C₃₀ и соединения с длиной цепи H₃₁, H₃₂. Наиболее широкий ряд гопанов представлен в образце № 23-тт доманиковой формации. Анализ количества гопанов позволил установить следующую тенденцию: чем больше в образце кремнистого вещества и чем меньше карбонатного материала, тем более широкий ряд соединений, большее количество соединений с более длинной цепью формируется. Можно предположить, что в случае генерации гопанов из керогена при гидро-

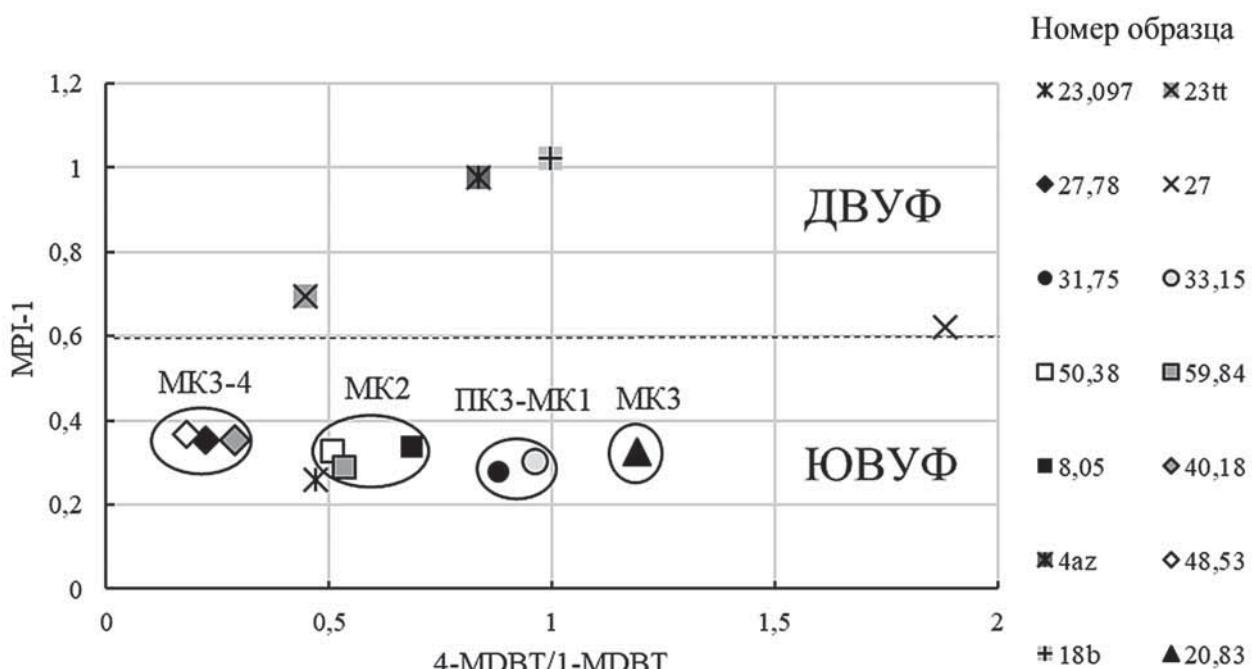


Рис. 6. Соотношение параметров зрелости 4-MDBT/1-MDBT — MPI-1 для выделившихся «синтетических» нефтей

термальном воздействии карбонаты препятствуют генерации или выделению из пород гопанов с большей длиной цепи.

Для оценки зрелости формируемых «синтетических» нефтей был рассчитан параметр 4-MDBT/1-MDBT, который характеризует только зрелость органического вещества, а также параметр $MPI-1=1,5\cdot(2mp+3mp)/(Phen+9mp+1mp)$, характеризующий как зрелость, так и обстановки осадконакопления или природу керогена. На графике (рис. 6) отношения этих параметров отмечается разделение ДВУФ и ЮВУФ по параметру MPI-1, который для ДВУФ превышает значение 0,6, в первую очередь вследствие накопления пород в присутствии карбонатного материала. Отметим, что «синтетические» нефти, полученные при гидротермальном воздействии на породы ЮВУФ, характеризуются инверсией зрелости относительно зрелости исходного ОВ. Самые зрелые «синтетические» нефти на этом графике получены из образцов № 31.75 и № 33.15 (незрелое ОВ), меньшей зрелостью обладают нефти из образцов № 8.05, 50.38, 59.84 и 23.097, наименее зрелой — нефти из образцов № 27.78, 48.53 и 40.18. Среди «синтетических» нефтей, полученных из пород ДВУФ, самой высокой зрелостью характеризуется нефть из образца № 27-тт, менее зрелая нефть из образца № 18б, далее следует нефть из образца № 4-аз, наименее зрелая нефть среди образцов этой формации в образце № 23-тт.

Таким образом, можно считать, что при гидротермальном воздействии на породы, содержащие незрелый кероген, сначала формируются легкие зрелые «синтетические» нефти. В дальнейшем, ве-

роятно, может происходить отделение от керогена тяжелых высокомолекулярных соединений и их вторичное преобразование, в результате чего получаемые нефти можно характеризовать как менее зрелые. Необходим более подробный детальный эксперимент, позволяющий изучить отдельные химические реакции формирования метилдибензотиофенов из керогена, находящегося на разных стадиях зрелости.

Дополнительно выполнено исследование газов, формирующихся из пород при гидротермальном воздействии. Установлено, что зависимость количества выделяющихся газов от ТОС — степенная (рис. 7). Отклонения от общей зависимости наблюдаются для образцов баженовской свиты с повышенным содержанием пирита и кремнезема, а также для образца доманиковой высокоуглеродистой формации, в котором содержится повышенное количество карбонатного материала (образец № 27-тт). Эти отклонения хорошо коррелируют с отклонениями, наблюдаемыми при оценке количества выделившейся «синтетической» нефти.

Исследования состава выделившихся «синтетических» газов показали, что по характеру распределения УВ и серосодержащих компонентов полученные газы достаточно близки (рис. 8). При этом по процентному соотношению метана в газовой смеси можно выделить три группы образцов:

- газы с концентрацией метана от 0,01 до 0,09 об.% получены из образцов пород баженовской свиты, находящихся на высокой стадии зрелости;
- газы со значением концентрации метана от 0,25 до 0,32 об.% получены из образцов пород

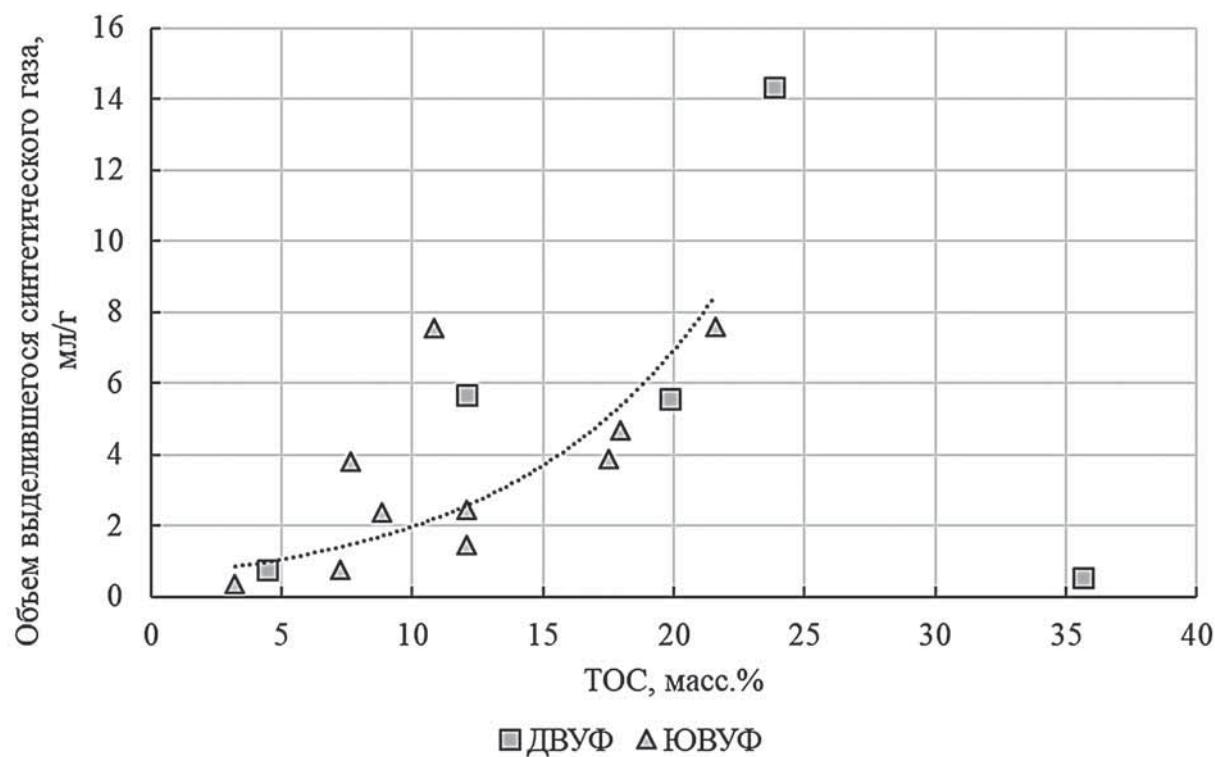


Рис. 7. Зависимость объема выделившегося газа от содержания ТОС в породе

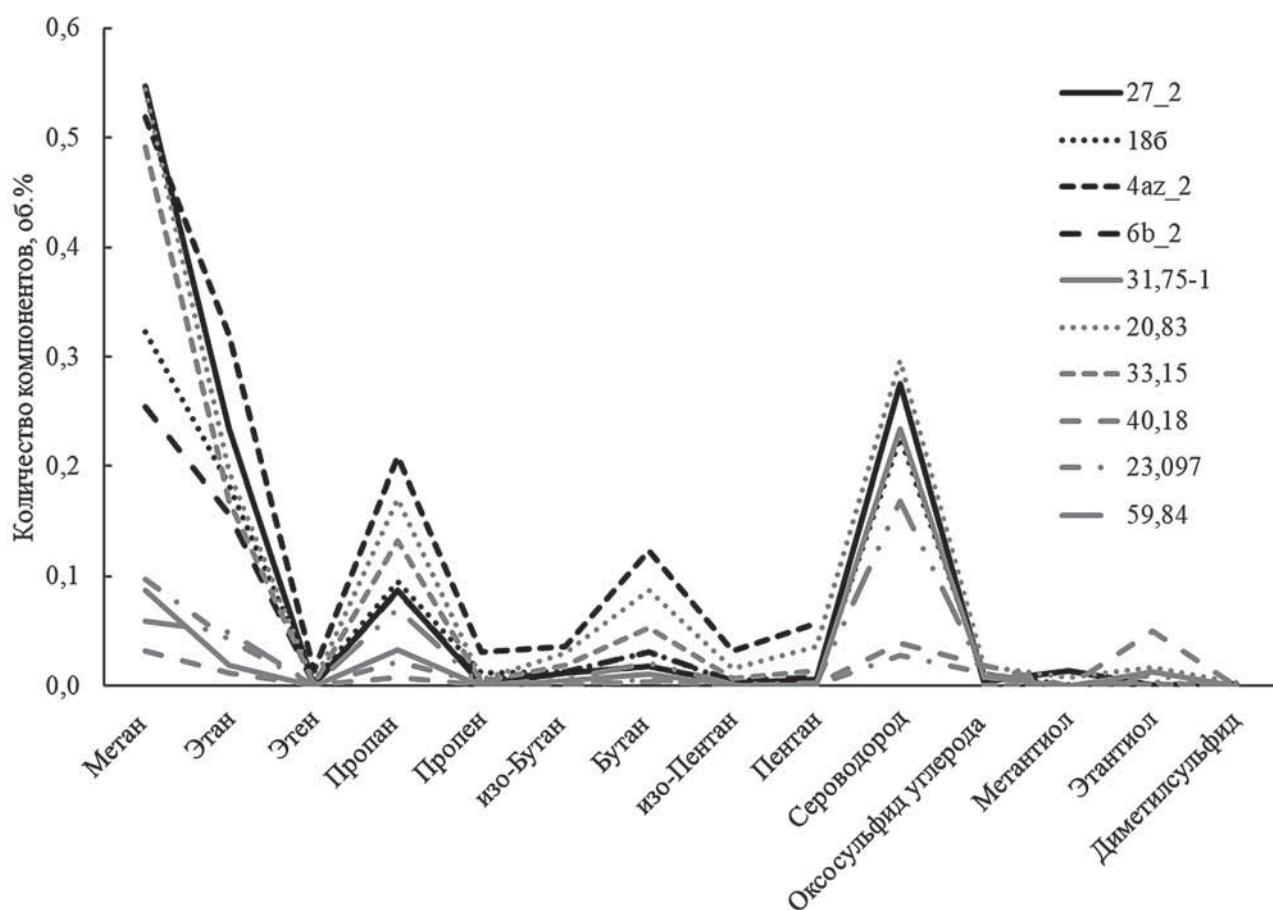


Рис. 8. Распределение углеводородов и серосодержащих соединений в сгенерированных газообразных продуктах

доманиковой формации, находящихся в середине нефтяного окна;

— газы с максимальной концентрацией метана (от 0,49 до 0,54 об.%) получены из образцов пород с незрелым ОВ.

В то же время не удалось установить зависимость состава выделившихся «синтетических» газов от состава пород. Содержание сернистых летучих компонентов может быть как высоким, так и низким для пород с одинаковой зрелостью, но оно не зависит от количества пирита в образце. Возможно, такие различия обусловлены наличием серы непосредственно в керогене либо определяются контактом пирита с ОВ. На следующем этапе исследований планируется выделить кероген и определить его элементный состав, а также подобрать новую коллекцию образцов таким образом, чтобы учесть взаимодействие пирита с ОВ и оценить его влияние на процесс генерации «синтетических» нефти и газа.

Заключение. Полученные результаты показывают, что тепловое воздействие на породы высокоуглеродистых формаций позволяет преобразовать ОВ, сгенерировать углеводороды и изменить структуру порового пространства. Состав выделяющихся УВС зависит от ряда параметров, к которым относятся зрелость ОВ, его природа, распределение в объеме породы, а также состав пород, в том числе содержание кремнистого вещества, карбонатов и пирита, и их расположение в объеме породы. При гидротермальном воздей-

ствии на породы высокоуглеродистых формаций в течение 12 ч при температуре 350 °C генерационный потенциал пород реализуется на 50–90%. При этом на степень реализации генерационного потенциала состав пород практически не влияет. В то же время от состава пород зависит количество выделяющихся продуктов, а также состав жидкой фракции. Установлено, что кремнезем и пирит могут стимулировать генерацию отдельных УВС, тогда как карбонатный материал преимущественно первичного происхождения, в первую очередь представленный кальцитом, в целом ингибитирует протекание некоторых химических процессов формирования ряда соединений.

В дальнейшем планируется ряд экспериментов, которые помогли бы подробнее изучить влияние указанных минеральных компонентов на процессы генерации нефти и газа, их роль в качестве катализаторов и ингибиторов отдельных химических реакций.

Полученные результаты позволяют не только моделировать процессы генерации нефти и приблизиться к более точному восстановлению геологической истории процессов формирования высокоуглеродистых толщ, но и оценить перспективы возможной разработки и применения технологий искусственного стимулирования пласта и повышения добычи нефти при разработке.

Финансирование. Работы выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-35-20036).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белецкая С.Н. Первичная миграция нефти. М.: Недра, 1990. 288 с.
- Белецкая С.Н. Механизмы и факторы первичной миграции нефти. Моделирование первично-миграционных процессов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. № 2.
- Белкин В.И., Ефремов В.П., Каптелинин Н.Р. Модель коллекторов нефти баженовской свиты Салымского месторождения // Нефтяное хозяйство. 1983. № 10. С. 27–31.
- Бурдельная Н.С., Бушнев Д.А., Мокеев М.В. Экспериментальное моделирование катагенеза средневолжского горючего сланца // Вестн. ин-та геол. Коми науч. центра Урал. отд. РАН. 2012. № 11. С. 18–22.
- Бычков А.Ю., Калмыков А.Г., Бугаев И.А. и др. Экспериментальные исследования получения углеводородных флюидов из пород баженовской свиты при гидротермальном воздействии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 4. С. 34–39.
- Вашкевич А.А., Стрижнев К.В., Шашель В.А. и др. Прогноз перспективных зон в отложениях доманикового горизонта на территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Нефтяное хозяйство. 2018. № 12. С. 14–17.
- Гарифуллина В.В., Веденина Н.Г. О выделении пластовых коллекторов доманиковых отложений по результатам углеродно-кислородного каротажа // Экспозиция нефть, газ. 2017. № 2. С. 55.
- Зубков М.Ю., Сонич В.П., Зарипов О.Г. Геологические и литолого-геохимические критерии промышленной нефтеносности отложений баженовской свиты Западной Сибири // Сб. науч. тр. ИГиРГИ «Проблемы нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири». М., 1986. С. 5–14.
- Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. М: ГЕОС, 2017. 247 с.
- 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.
- Калмыков А.Г., Карпов Ю.А., Топчий М.С. и др. Влияние катагенетической зрелости на формирование коллекторов с органической пористостью в баженовской свите и особенности их распространения // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 2. С. 159–171.
- Козлова Е.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А. и др. Технология исследования геохимических параметров органического вещества керогенонасыщенных отложений (на примере баженовской свиты, Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 44–53.
- Лопатин Н.П., Емец Т.П. Пиролиз в нефтяной геологии. М.: Наука, 1987. 143 с.
- Мормышев В.В., Завьялец А.Н. Схема строения и обоснование режима разработки пласта Ю₀ Салымского

месторождения // Особенности подсчета запасов нефти в баженовских отложениях Западной Сибири. Тюмень: СибНИИНП, 1985.

Санникова И.А., Ступакова А.В., Большакова М.А. и др. Региональное моделирование углеводородных систем баженовской свиты в Западно-Сибирском бассейне // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 2. С. 203–212.

Сонич В.П. Тип коллектора в породах баженовской свиты и механизм его образования // Особенности подсчета запасов нефти в баженовских отложениях Западной Сибири. Тюмень: СибНИИНП, 1985.

Стенников А.В., Бугаев И.А., Калмыков А.Г. и др. Экспериментальное исследование гидротермального получения нефти из пород доманиковой свиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 6. С. 64–69.

Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Коробова Н.И. и др. Доманиковые отложения Волго-Уральского бассейна — типы разреза, условия формирования и перспективы нефтегазоносности // Георесурсы. 2017. Спецвыпуск. Ч. 1. С. 112–124.

Топор Н.Д., Огородова Л.П., Мельчакова Л.В. Термический анализ минералов и неорганических соединений. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. 190 с.

Ma C., Elsworth D., Dong C. et al. Controls of hydrocarbon generation on the development of expulsion fractures in organic-rich shale: Based on the Paleogene Shahejie Formation in the Jiyang Depression, Bohai Bay Basin, East China // Marin. Petrol. Geol. 2017. Vol. 86. P. 1406–1416.

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

Gilyazetdinova D., Korost D. Studying of shale organic matter structure and pore space transformations during hydrocarbon generation // Springer series in geomechanics and geoengineering. Advances in laboratory testing and modelling of soils and shales. 2017. P. 382–387.

Kobchenko M., Panahi H., Renard F. et al. 4D imaging of fracturing in organic-rich shales during heating // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2011. Vol. 116, № B12.

Lafargue E., Espitalie I.J., Broks T.M., Nyland B. Experimental simulation of primary migration // Advances in Organic Geochemistry. 1993. Vol. 22. P. 575–586.

Rudkiewicz J.L., Brevart O., Connan J., Montel F. Primary migration behaviour of hydrocarbons: from laboratory experiments to geological situations through fluid flow models // Advances in Organic Geochemistry. 1994. Vol. 22, N 3–5. P. 631–639.

Saif T., Lin Q., Bijeljic B., Blunt M.J. Microstructural imaging and characterization of oil shale before and after pyrolysis // Fuel. 2017. Vol. 197. P. 562–574.

Stuart R. Stock, Microcomputed Tomography, methodology and applications. Taylor & Francis Group, 2009.

Teixeira M. G., Donzé F., Renard F. et al. Microfracturing during primary migration in shales // Tectonophysics. 2017. Vol. 694. P. 268–279.

Tiwari P., Deo M., Lin C.L., Miller J.D. Characterization of oil shale pore structure before and after pyrolysis by using X-ray micro CT // Fuel. 2013. Vol. 107. P. 547–554.

Zhao J., Yang D., Kang Z., Feng Z. A micro-ct-study of changes in the internal structure of Daqing and Yan'an oil shales at high temperatures // Oil Shale. 2012. Vol. 29, N 4. P. 357–367.

Поступила в редакцию 29.09.2020

Поступила с доработки 30.10.2020

Принята к публикации 30.10.2020

УДК 553.08

**С.В. Вяткин¹, Г.Ю. Криулина², В.К. Гаранин³, Д.В. Коногорова⁴,
Е.А. Васильев⁵, Г.Г. Самосоров⁶**

МОРФОЛОГИЯ И ДЕФЕКТНО-ПРИМЕСНЫЙ СОСТАВ АЛМАЗОВ ИЗ ТРУБКИ ЗАПОЛЯРНАЯ

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

*ФГБУН Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, 119071 Москва, Ленинский просп., 18, корп. 2
Научно-исследовательское геологическое предприятие (НИГП) АК «АЛРОСА» (ПАО),
678170, Республика Саха (Якутия), г. Мирный, Чернышевское шоссе, 16*

ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский горный университет», 199106, Санкт-Петербург, 21-я В.О., 2

*Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
Fersman Mineralogical Museum, 119071, Moscow, Leninsky ave., 18, bd. 2*

*Geo-Scientific research Enterprise (NIGP) PJSC ALROSA
678170, Republic of Sakha (Yakutia), Mirny, Chernyshevskoe sh., 16
Saint-Petersburg Mining University, 199106, St Petersburg, 21st Line, 2*

Методами морфологического анализа, ИК, ФЛ и ЭПР исследована представительная коллекция алмазов первой партии промышленной добычи из трубы Заполярная. Алмазы относятся к средне-низкоазотным, по составу и соотношению примесных центров они наиболее близки алмазам Далдыно-Алакитского района Якутии. Типоморфные признаки алмазов из трубы Заполярная — преобладание кривограных додекаэдроидов, значительная степень развития процессов растворения, травления и пластической деформации, близкое к максимальному содержание ИК-дефектов B2, минимальное содержание водорода, а также широкое распространение парамагнитных центров W7.

Ключевые слова: алмаз, трубка Заполярная, морфология, типоморфизм, методы ИК, ФЛ, ЭПР.

A representative collection of Zapolyarnaya pipe diamonds of the first batch of industrial production was studied by methods of morphological analysis, IR, FL, and EPR. Diamonds belong to the medium-low-nitrogen, they are the closest to the Daldyn-Alakit area diamonds in terms of their composition and ratios of impurity centers. Typomorphic features for diamonds of Zapolyarnaya pipe are the predominance of curved dodecahedroids, a significant degree of development of the processes of dissolution, etching and plastic deformation, close to the maximum content of IR defects B2, the minimum content of hydrogen, as well as a wide spread of paramagnetic centers W7.

Key words: diamond, Zapolyarnaya pipe, morphology, typomorphism, IR, FL, EPR.

Введение. Кимберлитовая трубка Заполярная наряду с трубками Деймос, Новинка и Комсомольская-Магнитная входит в состав Верхнемунского месторождения алмазов, расположенного в бассейне р. Улах-Муна (Западная Якутия). По оценкам специалистов АК «АЛРОСА», запасов месторождения Верхнемунское достаточно для продолжения добычи до 2042 г. Промышленная разработка месторождения была начата с трубы Заполярная в октябре 2018 г. Данные, получаемые в результате добычи и изучения алмазов трубы, важны при прогнозировании степени алмазонности и качества алмазов других трубок Верхне-

мунского поля. При этом, как показали работы по уточнению алмазоносности в марте 2019 г. (по материалам сайта www.alrosa.ru), трубка Заполярная — одна из самых богатых крупными алмазами среди месторождений АК «АЛРОСА». Некоторые из добываемых крупных алмазов ювелирного качества представлены на рис. 1.

В работах [Костровицкий и др., 2015; Харьков и др., 1998] обобщены результаты изучения вещественного состава кимберлитовых пород верхних горизонтов трубы Заполярная. Авторами выделены породы трех фаз внедрения, однако по вещественному составу четких различий между

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: vyt_box@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, науч. с.; канд. геол.-минер. н.; e-mail: galinadiamond@gmail.com

³ Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н.; e-mail: vgaranin@mail.ru

⁴ НИГП АК «АЛРОСА», мл. науч. с.; e-mail: konogorovadv@alrosa.ru

⁵ Санкт-Петербургский горный университет, вед. инж., канд. геол.-минер. н.; e-mail: simphly12@mail.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: geoggem@mail.ru

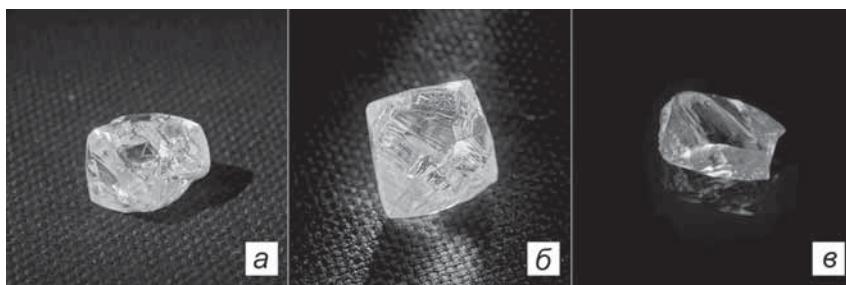


Рис. 1. Крупные алмазы ювелирного качества из трубы Заполярная (кар.): *а* — 51,49, добыт в конце 2018 г.; *б* — 98,8, добыт в феврале 2019 г.; *в* — 17,44, ярко-желтый, добыт в феврале 2020 г. (по материалам сайта www.alrosa.ru)

кимберлитами отдельных фаз не обнаружено. Соотношение макрокристаллов и основной массы составляет в среднем 1:1. Макрокристаллы представлены оливином, в значительной степени серпентинизированным. В основной массе содержатся первовскит, флогопит, титаномагнетит и апатит. Мезостазис представлен кальцитом-серпентиновым агрегатом, в котором также присутствует первовскит. В тяжелой фракции кимберлитов доминируют гранаты, нередко окруженные келифитовой оболочкой, отвечающие ультраосновному и основному парагенезисам. При этом более 50% гранатов, по данным [Харьков и др., 1998], отвечает лерцолитовому парагенезису, однако характерная особенность кимберлитов Верхнемунского поля — присутствие значительного числа (19,5%) низкохромистых гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса. Ильменит, пироксены, хромшпинелиды единичны. Несмотря на крайне малое содержание ильменита, среднее содержание TiO_2 в кимберлитах составляет 1,17% [Харьков и др., 1998], причем в значительной мере за счет присутствия первовскита в мезостазисе. По классификации, представленной в работе [Кононова и др., 2011], кимберлиты трубы Заполярная относятся к умеренно-титанистому петрогохимическому типу.

Рассмотрим результаты комплексного минералогического исследования представительной коллекции алмазов из первой партии добычи, предоставленной компанией «АЛРОСА».

Материалы и методы исследований. Исходная проба — 2380 кристаллов алмаза двух размерно-весовых групп: −12+11 с общей массой кристаллов 400 кар. (масса одного кристалла в пределах 0,30–0,45 кар.) и −9+7 с общей массой кристаллов 150 кар. (масса одного кристалла 0,10–0,15 кар.). Исходная проба выделена из соответствующих размерных фракций общей партии методом механического квартования. Все кристаллы пробы разделены по цвету и визуально по характеру фотолюминесценции. По этим двум признакам из исходной пробы выделена статистически идентичная выборка в 1000 кристаллов, равные половины (шт.) из которой принадлежат размерно-весовым группам −12+11 и −9+7. Для всех алмазов выборки проведено покристальное минералогическое описание. Кроме того, выполнены спектроскопические исследования методами фотолюминесценции спектроскопии (ФЛ, 112 шт.), инфракрасной

спектроскопии (ИК, 559 шт.) и электронного парамагнитного резонанса (ЭПР, 101 шт.).

Минералогическое описание алмазов сделано под бинокуляром «Motic» SMZ-143 с УФ осветителем-боксом (365 нм). Регистрацию ИК-спектров проводили на Фурье-спектрометре «Vertex-70» (фирма «Bruker») с микроскопом «Hyperion-1000». Для исследования люминесцентных свойств использованы спектрофлюориметры «Fluorolog-3» (съемка при комнатной температуре) и «RenishawInVia» (съемка при 77 К). Спектры ЭПР регистрировали на спектрометрах «Varian E-115» и «CMS-8400».

Результаты исследований и их обсуждение. Минералогическое описание алмазов проводилось по следующей схеме: габитус кристалла, разновидность по классификации Ю.Л. Орлова [Орлов, 1984], морфология поверхности — формы роста и растворения, акцессорное травление, наличие двойников и сростков, степень сохранности, характер и интенсивность окраски, визуальная оценка наличия и состава включений, а также цвет, однородность и интенсивность фотолюминесценции.

Подавляющее большинство исследованных алмазов из трубы Заполярная (96,7%) принадлежит к I разновидности по классификации Ю.Л. Орлова (табл. 1). Более половины кристаллов (57,2%) представлены кривогранными додекаэдроидами, большая часть из которых (30,2%) — ламинарные.

Морфология поверхности алмазов из трубы Заполярная весьма разнообразна. Границы, ребра и вершины большинства кристаллов усложнены формами роста (рис. 2, 3) и растворения (рис. 4, 5). Их отсутствие зафиксировано лишь для 4,4% кристаллов. Алмазы, оформленные исключительно сколовыми поверхностями без участков первоначальной огранки, составляют <1%.

Кристаллы алмаза из трубы Заполярная в целом отличаются высокой степенью овализации и проявления процессов слаживающего окислительного растворения, которые характеризуются формами, изменяющими поверхность кристалла в целом (рис. 4). В то же время локальное акцессорное травление, приводящее к появлению линейных и малоразмерных нарушений поверхности граней, проявлено в средней степени (рис. 6).

Частота проявления различных типов акцессорного травления на кристаллах алмаза из трубы

Таблица 1
Частота встречаемости кристаллов алмаза
по габитусным типам и разновидностям
по классификации Ю.Л. Орлова

Разновидности по классификации Ю.Л. Орлова	Разно-видность	Форма кристаллов	Содержание, %	
	I	плоскогранные	октаэдр	9,7
		плоскогранно-кривогранные ряды	октаэдр—додекаэдроид	15,9
		октаэдр—ромбододекаэдр	10,7	
		октаэдр—ромбододекаэдр—куб	1,4	
		псевдокуб	0,2	
	II	кривогранные додекаэроиды	додекаэроид уральского типа	19,9
			ламинарный додекаэроид	30,2
			псевдоромбододекаэдр	7,1
		неопределенные формы	1,6	
	III	куб	0,3	
	IV	алмаз в оболочке	0,1	
	VII	поликристаллические агрегаты	крупнокристаллические	1,6
	VIII		мелкокристаллические (с темной центральной зоной)	0,5
	IX		зернистые	0,2

Заполярная приведена на рис. 7. Без следов акцессорного травления выявлено 9,5% алмазов. Слабая степень акцессорного травления — присутствуют немногочисленные ямки, единичные треугольные фигуры — проявлена у 34,6% кристаллов. В группу со средней степенью травления включены алмазы с каналами травления различного типа, кавернами и отрицательными пирамидами, таких кристаллов 34,1%. Наконец, 21,8% алмазов имеет сильную степень акцессорного травления, практически и полностью покрыто каналами и другими формами травления, которые в значительной степени скрывают первоначальный габитус кристаллов. Часто мелкие отрицательные треугольные фигурки трацируют линии скольжения. Встречаются тонкие каналы травления, уходящие в трещины кристалла.

Распределение алмазов по наличию двойников и сростков отражено в табл. 2. Процентное содержание отличающихся по характеру образования

Таблица 2

Наличие двойников и сростков кристаллов алмаза из трубки Заполярная

Характер образования	Содержание кристаллов, %
Монокристалл	67,7
Сросток	8,9
Кристалл с вростком	5,3
Шпинелевый двойник	10,3
Кристалл с двойниковым швом	5,5
Поликристаллический агрегат	2,3

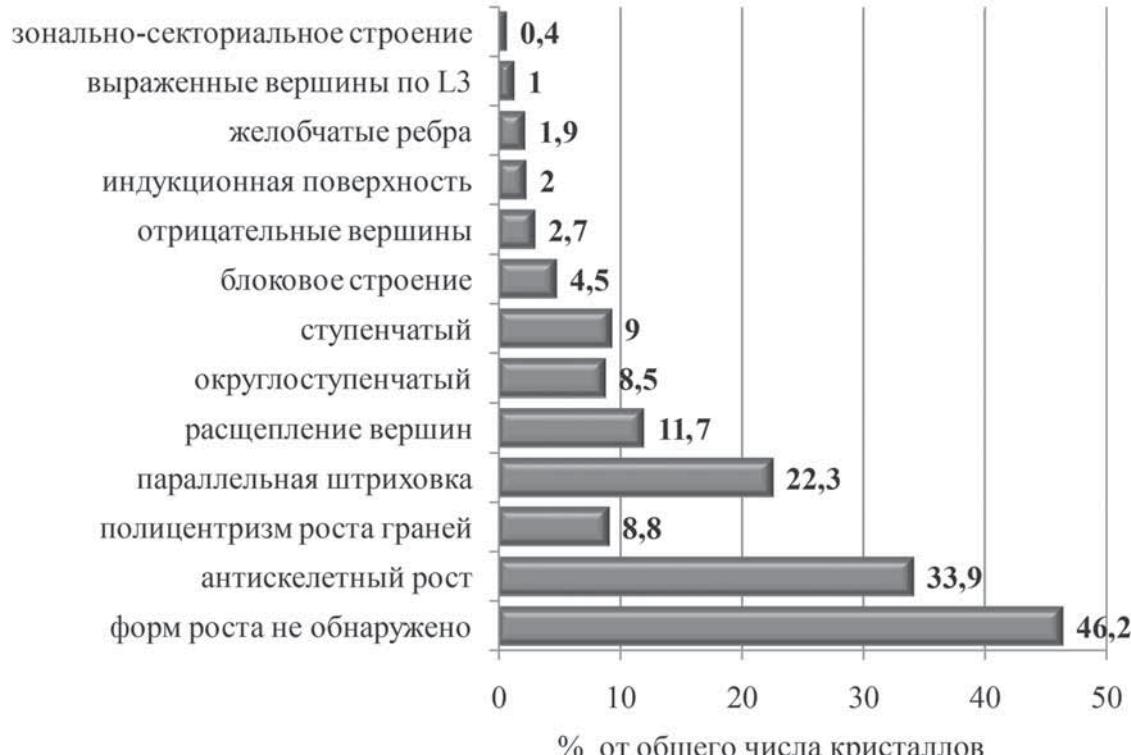


Рис. 2. Частота проявления различных форм роста на поверхности кристаллов алмаза из трубки Заполярная. Сумма различных форм превышает 100%, так как на одном кристалле часто встречаются несколько их типов

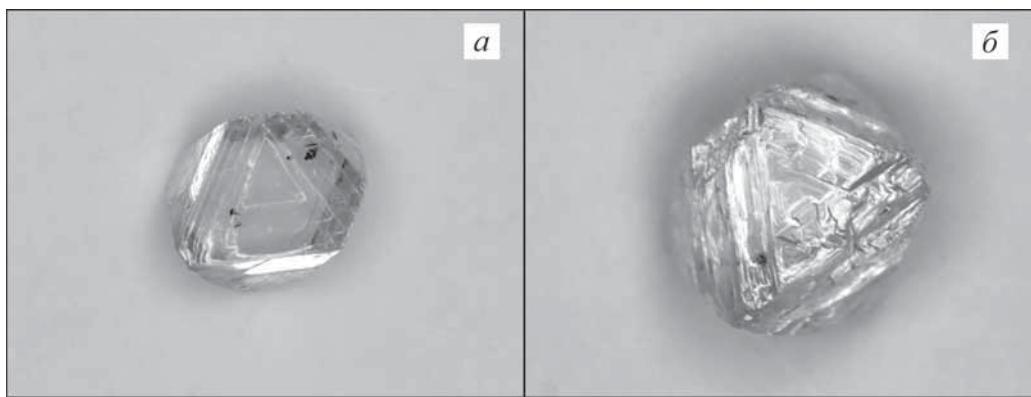


Рис. 3. Морфология поверхности алмазов: *а* — обр. Зап.4-11, плоскогранный тонкослоистый октаэдрический кристалл с антискелетным механизмом роста, с выраженным поликентрическим характером роста граней и параллельной штриховкой; *б* — обр. Зап.14-1, плоскогранный октаэдрический кристалл с антискелетным механизмом роста, выраженным поликентрическим характером роста граней, средней ступенчатостью и параллельной штриховкой. Здесь и далее фото алмазов приведены в одном масштабе, поле зрения 7×5,2 мм

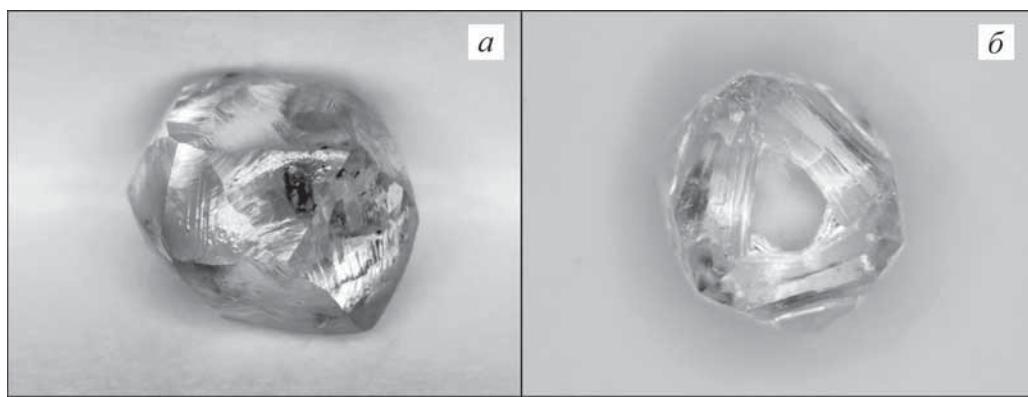


Рис. 4. Частота проявления различных форм растворения на поверхности кристаллов алмаза из трубки Заполярная. Сумма различных форм превышает 100%, так как на одном кристалле часто встречается несколько их типов

кристаллов алмаза достаточно близко для разных габитусных форм, однако отметим увеличение сростков среди ромбододекаэдров и кубических форм.

Степень сохранности алмазов из трубки Заполярная невысокая. На долю целых образцов приходится 43,7%, на долю кристаллов со сколами — от 1/3 до 2/3 объема, 13,1%. Оставшиеся 43,2% суммарно составляют обломки (31,1%) и осколки (11,9%), представляющие собой фрагменты кристаллов с объемом менее 1/3 от полного объема. По характеру сколов наиболее распространены индивиды с протомагматическим характером сколов (25,1%), кристаллы с техногенными сколами составляют 17,7%, оставшиеся 13,5% имеют комбинированный характер повреждений.

Фактически разделение алмазов по окраске в ходе исследований выполнено дважды — при выделении из исходной пробы выборки в 1000 кристаллов и при их минералогическом описании. В табл. 3 приведены данные минералогического описания, так как в этом случае окраску определяли с использованием геммологических эталонов [ГОСТ Р 51519.2-99], а также разделены ее сингенетический и эпигенетический типы. К сингене-

тическому типу отнесена окраска, обусловленная структурными примесями (оттенки желтого) и мелкодисперсными включениями графита (оттенки серого). К эпигенетическому типу отнесена окраска, приобретенная в результате процессов природного облучения (оттенки зеленого) и пластической деформации (оттенки коричневого и розового). Указанная в табл. 3 интенсивность окраски кристаллов, не считая бесцветных, имеет 4 градации — от слабого оттенка к интенсивному цвету. Для каждого кристалла возможно проявление в различной степени того или иного типа окраски; их сочетание определяет результатирующий цвет кристалла. Термин «бесцветные» в разделах «Сингенетическая» и «Эпигенетическая окраска» обозначает кристаллы, не имеющие сингенетической или эпигенетической окраски соответственно. Действительно, бесцветные кристаллы не имеют ни того, ни другого типа окраски, таких алмазов в исследованной выборке всего 19,8%. Преобладают кристаллы с видимой окраской: суммарно в градации от видимого оттенка до интенсивного цвета попадает 57,5% алмазов. Сингенетическую желтую окраску различной интенсивности имеет 43,6% кристаллов; эпигенетическая коричневая

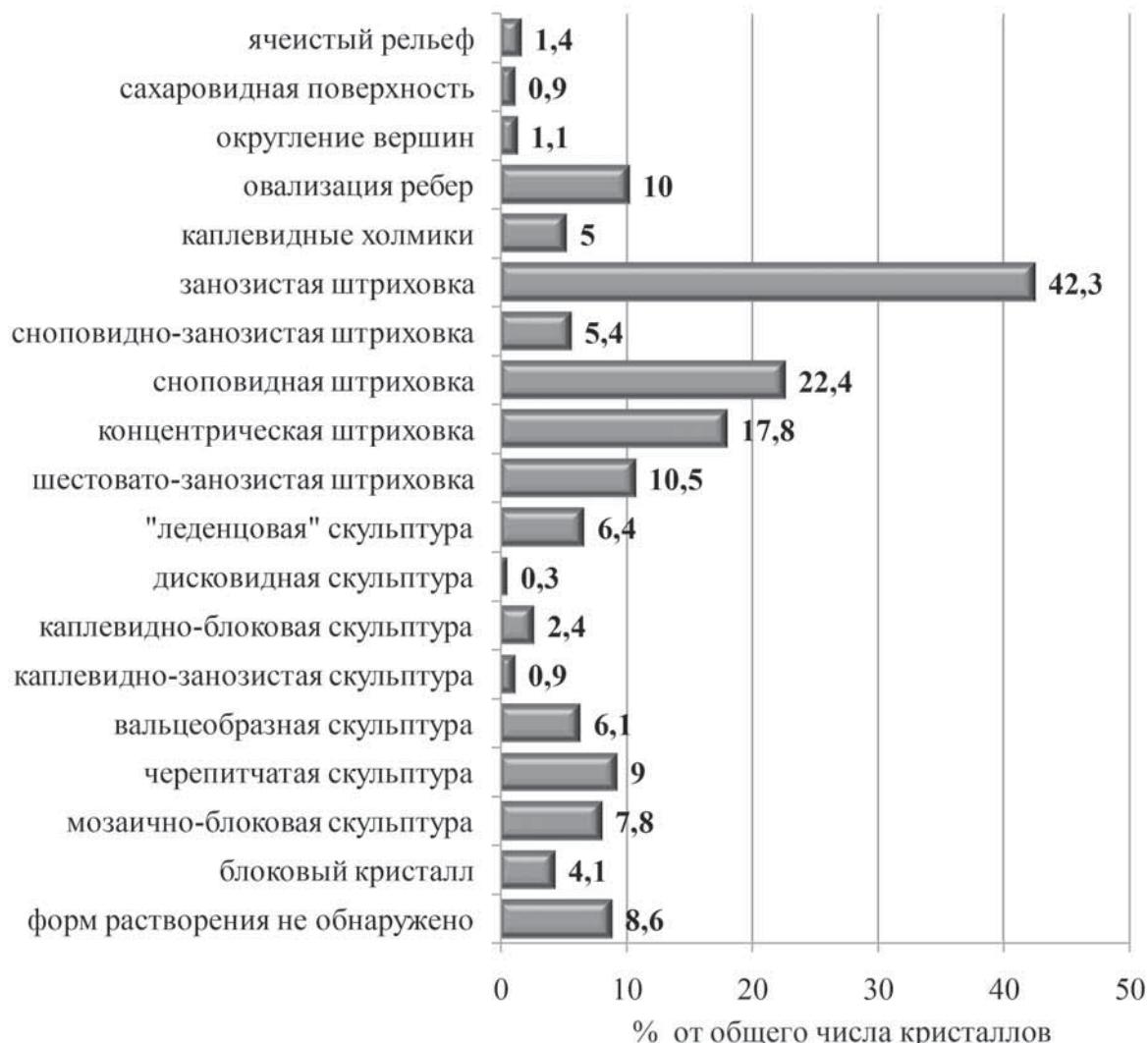


Рис. 5. Морфология поверхности алмазов: *а* — обр. Зап.62-1, дымчато-коричневый додекаэдроид с сноповидно- занозистой, концентрической штриховкой у выходов осей L3 и полосами пластической деформации; *б* — обр. Зап. 1-1, кристалл комбинационной формы с положительными и отрицательными в рельфе фигурами, сноповидной штриховкой и леденцовой скульптурой

окраска различных оттенков проявлены у 54,1% образцов, в то же время количество интенсивно окрашенных кристаллов составляет 5,2%.

Наличие и состав включений в алмазах отражены на рис. 8. Отметим, что диагностика включений проводилась визуально при минералогическом описании, поэтому, строго говоря, она предварительная. В то же время анализ небольшого числа кристаллов с приповерхностным расположением включений методом КР-спектроскопии не выявил существенных ошибок в визуальной диагностике. Обозначение графит/сульфид на рис. 8 введено для включений, которые нельзя однозначно разделить между этими категориями. К группе оливин—сульфид, напротив, отнесены включения, образованные из оливина и сульфидного минерала по дисковидной трещине вокруг него (рис. 9). Такая ассоциация типична для включений в алмазе [Орлов 1984]. По трещинам кристаллов алмаза проявлено ожелезнение, наличие которого характерно для верхних зон кимберлитовых трубок.

Алмазы изученных размерно-весовых групп заметно отличаются по частоте встречаемости кристаллов с разным характером визуальной люминесценции (рис. 10). Распределение по интенсивности люминесценции среди алмазов наиболее многочисленных цветовых групп (белесая, голубая, желтая, зональная) однотипно. Около 60% кристаллов визуально слаболюминесцирующие, чуть более 1/3 люминесцирует в средней степени, а оставшиеся несколько процентов проявляют интенсивную люминесценцию. В группах кристаллов алмаза с желто-зеленой, зеленой и оранжевой люминесценцией из-за их малочисленности статистика не показательна.

В группе -12+11 41% кристаллов алмаза не проявляет визуально диагностируемой люминесценции в УФ-лучах, и примерно столько же кристаллов (43%) имеет голубое свечение, присутствуют единичные кристаллы с желтой, желто-зеленой, зеленой, оранжевой люминесценцией.

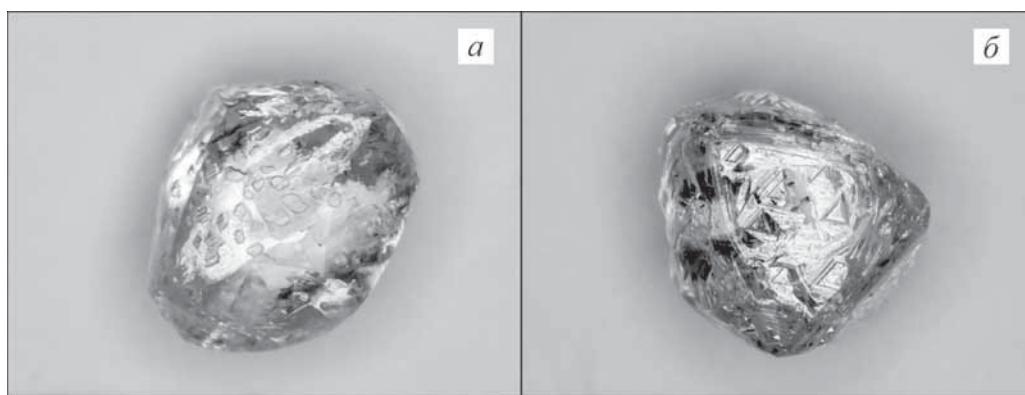


Рис. 6. Локальное акцессорное травление поверхности алмазов: *а* — обр. Зап.13-16, додекаэдроид уральского типа с сильной степенью коррозии, с овализованными скульптурами травления, *б* — обр. Зап.57-1, сформированный в процессе антискелетного роста кристалл комбинированной формы с гранями октаэдра и поверхностями псевдоромбододекаэдра, с отрицательными треугольными пирамидами

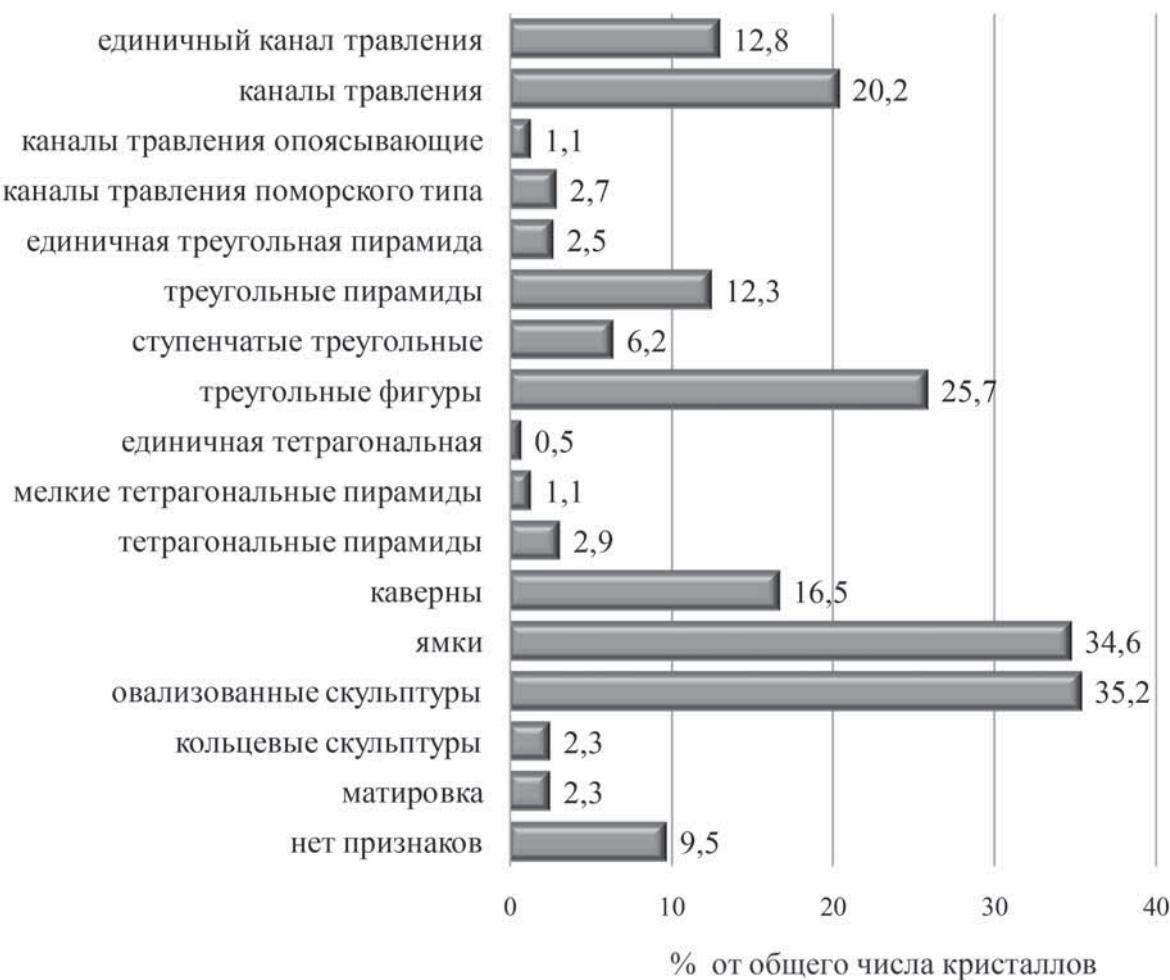


Рис. 7. Частота встречаемости различных типов акцессорного травления поверхности кристаллов алмаза из трубки Заполярная. Сумма разных типов превышает 100%, так как на одном кристалле может быть проявлено несколько из них. Под пирамидами и треугольными фигурами подразумеваются отрицательные формы

Среди алмазов класса $-9+7$ доля кристаллов, не проявляющих люминесценции, составляет 32%, а голубое свечение наблюдается у 22% кристаллов, при этом резко возрастает число образцов с белесой люминесценцией. Почти в 2 раза по сравнению с классом $-12+11$ (с 8,7 до 15%) увеличивается число кристаллов с зональной люми-

несценцией разнообразного характера. Зональная люминесценция представлена голубым и белесым свечением разной интенсивности в центральной и периферийной частях кристаллов. Реже встречаются индивиды с центральной зоной, люминесцирующей желтым цветом, и инертной или голубой

Окраска кристаллов алмаза из трубы Заполярная

Окраска / интенсивность	Слабый оттенок	Видимый оттенок	Цвет	Интенсивный цвет	Всего, шт.
Отсутствует					431
Желтая	132	135	125	40	432
Желто-серая			4		4
Серая	14	13	98	5	130
Черная			3		3
Эпигенетическая окраска					
Отсутствует					457
Зеленая			2		2
Коричневая	106	141	213	44	504
Оранжево-коричневая				1	1
Розовая	1	1	1	1	4
Розово-коричневая	5	9	15	3	32

Окраска / интенсивность	Слабый оттенок	Видимый оттенок	Цвет	Интенсивный цвет	Всего, шт.
Бесцветные					198
Желтая	111	48	23	4	186
Желто-зеленая				1	1
Желто-коричневая	22	84	96	34	236
Желтоватая, розово-коричневая			3	6	10
Коричневая	72	52	77	5	206
Оранжево-коричневая				1	1
Розово-коричневая	5	6	9	1	21
Розовая	1	1	1	1	4
Серо-желтая	3	1			4
Серо-зеленая				1	1
Серо-коричневая	11	5	40	5	61
Серая	2	9	57		68
Черная				3	3

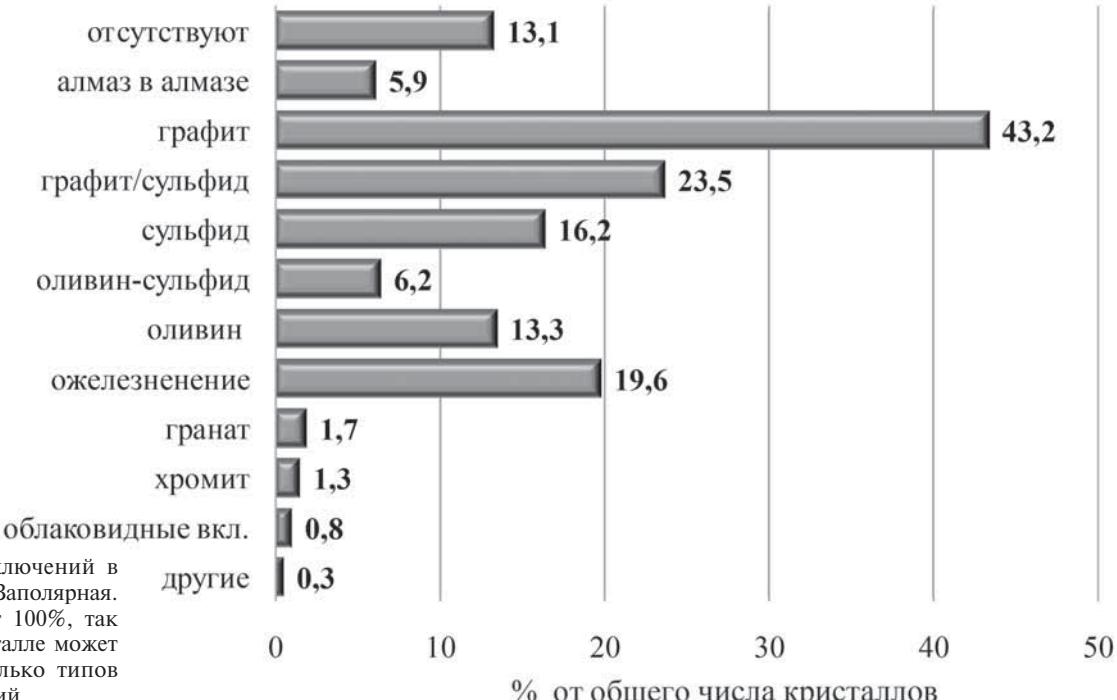
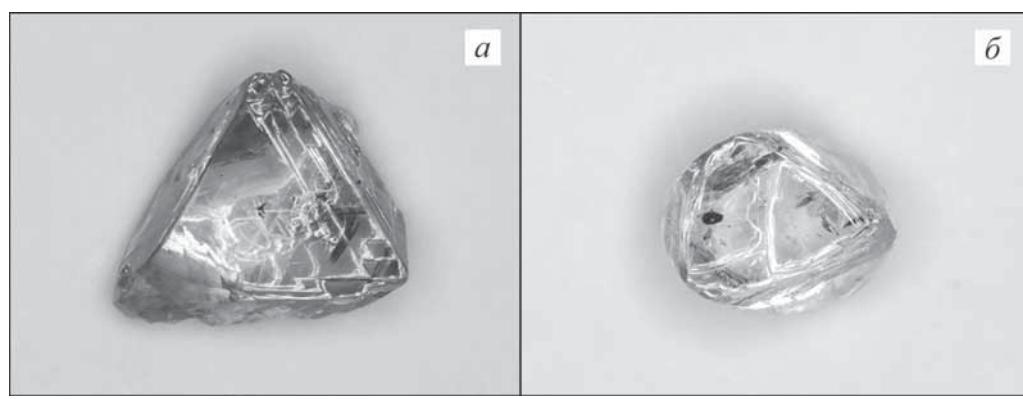


Рис. 8. Состав включений в алмазах из трубы Заполярная. Сумма превышает 100%, так как в одном кристалле может находиться несколько типов включений



шин и ребер, с шестовато-занозистой и споновидной штриховками. Ассоциация оливин–сульфид (у ребра слева), гранат (справа)

Рис. 9. Включения в алмазах: *a* — обр. Зап.2-2, шпинелевый двойник с тонкослоистым строением, полицентрическим характером роста граней и коррозионной матировкой на одной из граней, в центре мелкое включение графит/сульфид; *б* — обр. Зап.4-5, бесцветный октаэдрический кристалл с незначительным окислением и овализацией вершин и ребер, с шестовато-занозистой и споновидной штриховками. Ассоциация оливин–сульфид (у ребра слева), гранат (справа)

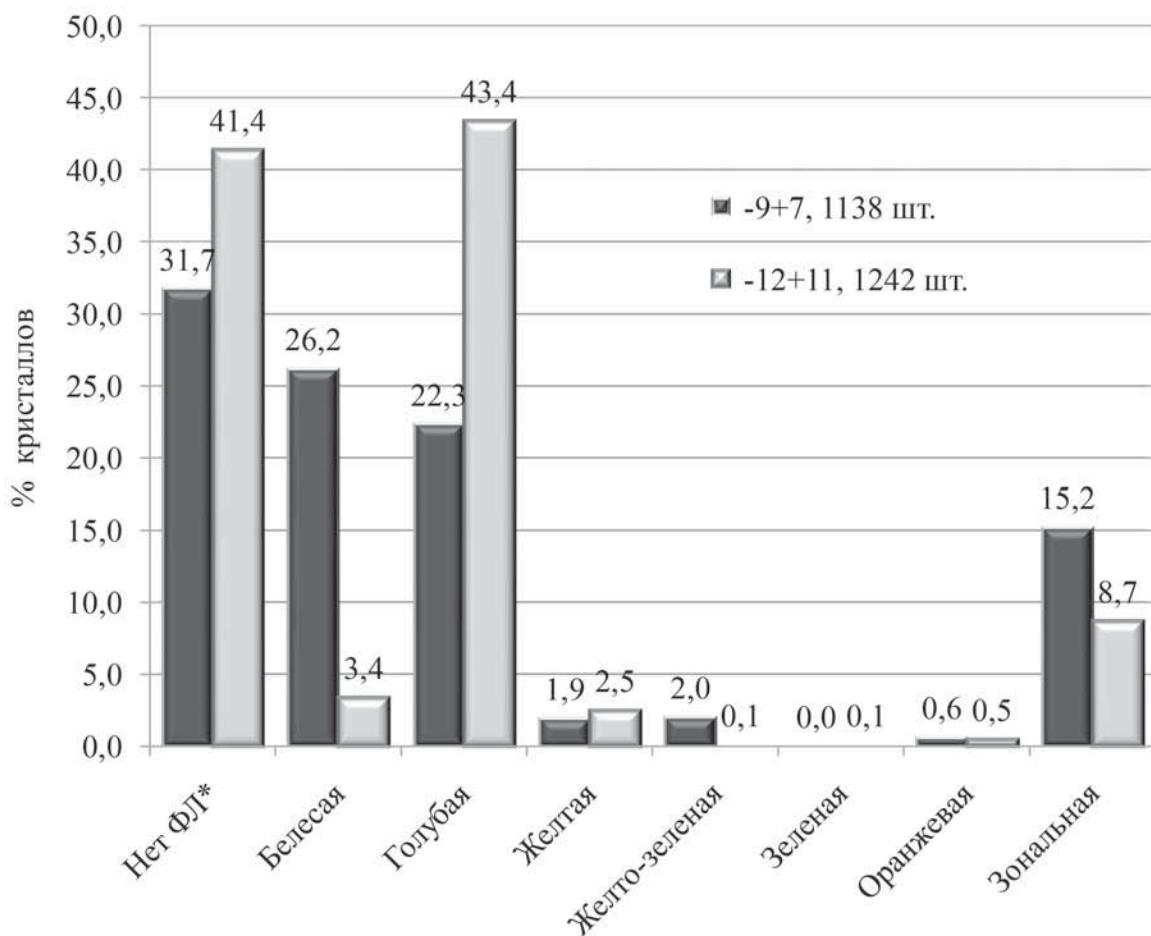


Рис. 10. Диаграмма распределения кристаллов по цвету визуальной фотолюминесценции, Нет ФЛ — люминесценция не диагностируется визуально

периферией. Единичны кристаллы с зеленой и оранжевой зональной люминесценцией.

Выявляемые методами ФЛ, ИК и ЭПР спектроскопические свойства алмаза обусловлены наличием в его кристаллической структуре различных примесных центров, образованных азотом и в значительно меньшей степени другими элементами, такими, как никель и кислород [Zaitsev, 2001; Минеева и др., 1996; Титков, 2018]. Данные о частоте встречаемости полос люминесценции в исследованной выборке при комнатной температуре приведены в табл. 4, а при 77 К — в табл. 5. Для слаболюминесцирующих кристаллов интенсивность люминесценции снижается для всех систем.

Согласно данным ИК-спектроскопии суммарное содержание азота (N_{tot}) в исследованных кристаллах алмаза варьирует от 0 до 2385 ppm (медиана 548 ppm). Концентрация А-центров (0–1245 ppm) имеет медиану в 222 ppm, В1-центров (0–1630 ppm) — медиану в 240 ppm. Содержание дефектов В2 (плейтлетс) высокое: максимальный показатель поглощения $32,8 \text{ cm}^{-1}$, медиана $5,84 \text{ cm}^{-1}$. При этом характеристический пик дефекта В2 сильно сдвинут в длинноволновую область — среднее значение $1363,8 \text{ cm}^{-1}$. Медиана по показателю поглощения характеристического

пика СН-центра (3106 cm^{-1}) составляет $0,47 \text{ cm}^{-1}$, при этом у 68,2% кристаллов его величина $< 1 \text{ cm}^{-1}$.

Результаты исследования алмазов методом ЭПР отражены в табл. 6. Концентрацию парамагнитных центров рассчитывали с использованием эталонных образцов. Спектры снимали в ориентации кристаллов $\text{H} \parallel \text{L}4$, юстировка проводилась по центрам Р1 (иногда по W7). При концентрации центров Р1 ниже предела обнаружения спектрометра ($\approx 0,05 \text{ ppm}$ для алмазов массой 0,1–0,45 кар.) регистрировали только центры Р2 и N2; 10 кристаллов, для которых не удалось однозначно провести декомпозицию спектров центров Р2 и N2, приведены в табл. 6 отдельно.

Полученные данные о содержании кристаллов различных габитусных типов соответствуют результатам исследований [Зинчук и др., 1999, 2001, 2003], проведенных на базе коллекций алмазов, извлеченных при разведке и опробовании трубы Заполярная. Отметим лишь снижение числа поликристаллических сростков VIII разновидности по классификации Ю.Л. Орлова — 0,5% против 5,7% по данным [Зинчук и др., 2001]. Преобладающие в коллекции ламинарные додекаэроиды несут на себе следы окислительного сглаживающего растворения, имеют выраженную отдельность, вальцеобразные и блочные скульптуры на гранях.

Таблица 4

Частота встречаемости систем люминесценции в кристаллах алмаза из трубы Заполярная при 300 К

Частота встречаемости систем люминесценции, %						
N3, регистрируется/ доминирует	489 нм	H3 (503) нм	S3 регистрируется/ доминирует	585 нм	655 нм	
99/98	22	63	10/2	9	9	

Таблица 5

Частота встречаемости систем люминесценции в кристаллах алмаза из трубы Заполярная при 77 К

Частота встречаемости систем люминесценции, %													
H3	575 нм	603 нм	610 /720	612 нм	670 нм	GR1	695 нм	700 /785	900 нм	883 /885	920 нм	926 нм	933 нм
78	4	16	46	46	10	8	8	42	16	7	25	21	21

Таблица 6

Примесные парамагнитные центры в кристаллах алмаза из трубы Заполярная

Показатель	Парамагнитный центр						
	P1	P2	P2+N2	N2	W7	W21	OK1
Кристаллы, содержащие центр, %	54,5	57,4	9,9	32,7	38,6	21,8	5,9
Максимальная концентрация, ppm	0,6	10,3	2,2	1,1	0,8	0,004	0,02
Средняя концентрация для всей выборки, ppm	0,15	0,68	0,09	0,10	0,14	0,0003	0,001

Проявление процессов растворения наиболее сильно выражено у гладкогранных додекаэдроидов уральского типа, рельеф и скульптуры на которых максимально выполнены. Псевдоромбододекаэдры (ромбододекаэдры роста) имеют лишь слабые следы окислительного растворения. Кривогранные поверхности (псевдогрань), отвечающие положению граней ромбододекаэдра (110), сформированы многочисленными ступенчатыми ребрами граней октаэдра.

Овализованные скульптуры коррозионного травления, которые проявлены на поверхности 35,2% кристаллов, наряду с менее широко распространенными кольцевыми скульптурами и коррозионной матировкой могут накладываться на треугольные фигуры и отрицательные пирамиды, что свидетельствует о проявлении разделенных во времени различных процессов локального травления. По широкому распространению алмазов с признаками коррозии (коррозионная матировка и овализованные коррозионные узоры) кимберлиты трубы Заполярной отличаются от кимберлитов Далдын-Алакитского, Мирнинского и Среднемархинского районов, где коррозия встречается на единичных кристаллах (<3%). Для 6,4% кристаллов отмечена скульптура, визуально схожая с леденцовой, описанной как результат износа алмазов россыпей в прибрежно-морских условиях в работах [Кухаренко, 1955; Афанасьев и др., 2000]. Для алмазов из трубы Заполярная леденцовая скульптура — результат коррозионного травления совместно со сглаживающим растворением (рис. 5, б).

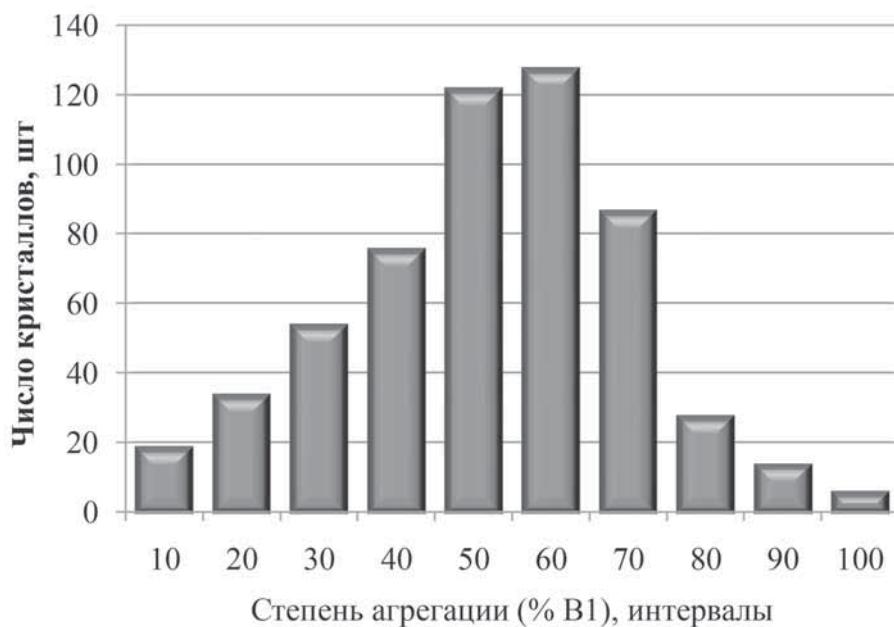
По высокому содержанию кристаллов с любой люминесценцией и наличию алмазов с зональным свечением в УФ-лучах алмазы из трубы

Заполярная близки к алмазам из тел Далдын-Алакитского района.

Согласно данным ИК-спектроскопии, распределение кристаллов по концентрации азота, как в виде A-, так и в виде B1-центров, не имеет выраженных локальных максимумов, что свидетельствует об образовании кристаллов трубы в ходе единого процесса. Распределение кристаллов по степени агрегации (% центров B1) характеризуется выраженным максимумом ~55% (рис. 11). Алмазы из трубы Заполярная относятся к средне-низкоазотным, что соответствует данным, полученным в работе [Зинчук и др., 2001]. Согласно данным [Криулина и др., 2013], сдвиг характеристического пика дефекта B2 в длинноволновую область ($1363,8 \text{ см}^{-1}$) отражает принадлежность алмазов из трубы Заполярная к умеренно титанистому типу кимберлитов. Среднее содержание водородных дефектов — одно из самых низких среди алмазов Якутской алмазоносной провинции. По перечисленным показателям алмазы из трубы Заполярная наиболее близки к алмазам Далдынского кимберлитового поля.

Отметим широкое развитие в алмазах из трубы Заполярная процессов пластической деформации, что находит отражение в значительном (более половины кристаллов) развитии эпигенетической коричневой окраски. Связанная с ней [Gaft et al., 2015] полоса с максимумом 720 нм регистрируется в спектрах ФЛ у 46% кристаллов; в ИК-спектрах полоса “amber”-центра [Massi et al., 2005] с максимумом около 4170 см^{-1} зарегистрирована в 11,5% кристаллов. Для пластически деформированных кристаллов характерно значительное распространение ЭПР-центров N2 и W7 [Минеева и др., 1996]. Центры N2 (в том числе в группе P2+N2)

Рис. 11. Распределение кристаллов по степени агрегации (% центров В1)



обнаружены в 42,6% кристаллов, а центры W7 — в 38,6% кристаллов.

По набору парамагнитных центров, а также по соотношению концентрации центров Р1/Р2 алмазы из трубки Заполярная близки к алмазам Далдынского кимберлитового поля. Среди исследованных нами выборок алмазов из разных кимберлитовых трубок России алмазы из трубки Заполярная лидируют по доле кристаллов, в которых обнаружен центр W7, при этом значения концентрации центра не экстремально высокие.

Заключение. Алмазы из трубки Заполярная образовались в кимберлитах умеренно-титанистого типа и относятся к средне- и низкоазотным. По составу включений они принадлежат к ультраосновному парагенезису, дунит-гарцбургитовой и лерцолитовой ассоциации. К их типоморфным признакам можно отнести близкое к максимальному среди алмазов из трубок России содержание дефектов В2 (плейтлетс), низкое содержание водорода (СН-центр), а также широкое распространение парамагнитных центров W7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьев В.П., Ефимова Э.С., Зинчук Н.Н., Контиль В.И. Атлас морфологии алмазов России. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000. 298 с.

ГОСТ Р 51519.2-99 — Алмазы природные необработанные. М.: Стандартинформ, 2005.

Зинчук Н.Н., Контиль В.И. Особенности алмазов из кимберлитовых тел Сибирской платформы // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. 1999. № 7. С. 155–167.

Зинчук Н.Н., Контиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. 603 с.

Зинчук Н.Н., Контиль В.И., Махин А.И. Типоморфные особенности алмазов из кимберлитов северо-востока Сибирской и Архангельской алмазоносных провинций // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. 2001. № 11. С. 106–115.

Кроме того, для алмазов из трубки Заполярная характерно:

- преобладание кристаллов I разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, большинство среди которых — кривогранные додекаэроиды;
- широкое развитие процессов слаживающего окислительного растворения, а также акцессорного коррозионного травления;
- преобладание кристаллов с видимой окраской;
- широкое распространение процессов пластической деформации.

По люминесцентным свойствам, а также по составу и взаимным соотношениям примесных структурных центров, устанавливаемых методами ИК- и ЭПР-спектроскопии, алмазы из трубки Заполярная наиболее близки к алмазам Далдыно-Алакитского района из трубок Комсомольская и Удачная.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзаказа № 1719189201752017729147283/2017-175 от 16.06.2017.

Кононова В.А., Богатиков О.А., Кондрашов И.А. Кимберлиты и лампроиты: критерии сходства и различий // Петрология. 2011. Т 19, № 1. С. 35–55.

Костровицкий С.И., Специус З.В., Яковлев Д.А. и др. Атлас коренных месторождений алмазов Якутской кимберлитовой провинции. Мирный: ООО «МГТ», 2015. 480 с.

Криулина Г.Ю., Гаранин В.К., Самосоров Г.Г. Прогнозирование качества алмазного сырья в месторождениях различных петрохимических типов // Изв. вузов. Геология и разведка. 2013. № 6. С. 25–32.

Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 515 с.

Минеева Р.М., Титков С.В., Сперанский А.В., Бершов Л.В. ЭПР-классификация природных алмазов // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 5. С. 660–663.

Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984. 221 с.

Титков С.В. Изоморфные примеси в природных алмазах и их генетическое значение: Автореф. докт. дисс. М., 2018.

Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М: Недра, 1998. 556 с.

Gaft M., Reisfeld R., Panzer G. Modern luminescence spectroscopy of minerals. Springer, 2015. 606 p.

Massi L., Fritsch E., Collins A.T. et al. The amber center and their relation to the brown colour in diamond // Diamond and related materials. 2005. Vol. 14. P. 1623–1629.

Zaitsev A.M. Optical properties of diamond: a data handbook. Springer, 2001. 519 p.

Поступила в редакцию 12.05.2020

Поступила с доработки 30.10.2020

Принята к публикации 30.10.2020

УДК 550.4

О.А. Липатникова¹, Т.Н. Лубкова²

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ ВОДОЕМОВ КАНАЛА ИМЕНИ МОСКВЫ И ВОЛГО-БАЛТИЙСКОЙ СИСТЕМЫ

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

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

На основании полученной ранее авторами гидрохимической информации о водохранилищах канала имени Москвы, Угличском, Рыбинском, Шекснинском, Вытегорском и Белоусовском водохранилищах, а также об Онежском озере проведен термодинамический расчет форм нахождения микроэлементов в водах этих объектов. Показано, что для Sr, Ba, Fe, Mn, Zn, Ni, Co, Cd преобладающие формы представлены свободными ионами, для Cu — фульватными комплексами, для Pb — карбонатными и фульватными комплексами.

Ключевые слова: природные воды, микроэлементы, комплексообразование, термодинамические расчеты, канал имени Москвы, Волго-Балтийская система.

In this paper the thermodynamic calculation of heavy metal speciation in waters of water reservoirs of the Moscow Canal and the Volga-Baltic system (the Uglich, the Rybinsk, the Sheksninsky, the Vytegorsky and the Belousovsky reservoirs and Lake Onega) is presented. It has been shown that Sr, Ba, Fe, Mn, Zn, Ni, Co, Cd are mainly presented in free ions, the main forms for Cu are fulvate complexes and for Pb are carbonate and fulvate complexes.

Key words: natural water, the Moscow Canal, the Volga-Baltic system, trace elements, complexation, thermodynamic calculation.

Введение. В водных системах элементы могут мигрировать в различных формах: взвешенных, коллоидных и истинно растворенных. Истинно растворенные формы включают в себя как свободные ионы, так и комплексные соединения. В ряде работ показано, что для большинства металлов наиболее биодоступны и токсичны их ионные формы [Campbell, 1995; McDonald, Wood, 2001]. При этом концентрация таких свободных ионов ниже общего содержания металлов и заметно варьирует в зависимости от pH, содержания органических лигандов и минерализации воды. Однако это правило распространяется не на все элементы: метилированные формы соединений ртути более активно накапливаются в водных организмах [Комов и др., 2004].

Наиболее простой и удобный способ оценки форм нахождения элементов в растворе — термодинамические расчеты с помощью различных программ. За рубежом наибольшее распространение для моделирования равновесных процессов получила программа MINTEQ (MINEQL+WATEQ, где MINEQL — MINeral EQuilibrium; WATEQ — WATer EQuilibrium), а также разновидность этой программы MINTEQA2, применяемая для моделирования разбавленных растворов. Последняя позволяет рассчитывать перераспределение элементов

между растворенной, сорбированной и осажденными формами в различных условиях [Allison et al., 1991]. Базы данных более поздней версии этой программы Visual-MINTEQ [Gustafson, 2004] были дополнены комплексами металлов с растворенным органическим веществом, а также миналами некоторых микроэлементов, сорбированных на гидроксидах марганца. В 2004 г. Д. Нордстром [Nordstrom, 2004] описал моделирование низкотемпературных геохимических процессов с использованием программы WATEQ4F, в которой применялись частично обновленные базы данных [Nordstrom, Archer, 2003]. Для моделирования процессов в подземных водах активно применяется программа PHREEQC (pH and REdox EQuilibria in C) и ее разновидность PHAST (PHREEQC and Solute Transport) [Parkhurst et al., 2004].

Одна из основных программ для моделирования, используемых в нашей стране, — HCh for Windows. Программный пакет предназначен для термодинамического моделирования химических систем и процессов. В качестве критерия равновесия используется минимум свободной энергии Гиббса системы при заданных температуре, давлении и объемном составе системы. Непосредственно сама система может быть либо закрытой (т. е. не допускается обмен веществами между

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с.; e-mail: lipatnikova_oa@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с.; e-mail: tanya_lubkova@mail.ru

системой и окружающей средой), либо открытой. Пакет HCh включает банк данных Unitherm, в котором хранятся термодинамические свойства веществ, и несколько модулей, рассчитывающих значения стандартных свободных энергий Гиббса всех компонентов, включенных в химическую модель. Расчет равновесного состава водного раствора в HCh основан на модели комплексообразования, при этом неидеальность раствора учитывается с помощью расширенной модели Дебая–Хюкеля. Частицы, входящие в водный раствор, могут быть четырех типов: встроенные частицы (H_2O , H^+ и OH^-), базовые частицы (ионы и некоторые комплексы, описываемые моделью Хельгесона–Кирхама–Флауэрса — HKF, например, Na^+ или Cl^-), комплексы, образованные из базовых частиц (описываются моделью Рыженко–Брызгалина, например, $ZnCl^+$ или $PbCO_3^0$) и неэлектролиты (частицы, описываемые моделью Акинфиева–Даймонда, например H_{2aq}). Основное преимущество программы — возможность редактировать содержимое используемой базы данных, дополняя ее новыми, необходимыми для расчетов, комплексными частицами [Шваров, 2008; Shvarov, 2015; Сайт документации..., 2020].

Цель нашей работы — оценка растворенных форм нахождения микроэлементов в воде водохранилищ канала имени Москвы, Угличского, Рыбинского, Шекснинского, Вытегорского и Белоусовского водохранилищ, а также в Онежском озере.

Термодинамические расчеты выполнены в программном пакете HCh for Windows v. 4.6.

Материалы и методы исследований. Основные морфометрические характеристики объектов исследования и их подробная гидрохимическая оценка приведены в работе [Липатникова и др., 2020]. Пробы воды отбирали из поверхностного горизонта с борта маломерной яхты «Гея» в рамках проекта «Geya Sailing Science» в июле 2018 г. Непосредственно на судне измеряли температуру воды, pH и электропроводность; проводили фильтрование аликвоты пробы через стерильные фильтрующие насадки из ацетата целлюлозы с диаметром пор 0,45 мкм и консервацию фильтрата HNO_3 (ос.ч.) до $pH < 2$ для последующей оценки содержания главных катионов и микроэлементов. В химической лаборатории кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в образцах определяли ХПК фотометрическим методом согласно [ГОСТ 31859-2012], содержание хлорид- и гидрокарбонат-ионов — методами объемного титрования, нитрат-ионов — методом потенциометрии, сульфат-ионов — рентгенофлуоресцентным анализом с предварительным концентрированием аликвоты по методу «высушенной капли». Анализ главных катионов и микроэлементов в воде выполняли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) в отделе научно-

производственных аналитических работ ФГБУ «ИМГРЭ» на масс-спектрометре «ELAN-6100».

Макрокомпонентный состав вод в точках опробования приведен на рис. 1. Для отображения состава использованы диаграммы Стиффа [Stiff, 1951], построенные с использованием модуля GSS программного пакета The Geochemist's Workbench (GWB).

По классификации О.А. Алекина [Алекин, 1970] воды относятся к гидрокарбонатному классу, кальциевой группе, второму типу; нейтральные (pH 6,2–7,3) ультрапресные и пресные (с минерализацией 40–280 мг/л). В водах водохранилищ канала имени Москвы зафиксировано присутствие нитратов (9–35 мг/л).

Содержание растворенных форм большинства микроэлементов ниже предельно допустимой концентрации (ПДК) вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения [Приказ Росрыболовства..., 2016]. Исключение составляют Cu, Mn, Fe. Содержание Zn превышает ПДК в единичных точках опробования.

Методика термодинамических расчетов. Для определения форм нахождения микроэлементов в водах использовали термодинамические расчеты с помощью пакета программ термодинамического моделирования HCh v.4.6 [Шваров, 2008], в котором в качестве критерия равновесия используется минимум свободной энергии Гиббса системы.

Валовый состав систем задавали по результатам химических анализов. Концентрацию органических ионов оценивали по величине C_{org} по методике, приведенной в [Методы..., 1988], с учетом средней молекулярной массы фульвокислот 1500 [Кириюхин, Швец, 1976].

Моделируемая система включала 20 независимых компонентов — 19 химических элементов (H, O, Ca, Mg, Na, K, C, S, Cl, Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Co, Cd, Ni, Ba, Sr) и квазиэлемент — фульвокислоту (Fu). Набор растворенных частиц в расчетах включал 90 простых ионов и комплексов, среди которых 79 неорганических (включая карбонатные, сульфатные, хлоридные, гидроксокомплексы, а также свободные ионы) и 11 органических комплексов. Для более точного регулирования pH система была открыта по CO_2 . Источником термодинамических данных в работе служил банк данных UNITHERM, дополненный эффективными и термодинамическими константами комплексообразования, найденными в литературе.

Расчет растворенных форм нахождения выполнен для 10 микроэлементов — потенциальных загрязнителей природных вод (Ba, Sr, Fe, Mn, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu), для которых есть набор согласованных термодинамических констант устойчивости комплексных соединений.

Исходные данные, необходимые для термодинамических расчетов, представлены в табл. 1. Используемые в расчетах константы для микроэлементов приведены в табл. 2.

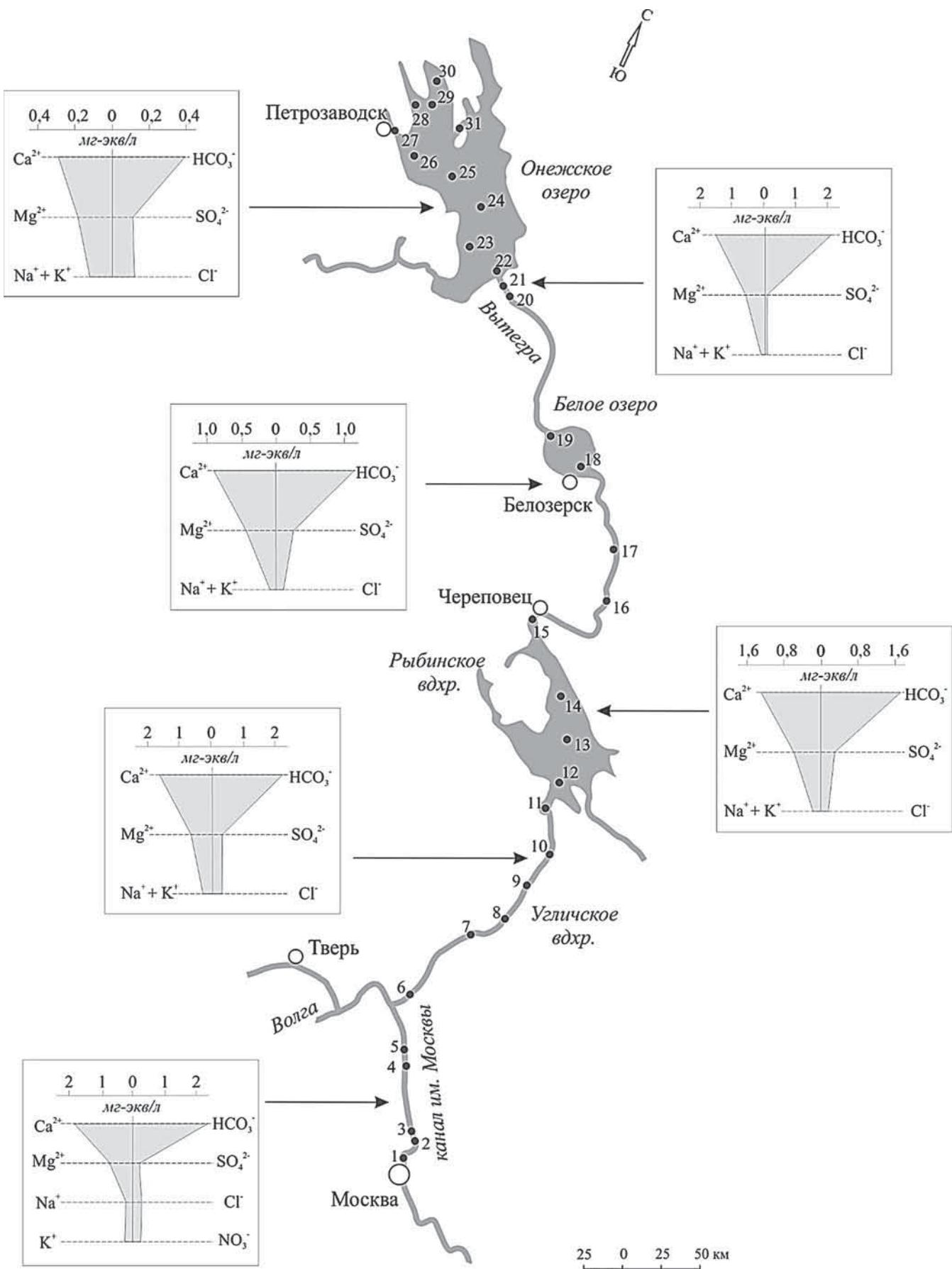


Рис. 1. Расположения точек опробования и макросостав вод изученных объектов, по [Липатникова и др., 2020], с дополнениями

Таблица 1
Исходные данные для термодинамических расчетов (диапазоны измеренных величин)

Показатель	Объекты (номера точек опробования)					
	Вдхр канала имени Москвы (1–6)	Угличское вдхр (7–10)	Рыбинское вдхр (11–15)	Шекснинское вдхр (16–19)	Вытегорское и Белоусовское вдхр (20–21)	Онежское озеро (23–31)
pH	6,94–7,15	7,15–7,29	7,00–7,24	6,69–6,77	7,00–7,13	6,22–6,74
XPK, мг О/л	49–71	40–103	41–99	31–46	23–27	20–58
Макрокомпоненты, мг/л						
Ca ²⁺	35,5–42,8	32,5–35,4	23,1–28,6	15,4–21,1	29,6–32,8	5,4–6,3
Mg ²⁺	7,9–10,9	7,9–8,9	6,7–7,4	5,0–5,8	6,9–7,5	2,0–2,4
Na ⁺	4,0–7,5	3,8–4,3	2,2–3,4	1,3–1,5	1,9–2,3	1,9–2,6
K ⁺	2,0–19,0	3,5–10,8	0,9–3,2	0,8–0,9	0,9–1,5	0,7–1,4
HCO ₃ ⁻	138–170	128–144	93–119	61–79	122–135	21–26
SO ₄ ²⁻	7,2–11,7	10,9–16,6	11,7–14,8	10,2–14,2	3,0–3,6	2,6–8,6
Cl ⁻	7,8–12,6	8,4–10,8	3,6–8,4	3,6–4,0	3,6–3,6	3,6–5,3
NO ₃ ⁻	9–35	н/о–8	н/о	н/о	н/о	н/о
Микроэлементы, мкг/л						
Sr	100–178	89–108	65–78	34–60	43–47	16–17
Ba	41–46	40–43	19–35	16–18	29–32	11–12
Mn	2,9–99,8	3,2–16,1	3,0–35,7	3,4–42,5	5,2–6,1	0,8–4,2
Fe	<50	<50	137–225	201–302	111–159	51–195
Pb	0,10–0,31	0,10–0,15	0,11–0,26	0,29–0,34	0,18–0,44	0,08–0,75
Cd	0,01–0,02	0,01–0,02	0,01–0,02	0,01–0,02	0,04–0,06	0,01–0,13
Zn	6,1–15,7	6,0–8,4	4,2–18,7	7,8–10,0	5,0–17,4	3,4–18,6
Cu	1,9–2,3	1,7–2,2	0,9–2,1	1,3–2,0	1,6–3,3	0,9–5,1
Ni	1,6–2,1	1,6–1,9	1,2–1,6	1,1–1,4	1,4–3,3	0,6–1,1
Co	0,12–0,18	0,15–0,16	0,10–0,13	0,08–0,13	0,10–0,15	0,02–0,05

Таблица 2

Эффективные и термодинамические константы комплексообразования $\log K$ (298,15 К, 1 атм), используемые в расчетах

Элемент	Лиганд					
	OH ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Fu ²⁻
Cu ²⁺	6,503	6,77	2,36	0,2	0,5	7,85
Zn ²⁺	5,003	4,76	2,34	0,4	0,4	4,83
Pb ²⁺	6,403	6,478	2,69	1,55	1,17	6,11*
Cd ²⁺	3,903	4,357	2,37	1,98	0,5	4,57
Co ²⁺	4,303	4,228	2,3	0,539	0,2	4,51
Ni ²⁺	4,103	4,5718	2,3	0,408	0,4	4,98
Ba ²⁺	0,643	2,71	2,16**	-0,49***	0,7	—
Sr ²⁺	0,823	2,81	2,3	-0,18***	0,6	—
Mn ²⁺	3,403	4,1**	2,25	0,1	0,2	4,17
Fe ²⁺	4,603	4,38	2,39	0,14	—	4,67****

Примечания. Если не указано иное, то константы для неорганических комплексов приведены согласно NIST Standard Reference Database 46 (база данных констант устойчивости комплексных соединений металлов, опубликованная Национальным институтом стандартов и технологий США) [<https://www.nist.gov/srd/nist46>]; константы для органических комплексов — согласно [Mantoura et al., 1978]; * [Schnitzer, Skinner, 1967]; ** [Turner, 1981]; *** [Johnson et al., 1992]; **** [Варшал и др., 1979], прочерк — нет данных.

Результаты расчетов и их обсуждение. Полученные результаты расчетов представлены в табл. 3.

Распределение растворенных форм нахождения микроэлементов достаточно закономерно и обусловлено их геохимическими свойствами, физико-химическими характеристиками и макрокомпонентным составом вод.

Среди растворенных форм нахождения Ba и Sr, Mn, а также Fe резко преобладают свободные ионы (99, 95–98 и 90–95% соответственно). Оставшаяся часть представлена для Ba и Sr сульфатными комплексами, для Mn — карбонатными, сульфатными и фульватными комплексами в сопоставимых количествах.

Для железа доля фульватных комплексов $\text{Fe}^{\text{II}}\text{Fu}^0$ варьирует от 2% (Вытегорское и Белоусовское водохранилища) до 6% (Рыбинское водохранилище, Онежское озеро). Относительные значения содержания карбонатного комплекса FeCO_3^0 и сульфатного комплекса FeSO_4^0 не превышают 2% (для каждого), гидроксокомплексы железа FeOH^+ не характерны для исследуемых вод.

Распределение Zn, Ni, Co и Cd по формам нахождения похоже — все четыре элемента на 85–95% находятся в растворе в виде свободных ионов, а содержание сульфатных комплексов не

Таблица 3

Результаты термодинамических расчетов распределения форм нахождения микроэлементов в водах изученных водоемов, % содержания растворенных форм

Эле- мент	Ком- плекс	Объекты (номера точек опробования)					
		Вдхр канала имени Москвы (1–6)*	Угличское вдхр (7–10)	Рыбинское вдхр (11–15)	Шекснинское вдхр (16–19)	Вытегорское и Белоусовское вдхр (20–21)	Онежское озеро (22–31)
Ba	Ba ²⁺	99,2 ± 0,1	98,9 ± 0,2	98,9 ± 0,1	98,9 ± 0,2	99,7 ± 0,1	99,4 ± 0,2
	BaSO ₄	0,68 ± 0,10	1,01 ± 0,20	1,11 ± 0,10	1,07 ± 0,16	0,26 ± 0,03	0,57 ± 0,17
Sr	Sr ²⁺	98,9 ± 0,2	98,5 ± 0,3	98,4 ± 0,1	98,5 ± 0,2	99,6 ± 0,1	99,2 ± 0,2
	SrSO ₄	0,93 ± 0,14	1,39 ± 0,28	1,52 ± 0,13	1,47 ± 0,22	0,37 ± 0,04	0,79 ± 0,24
Fe	Fe ²⁺	—**	—**	90,6 ± 3,0	94,1 ± 0,5	95,1 ± 0,2	93,2 ± 0,9
	FeOH ⁺			0,38 ± 0,06	0,17 ± 0,01	0,41 ± 0,03	0,11 ± 0,03
	FeCO ₃			1,47 ± 0,33	0,47 ± 0,06	2,11 ± 0,3	0,11 ± 0,03
	FeSO ₄			1,73 ± 0,15	1,73 ± 0,26	0,43 ± 0,05	0,91 ± 0,28
	FeFu			5,78 ± 3,01	3,52 ± 0,39	1,93 ± 0,13	5,61 ± 0,89
Mn	Mn ²⁺	96,5 ± 0,3	95,5 ± 0,6	95,5 ± 1,1	96,9 ± 0,3	97,8 ± 0,2	97,2 ± 0,4
	MnCO ₃	1,10 ± 0,24	1,31 ± 0,19	0,81 ± 0,19	0,25 ± 0,03	1,14 ± 0,16	0,06 ± 0,02
	MnSO ₄	1,03 ± 0,15	1,53 ± 0,31	1,68 ± 0,14	1,64 ± 0,25	0,41 ± 0,05	0,87 ± 0,26
	MnFu	1,30 ± 0,16	1,62 ± 0,78	1,94 ± 1,06	1,15 ± 0,13	0,63 ± 0,04	1,85 ± 0,31
Co	Co ²⁺	89,7 ± 1,4	87,5 ± 0,6	89,5 ± 2,2	94,4 ± 0,5	91,3 ± 0,9	94,8 ± 0,7
	CoOH ⁺	0,17 ± 0,03	0,23 ± 0,03	0,19 ± 0,03	0,09 ± 0,01	0,20 ± 0,01	0,06 ± 0,02
	CoCO ₃	6,6 ± 1,4	7,8 ± 1,1	4,9 ± 1,1	1,6 ± 0,2	6,8 ± 0,9	0,4 ± 0,1
	CoSO ₄	0,85 ± 0,12	1,24 ± 0,26	1,39 ± 0,12	1,41 ± 0,21	0,34 ± 0,04	0,76 ± 0,23
	CoFu	2,64 ± 0,33	3,24 ± 1,55	3,97 ± 2,12	2,44 ± 0,27	1,28 ± 0,09	3,95 ± 0,64
Ni	Ni ²⁺	88,3 ± 1,0	85,8 ± 3,5	85,4 ± 5,2	90,9 ± 0,8	92,5 ± 0,2	88,3 ± 1,6
	NiOH ⁺	0,11 ± 0,02	0,14 ± 0,03	0,11 ± 0,02	0,05 ± 0,01	0,13 ± 0,01	0,03 ± 0,01
	NiCO ₃	2,97 ± 0,65	3,51 ± 0,60	2,16 ± 0,49	0,71 ± 0,09	3,19 ± 0,45	0,15 ± 0,05
	NiSO ₄	0,84 ± 0,12	1,22 ± 0,27	1,33 ± 0,13	1,36 ± 0,21	0,34 ± 0,04	0,7 ± 0,22
	NiFu	7,7 ± 0,9	9,3 ± 4,2	11,0 ± 5,4	6,9 ± 0,7	3,8 ± 0,3	10,8 ± 1,6
Cd	Cd ²⁺	92,1 ± 0,8	90,5 ± 1,3	91,2 ± 2,6	94,3 ± 0,4	95,3 ± 0,2	93,6 ± 0,7
	CdOH ⁺	0,07 ± 0,01	0,09 ± 0,01	0,08 ± 0,01	0,03 ± 0,01	0,08 ± 0,01	0,02 ± 0,01
	CdCO ₃	1,88 ± 0,41	2,24 ± 0,34	1,40 ± 0,32	0,45 ± 0,06	1,99 ± 0,28	0,1 ± 0,03
	CdSO ₄	1,02 ± 0,15	1,50 ± 0,31	1,66 ± 0,14	1,65 ± 0,25	0,41 ± 0,05	0,88 ± 0,26
	CdCl ⁺	1,76 ± 0,29	1,81 ± 0,21	1,08 ± 0,31	0,74 ± 0,01	0,72 ± 0,01	0,90 ± 0,18
	CdFu	3,09 ± 0,37	3,82 ± 1,80	4,61 ± 2,43	2,80 ± 0,31	1,53 ± 0,10	4,47 ± 0,72
Zn	Zn ²⁺	88,2 ± 1,1	85,5 ± 2,0	86,3 ± 3,9	92,0 ± 0,6	91,1 ± 0,6	90,8 ± 1,2
	ZnOH ⁺	0,84 ± 0,13	1,12 ± 0,19	0,90 ± 0,15	0,42 ± 0,02	0,98 ± 0,06	0,27 ± 0,07
	ZnCO ₃	4,6 ± 1,0	5,4 ± 0,8	3,4 ± 0,8	1,1 ± 0,1	4,8 ± 0,7	0,2 ± 0,1
	ZnSO ₄	0,92 ± 0,13	1,33 ± 0,28	1,47 ± 0,13	1,51 ± 0,23	0,37 ± 0,04	0,79 ± 0,24
	ZnFu	5,4 ± 0,6	6,6 ± 3,1	7,9 ± 4,0	5,0 ± 0,5	2,7 ± 0,2	7,9 ± 1,2
Pb	Pb ²⁺	19,8 ± 2,3	16,5 ± 0,9	20,3 ± 4,3	35,7 ± 1,7	21,8 ± 1,8	34,8 ± 3,1
	PbOH ⁺	4,6 ± 0,4	5,4 ± 1	5,2 ± 1,1	4,1 ± 0,2	5,9 ± 0,1	2,5 ± 0,7
	PbCO ₃	52,0 ± 5,3	53,7 ± 9,0	40,4 ± 8,6	22,3 ± 2,5	59,9 ± 3,6	4,9 ± 1,2
	PbSO ₄	0,46 ± 0,08	0,57 ± 0,14	0,77 ± 0,16	1,30 ± 0,16	0,20 ± 0,01	0,68 ± 0,23
	PbCl ⁺	0,14 ± 0,01	0,12 ± 0,02	0,09 ± 0,02	0,10 ± 0,01	0,06 ± 0,01	0,12 ± 0,03
	PbFu	22,9 ± 3,7	23,7 ± 10,7	33,1 ± 12,4	36,5 ± 3,1	12,2 ± 1,8	57,0 ± 3,4
Cu	Cu ²⁺	1,42 ± 0,17	1,31 ± 0,56	1,18 ± 0,50	1,71 ± 0,19	2,66 ± 0,08	1,10 ± 0,14
	CuOH ⁺	0,43 ± 0,09	0,56 ± 0,31	0,39 ± 0,17	0,25 ± 0,03	0,91 ± 0,09	0,10 ± 0,03
	CuCO ₃	7,6 ± 1,8	8,7 ± 4,6	4,6 ± 2,0	2,1 ± 0,4	14,5 ± 2,5	0,3 ± 0,1
	CuFu	90,6 ± 2,0	89,4 ± 5,5	93,8 ± 2,6	95,9 ± 0,6	81,9 ± 2,7	98,5 ± 0,2

Примечания. * Содержание нитратных комплексов элементов 0,03–0,09%, кроме меди (<0,01%); ** содержание растворенных форм Fe в водах ниже предела обнаружения, расчет форм нахождения не проводился.

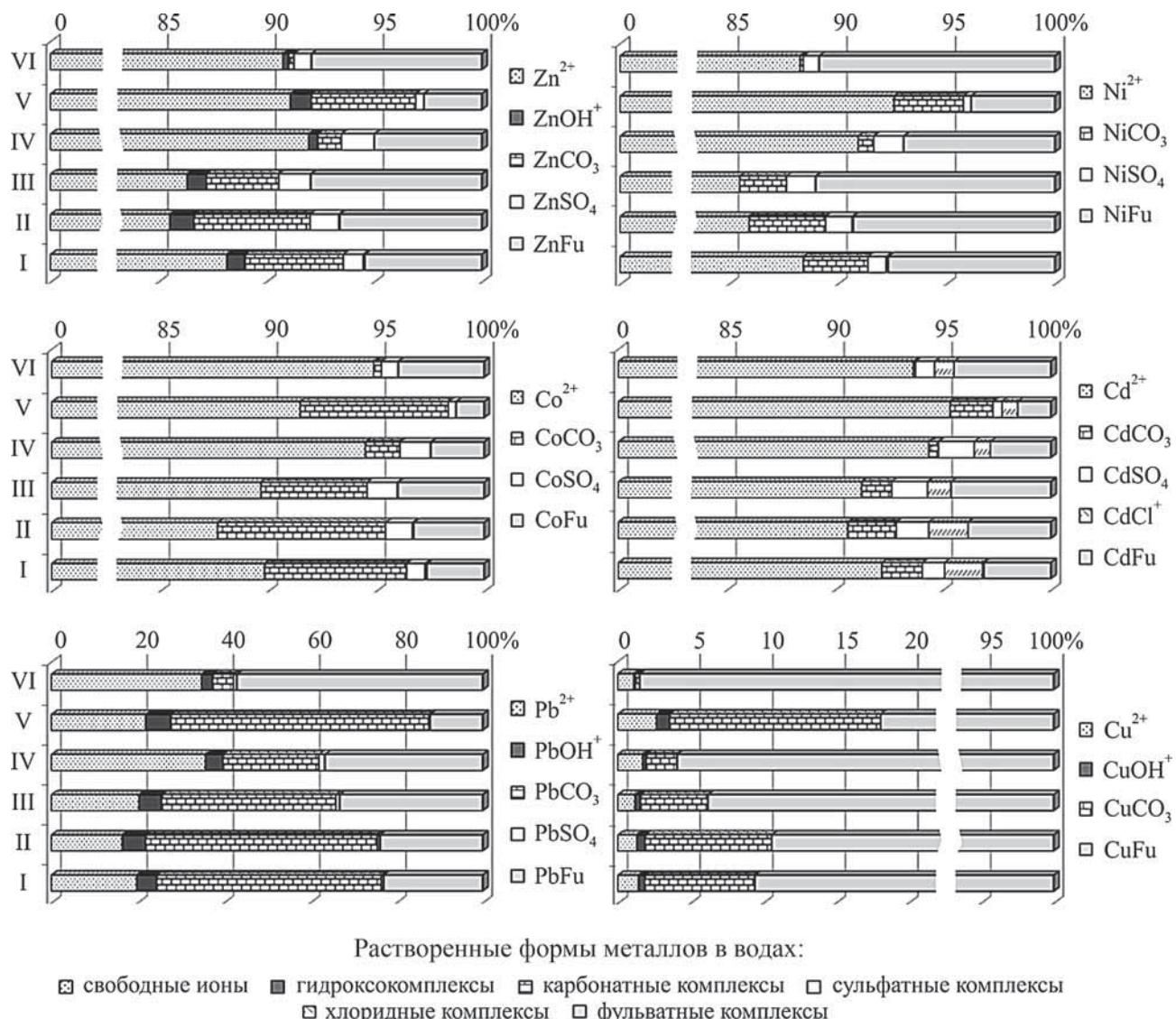


Рис. 2. Результаты термодинамических расчетов распределения основных форм нахождения Zn, Ni, Co, Cd, Pb и Cu в водах водоемов канала имени Москвы и Волго-Балтийской системы: I — вдхр канала имени Москвы ($n=6$), II — Угличское вдхр ($n=4$), III — Рыбинское вдхр ($n=5$), IV — Шекснинское вдхр ($n=4$), V — Вытегорское и Белоусовское вдхр ($n=2$), VI — Онежское озеро ($n=10$)

превышает 2%. В водах канала имени Москвы, Угличском, Рыбинском, Вытегорском и Белоусовском водохранилищах доля карбонатных комплексов составляет (%) для Zn 3–6, Ni 2–4, Co 5–8 и Cd 1–3; в Шекснинском водохранилище не превышает 1,5, а в водах Онежского озера — ≤0,5%. До 1,3% Zn во всех водоемах присутствует в виде гидроксокомплексов. Кадмий — единственный микроэлемент, для которого хотя и в незначительном количестве, но проявлены хлоридные комплексы CdCl^+ (до 2%).

Наиболее значимо связано с макросоставом вод поведение Pb. В водах канала имени Москвы, Угличском, Рыбинском, Вытегорском и Белоусовском водохранилищах доминирует карбонатный комплекс (40–60%), содержание свободных ионов Pb^{2+} составляет 16–22%, гидроксокомплексов PbOH^+ — 4,5–6%, остальная часть находится в виде фульватных комплексов PbFu^0 . В Шекснин-

ском водохранилище доля карбонатного комплекса снижается до 20%, а в маломинерализованных водах Онежского озера до 5%; в обоих водоемах содержание свободных ионов составляет ~35%, а гидроксокомплексов — 2–4%; в виде фульватного комплекса находится более 30% растворенного Pb, причем в водах Онежского озера эти комплексы становятся преобладающими (до 60%).

Практически вся растворенная Cu связана в фульватные комплексы CuFu^0 (81–99%), оставшаяся часть почти полностью приходится на долю карбонатных комплексов CuCO_3^0 (до 14,5%). Сумма наиболее токсичных форм Cu^{2+} и CuOH^+ не превышает 4% от общего содержания меди в растворе.

Полученное в результате термодинамических расчетов распределение форм нахождения микроэлементов в поверхностных водах (рис. 2) в целом согласуется с ранее опубликованными данными

для других пресноводных водоемов, не испытывающих значительной антропогенной нагрузки [Линник, Набиванец, 1986; Lipatnikova et al., 2016; Громова и др., 2016].

Заключение. Термодинамический расчет форм нахождения микроэлементов в поверхностных водах канала имени Москвы, Угличского, Рыбинского, Шекснинского, Вытегорского и Белоусовского водохранилищ, а также Онежского

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 413 с.

Варшал Г.М., Кощеева И.Я., Сироткина И.С. и др. Изучение органических веществ поверхностных вод и их взаимодействие с ионами металлов // Геохимия. 1979. № 4. С. 598–607.

Громова В.А., Шестакова Т.В., Липатникова О.А. Эколого-геохимическая оценка состояния поверхностных водотоков в зоне влияния хвостохранилища Урупского горно-обогатительного комбината // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 5. С. 39–46.

Кирюхин В.К., Швец В.М. Определение органических веществ в подземных водах. М.: Недра, 1976.

Комов В.Т., Степанова И.К., Гремячих В.А. Содержание ртути в мышцах рыб из водоемов Северо-Запада России: причины интенсивного накопления и оценка негативного эффекта на состояние здоровья людей // Актуальные проблемы водной токсикологии. Борок: Изд. ИБВВ, 2004. С. 99–123.

Линник П.Н., Набиванец Б.И. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 270 с.

Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Хавина Е.М. Гидрохимическая характеристика водных объектов канала имени Москвы и Волго-Балтийской системы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 6. С. 69–76.

Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии / Под ред. С.Р. Крайнова. М.: Недра, 1988.

Приказ Минсельхоза России от 13.12.2016 № 552 «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения» (Зарегистрировано в Минюсте России 13.01.2017 № 45203). Электронный фонд правовой и нормативно-технической документации. URL: <http://docs.cntd.ru> (дата обращения: 22.06.2019).

Сайт документации программного пакета HCh for Windows. URL: <http://www1.geol.msu.ru/deps/geochems/soft/index.html> (дата обращения: 22.06.2020).

Шваров Ю.В. HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С. 898–903.

Allison J.D., Brown D.S., Novo-Gradac K.J. MINT-EQA2/PRODEFA2, A geochemical assessment model for environmental systems: Version 3.0 Users' Manual. U.S. EPA, Athens, Georgia. 1991.

Campbell P.G.C. Interactions between trace metals and aquatic organisms: a critique of the free ion activity model // Metal speciation and bioavailability in aquatic systems / Eds. A. Tessier, D.R. Turner. Wiley, 1995. P. 45–102.

Gustafson J.P. Visual MINTEQ, Version 2.30: A Windows version of MINTEQA2, version 4.0. 2004.

озера показал, что для Sr, Ba, Fe, Mn, Zn, Ni, Co, Cd преобладающие формы представлены свободными ионами, для Cu — фульватными комплексами, для Pb — карбонатными и фульватными комплексами.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00519 «Развитие экспериментальных и теоретических основ количественной коллоидной геохимии континентальных вод»).

Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. SUPCRT 92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000 °C // Computers and Geosciences. 1992. Vol. 18, N 7. P. 899–947.

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 Vyshevoleotsky reservoirs, Russia // In 16th Intern. multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2016. Conference proceed. Vol. 3 of Water Resources. Forest, Marine and Ocean Ecosystems. Sofia, Bulgaria: «Alexander Malinov», 2016. P. 35–42.

Mantoura R.F.C., Dickson A., Riley S.P. The complexation of metals with humic materials in natural water // Estuar. Coast. Mar. Sci. 1978. Vol. 6. P. 383–408.

McDonald D.G., Wood C.M. Metal bioavailability and mechanism of toxicity // Proceeding 14 annual SETAC-meeting. Texas, Houston, 2001. P. 23–27.

NIST Critically Selected Stability Constants of Metal Complexes Database: Version 8.0. URL: <https://www.nist.gov/srd/nist46> (дата обращения: 05.03.2020).

Nordstrom D.K. Modeling low-temperature geochemical processes // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland. Vol. 5. Amsterdam: Elsevier Pergamon, 2004. P. 37–72.

Nordstrom D.K., Archer D.G. Arsenic thermodynamic data and environmental geochemistry // In Arsenic in Ground Water: Geochemistry and Occurrence. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2003. P. 1–25.

Parkhurst D.L., Kipp K.L., Engesgaard P., Charlton S.R. PHAST — A Program for simulating ground-water flow, solute transport, and multicomponent geochemical Reactions. U.S. Geol. Surv. Techniques and Methods. 2004. 154 p.

Schnitzer M., Skinner S.I.M. Organo-metallic interaction in soil: 7. Stability constants of Pb, Ni, Co, Ca, Mn and Mg-fulvic acid complexes // Soil Sci. 1967. Vol. 103. P. 247–252.

Shvarov Y.A suite of programs, OptimA, OptimB, OptimC, and OptimS compatible with the UNITHERM database, for deriving the thermodynamic properties of aqueous species from solubility, potentiometry and spectroscopy measurements // Applied Geochemistry. 2015. Vol. 55. P. 17–27.

Stiff H.A. The interpretation of chemical water analysis by means of patterns // J. Petroleum Technology. 1951. Vol. 3, N 10. P. 15–17.

Turner D.R., Whitfield M., Dickson A.G. The equilibrium speciation of dissolved components in freshwater and seawater at 25 °C and 1 atm pressure // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1981. Vol. 45, N 6. P. 855–881.

Поступила в редакцию 02.07.2020

Поступила с доработки 30.10.2020

Принята к публикации 30.10.2020

УДК 551.345

И.И. Гнатюк¹, Р.Г. Мотенко²**ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ СЕЗОННОГО ОТТАИВАНИЯ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК НАСЫПНЫХ ГРУНТОВ**

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

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

Западная Сибирь — важная база добычи нефти и газа. Месторождения обустроены, как правило, на насыпных грунтах, которые нарушают термический режим пород и вызывают развитие разнообразных инженерно-геологических процессов и явлений. Представлены результаты определения теплофизических характеристик насыпных грунтов, отобранных на четырех месторождениях Западной Сибири. Выполнены теплотехнические расчеты для определения глубины сезонного оттаивания и дана оценка влияния теплофизических свойств насыпных грунтов на изменение мощности сезонно-талого слоя.

Ключевые слова: многолетнемерзлые породы, насыпные грунты, теплофизические характеристики, теплотехнические расчеты.

Western Siberia is an important base for oil and gas production. The main number of deposits are arranged on bulk soils that violate the thermal regime of rocks and cause the development of a variety of engineering and geological processes and phenomena. The paper presents the results of determining the thermophysical characteristics of bulk soils selected at four fields in Western Siberia. Thermotechnical calculations were carried out to determine the depth of seasonal thawing and an assessment was made of the influence of the thermophysical properties of bulk soils on the change in thickness of the seasonally thawed layer.

Key words: permafrost, bulk soils, thermophysical characteristics, thermotechnical calculations

Введение. Добыча нефти и газа в районах Западной Сибири сопровождается множеством факторов, которые необходимо учитывать при освоении и эксплуатации месторождений. К основным из них относятся природно-климатические особенности территории и высокая уязвимость природной среды, что связано с распространением здесь многолетнемерзлых пород (ММП). Распространение ММП на территориях месторождений ставит нефтегазоконденсатные компании перед необходимостью разрабатывать и реализовывать мероприятия, направленные на снижение техногенного воздействия объектов нефтедобычи на состояние многолетней мерзлоты [Макарский, Губайдуллин, 2010]. Решение таких задач возможно при использовании передовых технических способов обустройства нефтяных месторождений с учетом природно-климатических условий региона, с организацией системы наблюдения за состоянием верхней части геологической среды, а также с прогнозом изменения геокриологической обстановки под влиянием техногенных изменений условий теплообмена пород с внешней средой. Для прогноза необходимо знание входных параметров, к которым относятся свойства грунтов, такие, как влажность, плотность, коэффициент тепло-

проводности, теплоемкость, температура начала замерзания, содержание незамерзшей воды и др.

Освоение территории в области развития криолитозоны всегда проводится с изменениями поверхностных условий в связи с уничтожением или преобразованием напочвенных теплоизолирующих покровов (растительного, снежного), преобразованием верхних частей инженерно-геологического разреза при выемках, замене грунта, создании насыпи [Будлович, 2012]. На месторождениях Западной Сибири в качестве оснований инженерных сооружений используются, как правило, насыпные грунты, поэтому необходимо особое внимание уделять изучению их состава, строения и свойств. Цель работы — определение теплофизических характеристик насыпных грунтов разного гранулометрического состава в различном диапазоне влажности и плотности для дальнейшего проведения теплотехнических расчетов.

Объект исследования. Для решения поставленных задач были выбраны насыпные грунты четырех нефтегазоконденсатных месторождений с разными геокриологическими условиями. Первая группа месторождений в административном отношении расположена в Надымском районе Ямalo-Ненецкого автономного округа Тюменской

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, аспирант; e-mail: ivanka.gnatuk93@mail.ru

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

области (месторождения I и II), вторая группа месторождений — в Ханты-Мансийском автономном округе (месторождения III и IV).

Месторождения I и II. Среднегодовая температура воздуха $-5,5^{\circ}\text{C}$. Абсолютный минимум температуры приходится на февраль и составляет -58°C [СП. 131.13330.2012]. Мощность многолетнемерзлой толщи превышает 30 м. Температура грунта на глубине 7–10 м составляет $-0,6 \dots -1,2^{\circ}\text{C}$. Изменение мощности сезонно-талого слоя (СТС) для территории месторождения варьирует от 0,3–0,6 до 2–3 м [Геокриология..., 1989].

Месторождения III и IV. Среднегодовая температура воздуха $-3,4^{\circ}\text{C}$. Абсолютный минимум температуры приходится на февраль и равен -53°C [СП. 131.13330.2012]. Мощность ММП составляет 5–10 м, реже 30–50 м, температура пород колеблется от $-0,2$ до $-0,3^{\circ}\text{C}$. Глубина протаивания 0,7–2 м [Геокриология..., 1989].

На рассматриваемых месторождениях в качестве насыпных грунтов использованы пески разной дисперсности, отобранные с близлежащих карьеров.

На месторождении I использованы пески, отобранные в карьере, который находится в 58 км от г. Надым в пос. Шевелевские Пески, карьер № 3. Полезную толщу карьера слагают среднеплейстоценовые прибрежно-морские осадки салехардской свиты, представленные песками разной крупности.

На месторождении II использовали пески, отобранные в карьере № 4 в 100 км от г. Надым (Ныдинский район). В разрезе вскрыты пески салехардской свиты преимущественно средней крупности, в незначительном объеме — мелкие.

Для месторождений III и IV использованы пески из карьера № 3 в районе пос. Сосновка. В геологическом строении рассматриваемого участка принимают участие среднечетвертичные ледниковые отложения самаровского оледенения, представленные мелкими песками.

Для экспериментальных исследований песчаные грунты отбирали непосредственно на месторождениях с территорий расположения нескольких кустов скважин. Для месторождения I — это мелкие пески и пески средней крупности без включений, а также с примесью органического вещества и техногенно загрязненные; для месторождения II — пески средней крупности без включений и с наличием ожелезнения; для месторождений III и IV были отобраны мелкие пески без включений и с ожелезнением (таблица).

Материалы и методы исследований. Для всех экспериментальных исследований теплофизических свойств были подготовлены грунтовые пасты с заданными значениями влажности и плотности. Значения плотности скелета грунта (ρ_d) задавали равными 1,5–1,7 г/см³, а значения влажности — в диапазоне 7–25%.

Определение теплофизических характеристик проводили с помощью автоматизированного измерителя теплофизических свойств «ИТС-λс-10 грунт» и методом регулярного режима I рода в талом и мерзлом состоянии. Прибор «ИТС-λс-10 грунт» позволяет определять коэффициент теплопроводности и удельную теплоемкость породы в диапазоне температуры от -25 до $+20^{\circ}\text{C}$. Погрешность определения теплопроводности этим методом составляет $\pm 7\%$, для теплоемкости —

Гранулометрический состав насыпных грунтов

Номер месторождения	Номер куста	Обозначение песка	Содержание частиц, %								Наименование грунта по ГОСТ 25100-2011	Примечания
			>10 мм	10–5 мм	5–2 мм	2–1 мм	1–0,5 мм	0,5–0,25 мм	0,25–0,10 мм	0,10–0,5 мм		
I	1	Песок-1					0,5	35,0	49,4	15,1	Песок мелкий	С примесью органического вещества ($I_r = 0,06$)
		Песок-2					2,0	55,4	34,3	8,3	Песок средней крупности	
	2	Песок-3					0,2	23,4	58,8	17,6	Песок мелкий	
		Песок-4					1,0	52,0	39,1	7,9	Песок средней крупности	
		Песок-5			1,3	2,2		95,8	0,7		Песок средней крупности	
II	1	Песок-6				11,6	18,9	39,0	24,1	6,4	Песок средней крупности	Техногенно загрязненный
		Песок-7			4,3	22,7	48,5	13,9	10,6		Песок средней крупности	
III	1	Песок-8				0,3	34,0	46,5	19,2		Песок мелкий	Ожелезненный
		Песок-9				1,0	51,0	32,6	15,4		Песок мелкий	
IV	1	Песок-10				6,2	39,3	42,6	11,9		Песок мелкий	
		Песок-11			1	5,4	32,9	38,6	22,1		Песок мелкий	

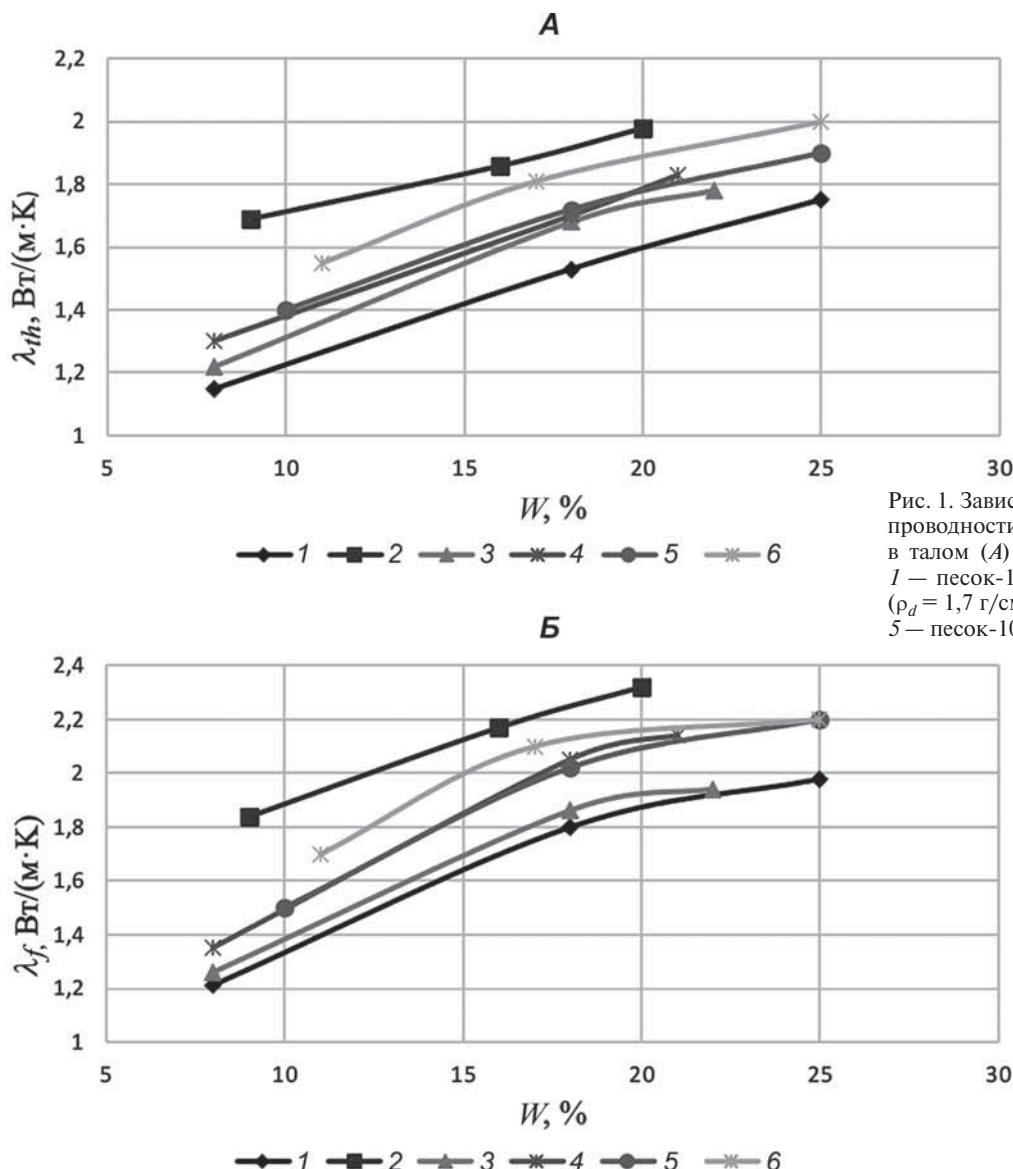


Рис. 1. Зависимости коэффициента теплопроводности мелких песков от влажности в талом (А) и в мерзлом (Б) состоянии:
1 — песок-1 ($\rho_d = 1,5 \text{ г}/\text{см}^3$); 2 — песок-3 ($\rho_d = 1,7 \text{ г}/\text{см}^3$); 3 — песок-8, 4 — песок-9,
5 — песок-10, 6 — песок-11 ($\rho_d = 1,6 \text{ г}/\text{см}^3$)

±10% [Баранов и др., 2003; Теплофизические..., 2010; Гнатюк, Мотенко, 2015]. Методом регулярного режима I рода можно исследовать рыхлые горные породы в талом и мерзлом состоянии вне области интенсивных фазовых переходов. Метод технически прост, опыт и расчет эксперимента проводятся быстро и легко, вследствие чего возможно серийное исследование. К основным недостаткам относятся ограничения в температурном диапазоне, невозможность оценки свойств грунтов с ярко выраженной анизотропией (грунтов с различной лито- и криотекстурой), а также относительно невысокая точность (±10%) [Методы..., 2004].

В результате исследований получены фактические данные теплофизических свойств песков разного гранулометрического состава, отобранных на территориях четырех месторождений.

Результаты исследований и их обсуждение. Полученные экспериментальные данные проанализированы в зависимости от дисперсности, влажности и плотности в талом и мерзлом состоянии. Сопо-

ставлены осредненные данные о теплопроводности мелких песков всех месторождений (песок-1, -3, -8, -9, -10, -11) в диапазоне влажности $W=8\div25\%$ и плотности скелета грунта $\rho_d = 1,5\div1,7 \text{ г}/\text{см}^3$ (рис. 1). Коэффициент теплопроводности грунтов возрастает с увеличением влажности и плотности. Самые низкие значения коэффициента теплопроводности получены для песка-1 при $\rho_d=1,5 \text{ г}/\text{см}^3$ и изменяются с ростом влажности в талом состоянии (λ_{th}) от 1,15 до 1,75 $\text{Bt}/(\text{м} \cdot \text{К})$, в мерзлом (λ_f) — от 1,21 до 1,98 $\text{Bt}/(\text{м} \cdot \text{К})$; максимальные значения установлены в песке-3 при $\rho_d=1,7 \text{ г}/\text{см}^3$ и влажности $W=20\%$: в талом состоянии $\lambda_{th}=1,98 \text{ Bt}/(\text{м} \cdot \text{К})$, в мерзлом — $\lambda_f = 2,32 \text{ Bt}/(\text{м} \cdot \text{К})$.

В образцах песка-8, -9, -10 и -11 плотность составляет $\rho_d = 1,6 \text{ г}/\text{см}^3$, но наличие ожелезнения в песке-11 повышает значение его теплопроводности приблизительно на 10% по сравнению с двумя другими песками.

На рис. 2 приведены зависимости коэффициента теплопроводности от влажности для песков

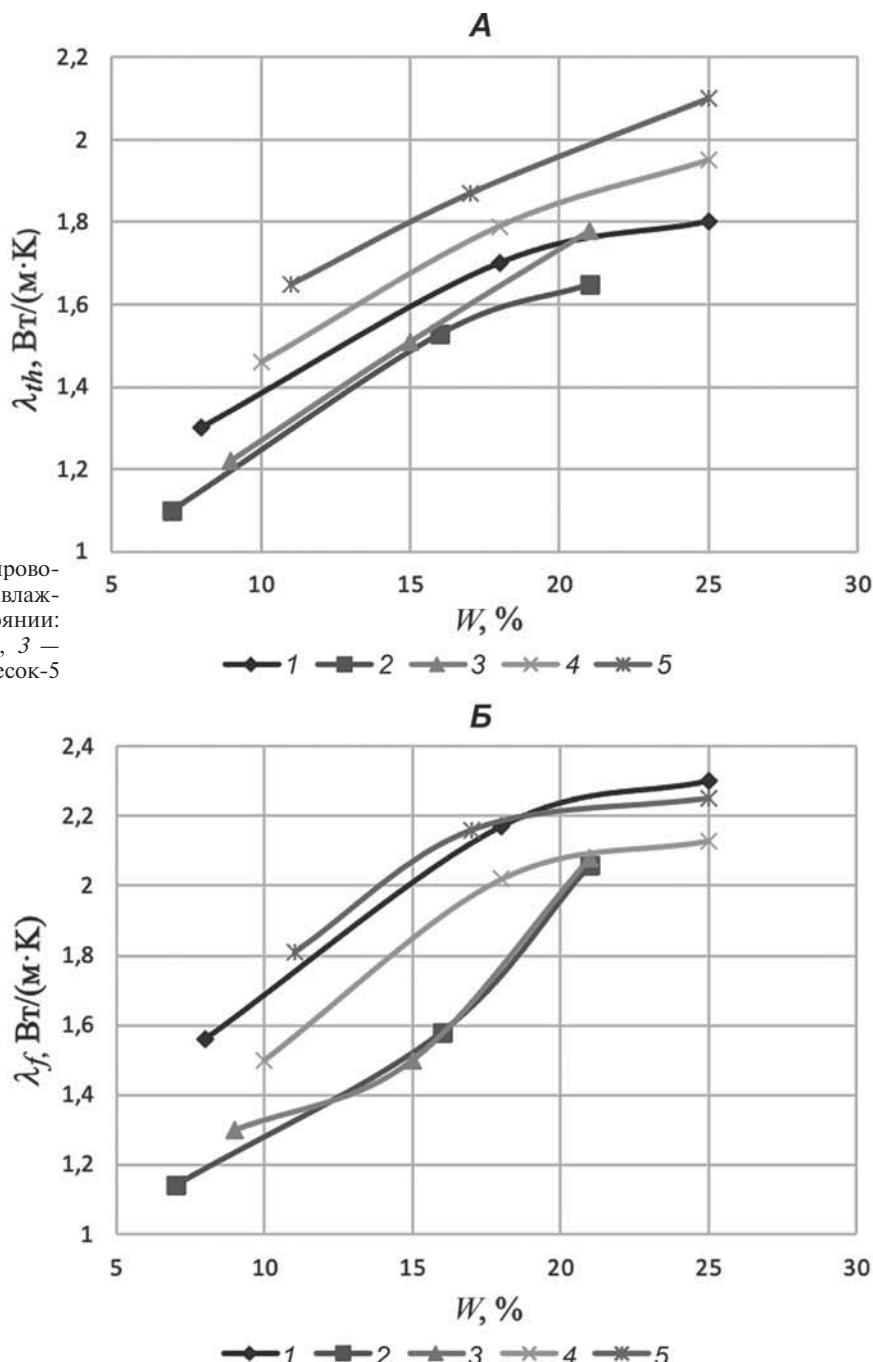


Рис. 2. Зависимость коэффициента теплопроводности для песков средней крупности от влажности в талом (А) и в мерзлом (Б) состоянии:
1 — песок-2 ($\rho_d = 1,5 \text{ г}/\text{см}^3$); 2 — песок-6, 3 — песок-7 ($\rho_d = 1,6 \text{ г}/\text{см}^3$); 4 — песок-4 и 5 — песок-5 ($\rho_d = 1,7 \text{ г}/\text{см}^3$)

средней крупности. К ним относятся пески-2, -4, -5, -6, -7. Наличие ожелезнения в песке-7 привело к самым высоким значениям теплопроводности для песков средней крупности.

Минимальные значения получены для песка, в котором присутствуют растительные остатки (песок-4) и для техногенно загрязненного грунта (песок-5), несмотря на то, что у них самая высокая плотность скелета грунта ($\rho_d = 1,7 \text{ г}/\text{см}^3$). Это закономерно, так как присутствие в грунте органического вещества понижает теплопроводность грунта из-за низкой теплопроводности органического компонента и увеличения содержания незамерзшей воды в мерзлом грунте [Роман, 1987; Алексютина, Мотенко, 2014]. Углеводород-

ное загрязнение также, как правило, приводит к снижению теплопроводности влагонасыщенных грунтов [Журавлев, Мотенко, 2005].

Значения удельной теплоемкости для образцов песка-1, -2, -3, -4, -5, -6, -7 получены экспериментально, а для образцов песка-8, -9, -10, -11 — рассчитаны по аддитивным соотношениям (СП 25.13330.2012). Изучение теплоемкости показало, что удельная теплоемкость (C_{th}) талых грунтов мало зависит от типа грунта и с изменением влажности возрастает от 940 до 1450 Дж/(кг·К). Для мерзлых грунтов значения теплоемкости ниже, чем для талых, и с ростом влажности ее величина изменяется от 810 до 1150 Дж/(кг·К). Отметим, что в основном для исследуемых образцов раз-

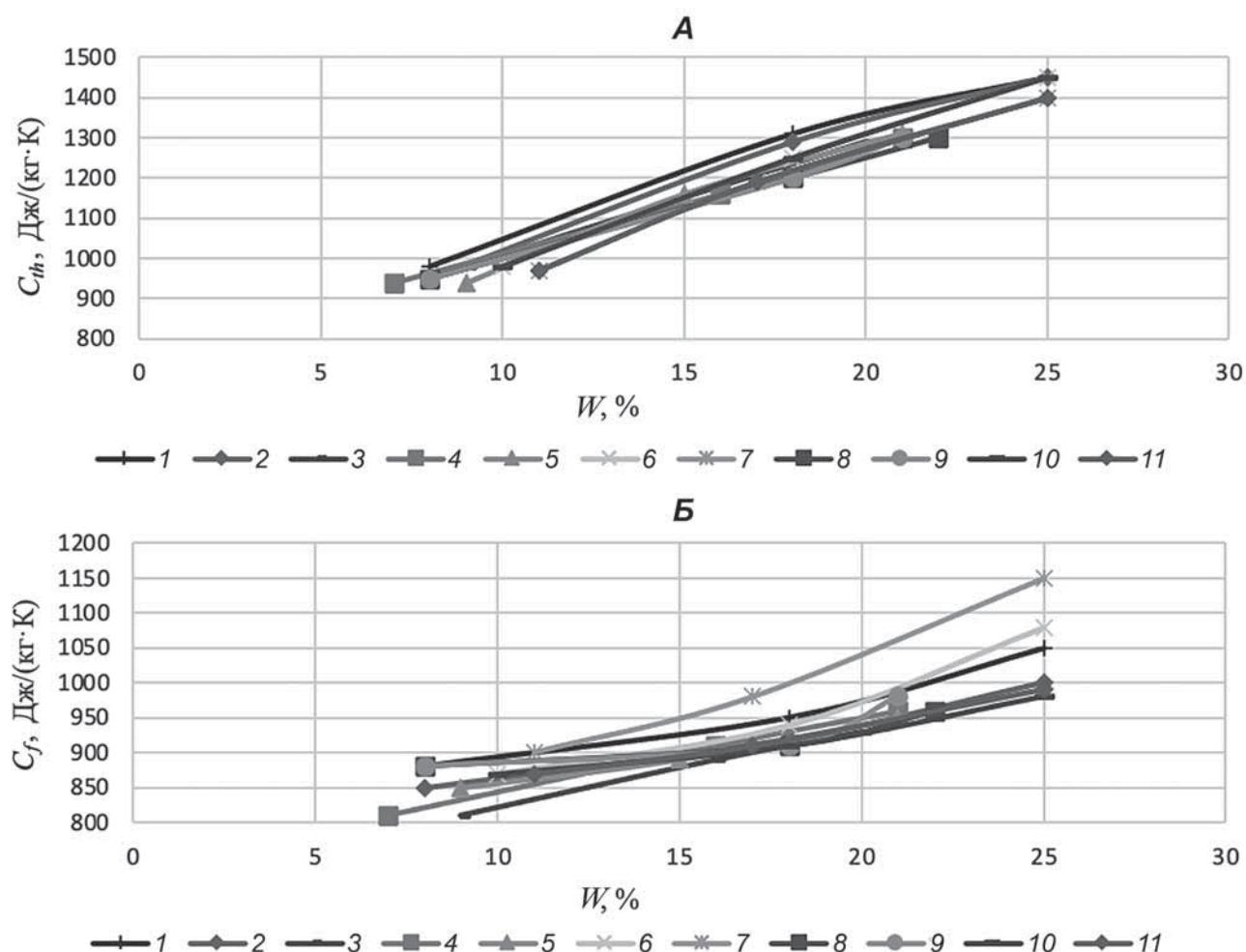


Рис. 3. Зависимость удельной теплоемкости для песков разной дисперсности от влажности в талом (A) и в мерзлом (B) состоянии: 1 — песок-1, 2 — песок-2, 3 — песок-3, 4 — песок-4, 5 — песок-5, 6 — песок-6, 7 — песок-7; 8 — песок-8, 9 — песок-9, 10 — песок-10, 11 — песок-11

личия также незначительные (<10%) (рис. 3). Исключение составили экспериментальные данные для песка-7.

Результаты теплотехнических расчетов. Теплотехнические расчеты выполнены в программе Permafrost 3D, позволяющей выполнять прогноз изменения температурного режима грунтов в трехмерном пространстве с учетом влияния как природных, так и техногенных факторов.

Теплотехнические расчеты проводили на 30 лет, что соответствует времени эксплуатации месторождений. Для оценки влияния теплофизических свойств только насыпных грунтов в качестве примера подстилающих пород был выбран суглинок. Характеристики грунта приняты по СП 25.13330.2012 следующими: $W = 20\%$, $\rho_d = 1,6 \text{ г}/\text{см}^3$, $\lambda_f = 1,56 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$, $\lambda_{th} = 1,33 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$.

Рассмотрим результаты расчетов для двух групп месторождений с разными геокриологическими условиями и оценим глубину сезонно-талого слоя (СТС) в зависимости от влажности для всех исследуемых песков (рис. 4, 5).

Для месторождений I и II в зависимости от вида грунта подсыпки мощность СТС (ξ) изменяется от 0,3 до 0,5 м при влажности 25% и от 0,8 до 1,15 м при влажности 8% (рис. 4).

Для менее теплопроводных песков при полном влагонасыщении (песок-1, -4, -5) $\xi \approx 0,31 \div 0,35$ м, а для песков с большей теплопроводностью (песок-2, -3, -6, -7) $\xi \approx 0,39 \div 0,48$ м. Для этих песков среднегодовая температура грунтов может быть выше 0 °C при влажности $W > 20\%$. При влажности $W = 8\%$ изменение значений теплопроводности насыпных грунтов на 28% приводит к увеличению глубины СТС на 25% ($\Delta\xi = 0,3 \text{ м}$), а при полном влагонасыщении при изменении теплопроводности на 13% глубина СТС изменяется только на 16%.

На месторождениях III и IV (рис. 5) в качестве насыпных грунтов используют пески одной дисперсности. Для более теплопроводного песка-11 при полном влагонасыщении значения мощности СТС больше на 20%, чем для песков-8, -9, -10 ($\Delta\xi = 0,33 \text{ м}$). Среднегодовая температура грунтов

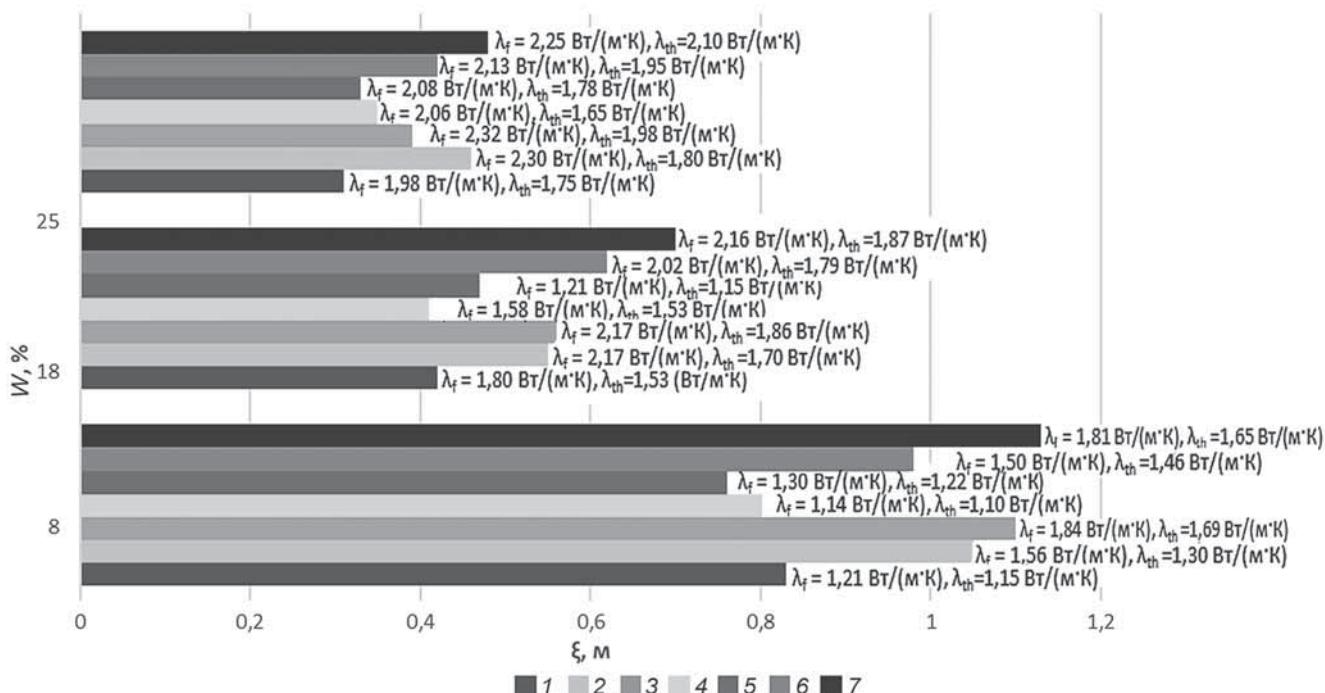


Рис. 4. Результаты изучения глубины СТС (ξ) в зависимости от влажности (W) при разных значениях теплопроводности насыпных грунтов для месторождений I и II: 1 — песок-1, 2 — песок-2, 3 — песок-3, 4 — песок-4, 5 — песок-5, 6 — песок-6, 7 — песок-7

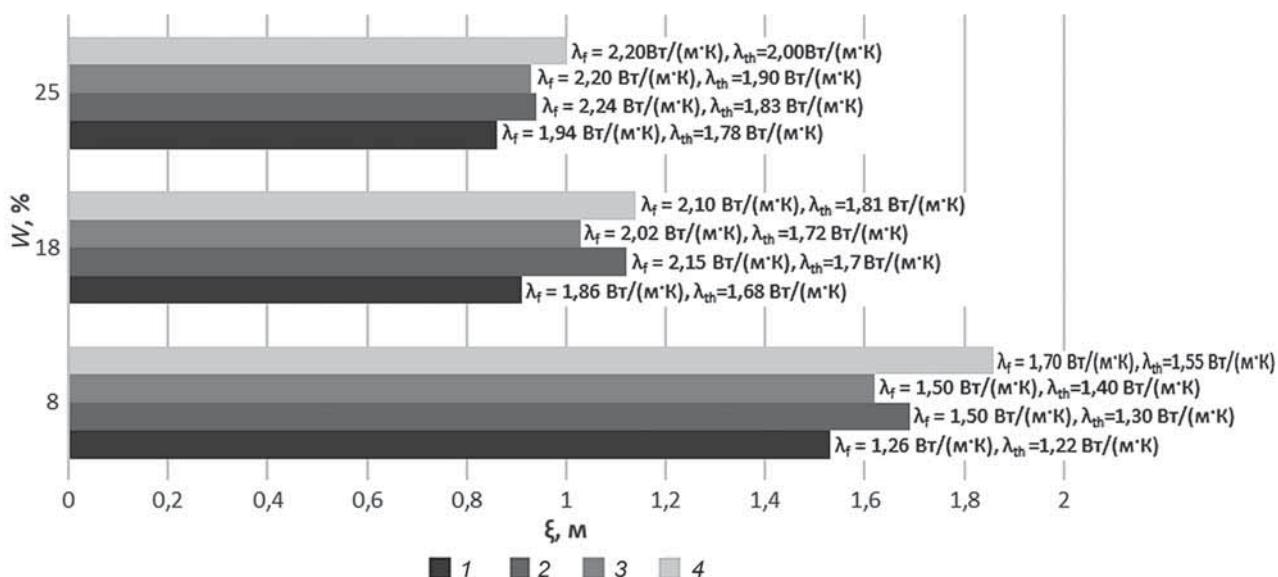


Рис. 5. Результаты изучения глубины СТС (ξ) в зависимости от влажности (W) при разных значениях теплопроводности насыпных грунтов для месторождений III и IV: 1 — песок-8, 2 — песок-9, 3 — песок-10, 4 — песок-11

становится выше 0°C для песка-11 при $W > 15\%$, для песка-9 — при $W > 18\%$. Максимальные значения мощности СТС соответствуют мелким пескам с наличием ожелезнения.

Заключение. На месторождениях Западной Сибири в качестве насыпных грунтов используются пески разного гранулометрического состава, отобранные с близлежащих карьеров. При отборе песков непосредственно на кустовых площадках выявлено, что свойства песков различаются по дисперсности, влажности, плотности, а также выявлено наличие органического вещества, оже-

лезнения и техногенного загрязнения, которые влияют на изменения значений теплофизических характеристик.

В результате исследований получены данные о теплофизических характеристиках грунтов в диапазоне влажности и плотности, которые необходимо учитывать при проведении теплотехнических расчетов. Результаты моделирования показали влияние теплофизических характеристик грунтов подсыпок на становление границы СТС.

Наличие органического вещества понижает теплопроводность грунта. Углеводородное загряз-

нение также, как правило, приводит к снижению теплопроводности влагонасыщенных грунтов. Наличие ожелезнения в песках при прочих равных условиях повышает значение теплопроводности на ~10%. Значения удельной теплоемкости мало различаются для рассматриваемых песков.

Для первой группы месторождений (месторождения I и II) изменение значений теплопроводности насыпных грунтов на 28% приводит к увеличению глубины СТС на 25% ($\Delta\xi = 0,3$ м) при влажности 8%, а при полном влагонасыщении при изменении теплопроводности на 13% глубина СТС изменяется на 16%.

Для второй группы месторождений (месторождения III и IV) при использовании более теплопроводного влагонасыщенного песка значения мощности СТС больше на 20%, чем для песков -8, -9, -10 ($\Delta\xi = 0,33$ м); при влажности 8% и изменении теплопроводности на 28% глубина СТС изменяется на 21%. Среднегодовая температура грунтов становится выше 0 °C для песка-11 при $W > 15\%$, для песка-9 — при $W > 18\%$. Максимальные значения

мощности СТС соответствуют мелким пескам с наличием ожелезнения.

Значения мощности СТС для второй группы месторождений (месторождения III и IV) в целом выше, чем для первой (месторождения I и II), что связано с более «мягкими» геокриологическими условиями.

Присутствие органического вещества, ожелезнения и техногенного загрязнения сильно влияет на теплопроводность песков и, соответственно, на геокриологические условия участка. Техногенные загрязнения, такие, как разлив углеводородного сырья, разлив пластовых вод, буровых растворов и промывочных жидкостей, могут существенно изменить не только теплофизические характеристики, но и фазовый состав влаги, температуру начала замерзания и др. Поэтому при освоении и эксплуатации месторождений для предотвращения создания аварийных ситуаций необходимо определять физические характеристики грунтов, в том числе насыпных, и контролировать их изменение в ходе эксплуатации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексютина Д.М., Мотенко Р.Г. Оценка влияния засоления и содержания органического вещества в мерзлых породах западного побережья Байдацкой губы на их теплофизические свойства и фазовый состав влаги // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 2. С. 59–63.

Баранов И.В., Платунов А.Е., Платунов Е.С. Комплекс автоматизированных приборов для измерения тепловых свойств // Научное приборостроение. 2003. Т. 13, № 3. С. 19–24.

Булдович С.Н. Оценка устойчивости многолетнемерзлых пород к техногенным воздействиям при освоении северных территорий России // Вестн. РУДН. Сер. Экология и безопасность жизнедеятельности. 2012. № 1. С. 47–60.

Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 454 с.

Гнатюк И.И., Мотенко Р.Г. Изучение теплофизических характеристик насыпных грунтов для оценки глубины сезонного оттаивания // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации: Мат-лы докл. XIII Общеросс. конф. изыскательских организаций. М., 2017. С. 320–324.

Журавлев И.И., Мотенко Р.Г., Ершов Э.Д. Формирование теплофизических свойств мерзлых дисперсных пород при их загрязнении нефтью и нефтепродуктами // Геоэкология. 2005. № 1. С. 50–61.

Макарский Н.А., Губайдуллин М.Г. Результаты геокриологического мониторинга на Ардalinском нефтяном месторождении // Вестн. Поморского ун-та. Сер. Естественные и точные науки. 2010. № 1(10). С. 15–21.

Методы геокриологических исследований: Учеб. пособие / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. 512 с.

Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1987. 224 с.

СП. 131.13330.2012. Строительная климатология. Актуализированная редакция СНиП 23-01-99* (с Изменениями № 1, 2). М.: Минстрой России, 2015.

СП 25.13330.2012. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М.: Мин-во регион. развития РФ, 2012.

Теплофизические измерения: Учеб. пособие / Под ред. Е.С. Платунова. СПб.: Изд-во СПбГУНПТ, 2010. 737 с.

Поступила в редакцию 15.06.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.42

А.В. Савенко¹, А.Ю. Бычков², С.В. Полтавская³, В.С. Савенко⁴

ФТОР В ВОДАХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОГО РЕГИОНА

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

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

Определено содержание растворенных фторидов в водах 13 грязевых вулканов Керченско-Таманского региона, которое составило 0,13–2,00 мг/л при среднем значении 0,87 мг/л ($n = 37$). Установлена достаточно плотная корреляция концентрации фтора с величиной pH ($r = 0,80$) при отсутствии взаимосвязи с минерализацией и содержанием компонентов основного солевого состава. Сделано предположение, что концентрация фтора в грязевулканических водах контролируется реакцией обмена $\bar{F} + \text{OH}^- = F^- + \bar{OH}$ где \bar{F} и \bar{OH} — содержание адсорбированного и структурного фтора (гидроксил-ионов) в глинистых минералах; F^- и OH^- — концентрация фторидов (гидроксил-ионов) в водной фазе.

Ключевые слова: фтор, грязевой вулкан, грязевулканические воды, Керченско-Таманский регион.

Content of dissolved fluorides in the waters of 13 mud volcanoes of the Kerch-Taman region was determined: 0,13–2,00 mg/l with average value of 0,87 mg/l ($n = 37$). A fairly close correlation was established between the fluorine concentration and pH value ($r = 0.80$) in the absence of correlation with mineralization and content of components of the basic salt composition. It was suggested that the fluorine concentration in mud-volcano waters is controlled by the exchange reaction $\bar{F} + \text{OH}^- = F^- + \bar{OH}$ where \bar{F} et \bar{OH} is content of adsorbed and structural fluorine (hydroxyl ions) in the clay minerals; F^- et OH^- is concentration of fluorides (hydroxyl ions) in the aqueous phase.

Key words: fluorine, mud volcanism, mud-volcano waters, Kerch-Taman region.

Введение. Несмотря на то что геохимия фтора в процессах современного вулканизма в целом изучена достаточно хорошо [Геохимия..., 1965; Мархинин, 1967, 1985; Меняйлов и др., 1980], некоторые аспекты этой проблемы до сих пор остаются почти не исследованными. Один из таких вопросов касается распространенности и закономерностей миграции фтора в областях развития грязевого вулканализма. С целью восполнения этого пробела авторами было изучено распределение растворенного фтора в водах грязевых вулканов Керченско-Таманского региона, в пределах которого расположена вторая по величине после азербайджанской наземная грязевулканическая провинция [Шнюков и др., 1986, 1992; Холодов, 2002а, б; Лаврушин, 2012].

Материалы и методы исследований. Характеристика объектов исследований. Было обследовано 13 очагов грязевулканической деятельности в апреле

2018 г. (Булганакский, Чонгелекский), марте 2019 г. (Чонгелекский, Азовское пекло, Западные Цимбалы, Гефест (Гнилая гора), Шуга, Гладковский, Семигорский) и сентябре 2020 г. (Насырский, Королёвский, Буражский, Еникальский, скв. Глазовская), в которых отобрано 37 проб воды. Расположение мест пробоотбора показано на рис. 1.

Насырский грязевой вулкан опробован на вершине грязевулканической постройки. Пробы 20-01, 20-02 и 20-03 отобраны из мелких грифонов, окруженных битуминозными отложениями. На поверхности воды наблюдалась пленка нефти. В Королёвском грязевом вулкане проба 20-04 взята из единственной сальзы. В Буражском грязевом вулкане опробованы мелкие грифоны на вершине грязевулканической постройки (пробы 20-06, 20-07, 20-08 и 20-09).

В пределах Еникальского грязевулканического района обследовано несколько центров: проба 20-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с.; e-mail: alla_savenko@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, профессор; e-mail: andrewbychkov@rambler.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, аспирант; e-mail: svetik-flower23@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, профессор, вед. науч. с.; e-mail: alla_savenko@rambler.ru

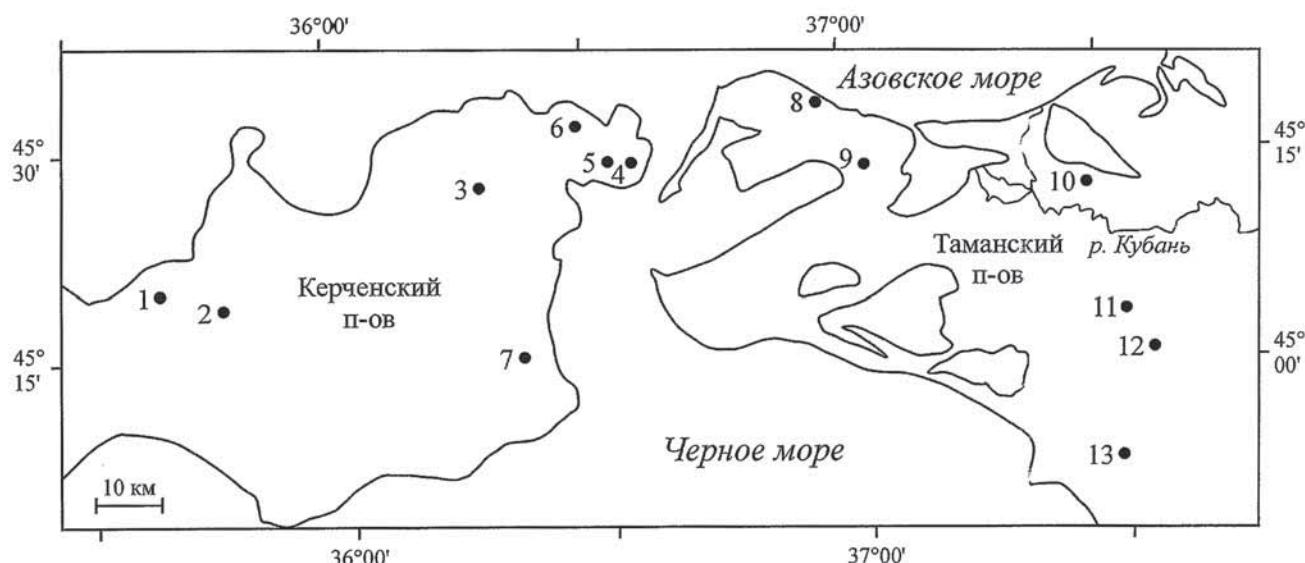


Рис. 1. Расположение опробованных грязевых вулканов Керченско-Таманского региона: 1 — Насырский, 2 — Королёвский, 3 — Буражский, 4 — Еникальский, 5 — скв. Глазовская, 6 — Булганакский, 7 — Чонгелекский, 8 — Азовское пекло, 9 — Западные Цимбалы, 10 — Гефест (Гнилая гора), 11 — Шуго, 12 — Гладковский, 13 — Семигорский

10 взята из северной сальзы; пробы 20-11, 20-12, 20-14 и 20-15 отобраны из мелких грифонов на сопочном поле; пробы 20-16 взята из южной сальзы. Проба 20-17 отобрана из заброшенной скважины около с. Глазовка, из которой изливаются нефть и вода. В Булганакском грязевулканическом центре опробованы небольшие грифоны на склоне сопки Андрусова (пробы 18-05 и 18-08), сопка Абиха (проба 18-09), сальза сопки Вернадского (проба 18-10) и сопка Павлова (проба 18-11).

В Чонгелекском грязевулканическом центре взяты пробы воды из единственного грифона на берегу оз. Тобечикское (19-02), а также из выходов вод с пленкой нефти и выделением газа в оголовках скважин и вблизи них на окраине дер. Костирино (19-01, 19-03 и 18-12). На территории грязевого вулкана Азовское пекло водная проба (19-09) отобрана в вытекающем из сальзы потоке жидкой грязи.

В результате мощного извержения грязевого вулкана Западные Цимбалы в феврале 2002 г. произошло образование огромного языка брекчии длиной 1000 м и шириной 100 м и кальдеры проседания площадью 45 га. После извержения в кальдере вулкана возникали эпизодически возгоравшиеся факелы, оставившие пятна обожженных шлаков диаметром 1–3 м. В настоящее время здесь встречаются только небольшие грифоны, из которых изливается жидкая грязь (проба 19-10).

Грязевой вулкан Гефест представляет собой плоскую сопку с многочисленными грифонами и сальзами. Пробы воды отобраны из сальзы в южной части вулкана (19-15), из активно газирующей сальзы в 50 м на север (19-16), с края заполненной глиной купальни с пятью газирующими сальзами в 30 м на север (19-17) и у подножия сопки из

самой большой сальзы Любовь диаметром 8–9 м с выходами газа (19-22).

В кальдере грязевого вулкана Шуго, также испещренной грифонами и сальзами, водные пробы взяты из грязевых выделений грифона (19-12) и водоно-грязевых потоков из сальз (19-12N и 19-12W).

В грязевом вулкане Гладковском, включающем в себя кальдеру диаметром 250–300 м и вулканическое поле, в пределах которого находится более 20 слабо газирующих маленьких озер, опробованы озера глубиной 70 см (проба 19-14/1) и 10 см (проба 19-14/2), а также вода из сальзы (проба 19-13).

Активность Семигорского грязевого вулкана невелика и проявляется в виде отдельных небольших выходов воды, в одном из которых была отобрана проба 19-11.

Методы исследований. Опробование заключалось в отборе жидкой грязи в полипропиленовые центрифужные пробирки объемом 50 мл и последующем отделении водной фазы. В случае осветленной суспензии раствор сразу отфильтровывали через мембранный фильтр с размером пор 0,22 мкм. В случае значительного содержания твердых компонентов суспензию вскоре после отбора центрифугировали в лаборатории, а затем также фильтровали через мембранный фильтр.

В фильтрате измеряли величину pH, концентрацию фторидов методом прямой потенциометрии [Савенко, 1986], общую щелочность ($\text{Alk} \approx 0.07 \text{ } \text{HCO}_3^-$) объемным ацидиметрическим методом [Лурье, 1971] и содержание других главных ионов (Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) методом капиллярного электрофореза [Комарова, Каменцев, 2006]. Погрешность определений составила $\pm 0,005 \text{ pH}$ и $\pm 3\%$. Расхождение сумм эквивалент-

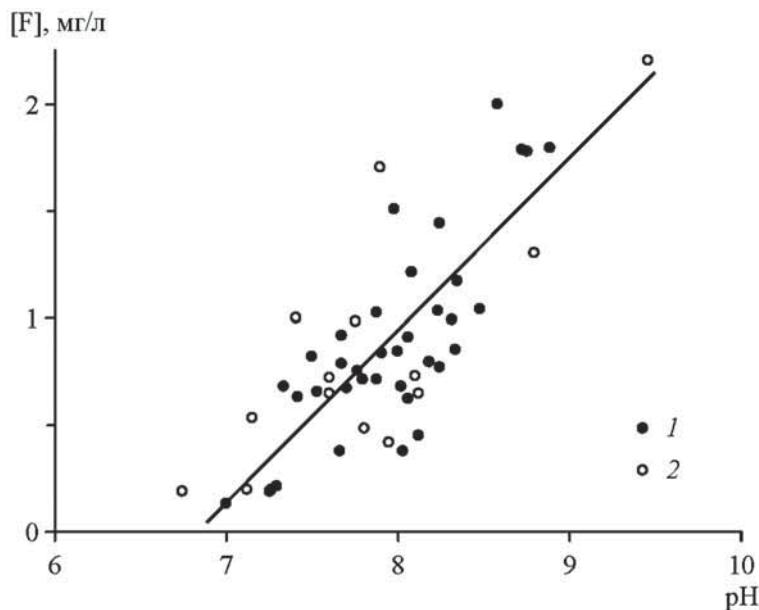


Рис. 2. Зависимость между содержанием фторидов в водах грязевых вулканов Керченско-Таманского региона и величиной рН: 1 — эта работа; 2 — [Лаврушин, 2012]

ных концентраций катионов и анионов основного солевого состава не превышало 5%.

Результаты исследований и их обсуждение. Результаты измерений приведены в таблице. Содержание растворенных фторидов в 37 пробах воды из 13 изученных грязевых вулканов Керченско-Таманского региона изменяется в сравнительно небольшом диапазоне: от 0,13 до 2,00 мг/л, составляя в среднем 0,87 мг/л, что близко соответствует концентрации фторидов в морской воде (1,3 мг/л). При этом концентрация фтора хорошо коррелирует с величиной рН ($r = 0,80$), тогда как ее взаимосвязь с минерализацией (M) и содержанием главных ионов практически отсутствует:

Компонент	pH	M	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	r
	0,80–0,11	0,15	0,01	0,13	–0,14	0,08	–0,41	0,06		

Интересно, что установленной положительной корреляции F⁻—рН хорошо соответствуют данные, полученные в 2001 г. В.Ю. Лаврушиным [2012] для 4 опробованных нами и 10 других грязевых вулканов Таманского п-ова (рис. 2), вместе формируя следующую зависимость:

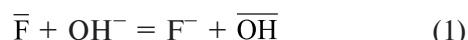
$$[F^-, \text{ мг/л}] = 0,73 \text{ pH} - 4,93, \quad r = 0,78.$$

Кроме того, нет также значимых корреляционных связей с минерализацией и ее отдельными составляющими. Это свидетельствует о пространственном единстве закономерностей миграции фтора в грязевулканических водах рассматриваемого региона и стабильности его распределения в многолетнем плане, что ранее было отмечено для макрокомпонентов [Лаврушин, 2012] и подтверждается нашими данными по основному солевому составу.

Корни грязевых вулканов Керченско-Таманского региона находятся в глинистых толщах раннемелового—раннеплейстоценового возраста на глубине от 3–4 до 8–10 км [Шнюков и др., 1986,

1992], причем воды, как и в других грязевулканических областях мира, облегчены по дейтерию и утяжелены по ¹⁸O относительно SMOW [Лаврушин, 2012]. Такое смещение изотопного состава указывает на формирование вод грязевых вулканов в результате взаимодействия подземных флюидов с глинистыми породами или (и) при дегидратации последних при температуре выше 100 °C [Лаврушин, 2012; Киквадзе и др., 2014].

В морских осадках и осадочных породах фтор присутствует в двух основных формах: в структуре глинистых минералов и апатита, где он изоморфно замещает гидроксил-ионы, и в адсорбированном состоянии. В щелочной среде при увеличении концентрации гидроксил-ионов должно происходить вытеснение иммобилизованного фтора в раствор согласно реакции обмена



где \bar{F} и \bar{OH} — содержание адсорбированного и структурного фтора (гидроксил-ионов) в глинистых минералах соответственно; F⁻ и OH⁻ — концентрация фторидов (гидроксил-ионов) в водной фазе. В этом случае между содержанием растворенных фторидов и величиной рН в водах грязевых вулканов должна возникать положительная корреляция, что и наблюдается в действительности. Заметим, что важная роль реакции (1) в процессах мобилизации—иммобилизации фтора подтверждается как данными экспериментального моделирования [Савенко, 2001; Савенко, Савенко, 2020], так и результатами натурных наблюдений [Савенко и др., 2014].

Заключение. В ходе опробования в 2018–2020 гг. определено содержание растворенных фторидов в водах грязевых вулканов Керченско-Таманского региона, которое составило 0,13–2,00 мг/л при среднем значении 0,87 мг/л.

Величина pH, минерализация (M), содержание растворенных фторидов и ионов основного солевого состава в водах грязевых вулканов Керченско-Таманского региона

№ точки на рис. 1	Название вулкана	Номер про-бы*	рН	M	F ⁻	Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		HCO ₃ ⁻		Na ⁺		K ⁺		Mg ²⁺		Ca ²⁺	
				г/л	мг/л	мг/л	%-ЭКВ.	мг/л	%-ЭКВ.	мг/л	%-ЭКВ.	мг/л	%-ЭКВ.	мг/л	%-ЭКВ.	мг/л	%-ЭКВ.	мг/л	%-ЭКВ.
1	Насырский	20-01	7,30	18,6	0,21	8740	41,4	54,1	0,2	2960	8,2	6670	48,6	7,64	<0,05	95,6	1,3	29,6	0,2
		20-02	7,27	16,3	0,19	7260	39,5	6,09	<0,05	2990	9,5	5880	49,4	6,84	<0,05	67,6	1,1	48,6	0,5
		20-03	7,26	15,7	0,19	7700	42,9	11,2	<0,05	2280	7,4	5590	48,0	11,3	0,1	74,8	1,2	43,4	0,4
2	Королёвский	20-04	7,00	23,2	0,13	12380	45,5	1,08	<0,05	2040	4,4	8360	47,4	82,5	0,3	130	1,4	165	1,1
3	Буражский	20-06	8,03	18,1	0,38	8860	42,8	0,72	<0,05	2540	7,1	6540	48,7	3,65	<0,05	82,3	1,2	25,5	0,2
		20-07	8,18	19,0	0,79	9500	43,6	0,57	<0,05	2540	6,8	6830	48,3	4,59	<0,05	84,1	1,1	24,3	0,2
		20-08	8,12	15,1	0,45	7470	43,7	4,81	<0,05	2290	7,8	5210	47,0	1,80	<0,05	70,5	1,2	24,7	0,3
		20-09	8,06	13,2	0,62	6340	41,9	27,6	0,1	1840	7,1	4860	49,5	1,65	<0,05	52,7	1,0	27,3	0,3
4	Еникаль-ский	20-10	7,50	12,2	0,82	1600	14,1	36,7	0,2	6880	35,2	3580	48,6	24,8	0,2	32,8	0,8	54,8	0,9
		20-11	8,32	11,1	0,99	2900	25,2	807	5,2	3660	18,5	3670	49,1	0,81	<0,05	58,6	1,5	30,6	0,5
		20-12	8,34	10,4	0,85	2550	24,9	42,9	0,3	4490	25,4	3250	48,8	0,61	<0,05	15,9	0,5	11,8	0,2
		20-14	8,23	10,7	1,03	2470	23,3	568	4,0	4360	23,9	3200	46,6	0,31	<0,05	62,9	1,7	30,9	0,5
		20-15	8,24	8,7	0,77	2020	23,3	2,34	<0,05	3900	26,2	2740	48,9	8,33	0,1	27,7	0,9	27,3	0,6
		20-16	7,77	8,7	0,76	2040	23,8	0,86	<0,05	3960	26,9	2640	47,4	9,88	0,1	27,5	0,9	40,6	0,8
5	. Глазовская	20-17	8,02	7,2	0,68	2230	30,1	1,60	<0,05	2690	21,1	2230	46,4	12,6	0,2	28,3	1,1	42,3	1,0
6	Булганак-ский	18-05	7,68	19,2	0,79	6950	34,0	671	2,4	5090	14,5	6370	48,0	16,8	0,1	55,1	0,8	28,0	0,2
		18-08	8,06	15,1	0,91	3780	24,4	539	2,6	5590	20,9	5160	51,2	14,6	0,1	33,3	0,6	18,4	0,2
		18-09	7,68	14,0	0,91	3830	27,0	209	1,1	5470	22,4	4460	48,5	11,4	0,1	32,8	0,7	17,5	0,2
		18-10	7,91	26,4	0,84	8150	29,9	739	2,0	8910	19,0	8540	48,3	22,1	0,1	39,4	0,4	30,1	0,2
		18-11	7,41	14,2	0,63	3670	25,9	663	3,4	5390	22,1	4340	47,2	14,5	0,1	56,2	1,2	16,6	0,2
7	Чонгелек-ский	19-02	8,89	17,4	1,79	6630	35,3	8,83	<0,05	4660	14,4	5980	49,0	36,4	0,2	55,4	0,9	25,0	0,2
		19-01	8,00	16,3	0,84	4530	27,2	195	0,9	6170	21,6	5290	49,0	22,2	0,1	58,6	1,0	22,9	0,2
		19-03	7,88	8,3	0,71	2860	32,0	5,83	<0,05	2450	15,9	2980	51,4	6,67	0,1	11,4	0,4	9,23	0,2
		18-12	8,35	92,4	1,17	54320	49,0	835	0,6	3810	2,0	30720	42,7	525	0,4	1840	4,8	334	0,5
8	Азовское пекло	19-09	7,53	12,9	0,66	4170	30,6	74,9	0,4	4140	17,6	4440	50,2	12,1	0,1	46,0	1,0	14,6	0,2
9	Западные Цимбалы	19-10	8,48	13,3	1,04	3340	24,8	191	1,0	5400	23,4	4350	49,8	15,8	0,1	27,2	0,6	16,9	0,2
10	Гефест	19-15	8,72	16,0	1,78	7070	39,5	47,7	0,2	3090	10,1	5770	49,7	12,8	0,1	12,9	0,2	17,9	0,2
		19-16	8,75	15,0	1,78	6580	39,5	22,1	0,1	3040	10,6	5320	49,2	11,1	0,1	17,0	0,3	17,5	0,2
		19-17	8,25	12,8	1,44	5440	37,9	40,3	0,2	2590	10,5	4740	51,0	8,57	0,1	11,0	0,2	9,11	0,1
		19-22	7,80	14,7	0,71	4730	31,2	40,1	0,2	5200	19,9	4660	47,4	13,0	0,1	54,6	1,1	19,9	0,2
11	Шуго	19-12	7,34	21,1	0,68	8710	37,0	48,2	0,2	4460	11,0	7650	50,1	55,5	0,2	107	1,3	32,2	0,2
		19-12N	8,08	20,9	1,21	8980	39,0	73,8	0,2	4610	11,6	7080	47,4	60,5	0,2	98,2	1,2	43,1	0,3
		19-12W	7,71	16,8	0,67	6840	36,9	92,6	0,4	3730	11,7	5940	49,4	57,3	0,3	69,3	1,1	25,6	0,2
12	Гладков-ский	19-14/1	7,98	19,6	1,50	11750	49,1	3,25	<0,05	165	0,4	6140	39,5	181	0,7	90,5	1,1	1240	9,2
		19-14/2	7,88	29,0	1,02	17930	51,0	4,27	<0,05	165	0,3	8900	39,0	236	0,6	134	1,1	1590	8,0
		19-13	7,66	18,1	0,37	11330	51,7	7,88	<0,05	134	0,4	5380	37,9	128	0,5	86,2	1,1	1030	8,3
13	Семигор-ский	19-11	8,58	9,6	2,00	1810	19,6	12,3	0,1	4800	30,2	2930	48,9	10,6	0,1	25,1	0,8	16,2	0,3

Примечания. * Номера 18-, 19- и 20- соответствуют 2018, 2019 и 2020 годам опробования.

В совокупности с литературными данными 2001 г. полученные результаты образуют общую для региона зависимость концентрации фтора от вели-

чины pH: [F⁻, мг/л] = 0,73 pH — 4,93 ($r = 0,78$) при отсутствии значимых корреляционных связей с минерализацией и содержанием компонентов

основного солевого состава. Предполагается, что распределение фтора в грязевулканических водах контролируется реакцией обмена $\text{F} + \text{OH}^- = \text{F}^- + \text{OH}$ где F и OH — содержание адсорбированного и структурного фтора (гидроксил-ионов) в глинистых минералах соответственно, а F^- и OH^- —

концентрация фторидов (гидроксил-ионов) в водной фазе.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 18-05-01133 и № 18-05-00818).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965.

Киквадзе О.Е., Лаврушин В.Ю., Покровский Б.Г., Поляк Б.Г. Изотопный и химический состав грязевулканических газов Таманского полуострова и проблемы их генезиса // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 6. С. 525–538.

Комарова Н.В., Каменцев Я.С. Практическое руководство по использованию систем капиллярного электрофореза «КАПЕЛЬ». СПб.: Веда, 2006.

Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления (Тр. ГИН РАН; Вып. 599). М.: ГЕОС, 2012.

Лурье Ю.Ю. Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971.

Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967.

Мархинин Е.К. Вулканализм. М.: Недра, 1985.

Менайлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности эксгальяций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980.

Савенко А.В. Взаимодействие глинистых минералов с фторсодержащими водными растворами // Водные ресурсы. 2001. Т. 28, № 3. С. 306–309.

Савенко В.С. Введение в ионометрию природных вод. Л.: Гидрометеоиздат, 1986.

Савенко В.С., Зезин Д.Ю., Савенко А.В. Фтор в поверхностных и грунтовых водах бассейна среднего течения р. Клязьмы // Водные ресурсы. 2014. Т. 41, № 5. С. 544–552.

Савенко А.В., Савенко В.С. Перспективы использования геохимических барьеров на основе глинистых минералов для оптимизации содержания фтора в природных и сточных водах // Наукоемкие технологии. 2020. Т. 21, № 2–3. С. 88–94.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Ст. 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 2002а. № 3. С. 227–241.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Ст. 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002б. № 4. С. 339–358.

Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А., Гнатенко О.В. Грязевой вулканализм Керченско-Таманского региона. Киев: Наукова думка, 1992.

Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области (атлас). Киев: Наукова думка, 1986.

Поступила в редакцию 02.07.2020

Поступила с доработки 30.10.2020

Принята к публикации 30.10.2020

УДК 624.131.43, 550.8.056

Е.А. Шумкин¹

ОЦЕНКА ВЗАИМОСВЯЗИ КОНСИСТЕНЦИИ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ И КИНЕМАТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ УПРУГИХ ВОЛН

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

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

Оценка водно-физических характеристик грунтов по косвенным геофизическим показателям проще и дает возможность характеризовать различные объемы изучаемой среды. Приводятся результаты определения кинематических параметров упругих волн в глинистых грунтах при разных значениях показателя текучести. При переходе от грунтов твердой консистенции к грунтам с полутвердой и тугопластичной консистенцией наблюдается корреляция между отношением значений скорости поперечных и продольных волн и значениями показателя консистенции глинистых грунтов.

Ключевые слова: глинистые грунты, показатель текучести, консистенция грунтов, скорость упругих волн, прогноз свойств.

Assessment of the water-physical characteristics of soils by indirect geophysical indicators is simpler. Indirect indicators provide an opportunity to characterize various volumes of the researched environment. The article presents the results of determining the kinematic parameters of elastic waves of clay soils at different values of the liquidity index. In the transition from soils of very stiff consistency to soils with stiff and firm-stiff consistency, a correlation is observed between the ratio of the secondary, primary wave velocities, and the values of the liquidity index of clay soils.

Key words: clay soils, liquidity index, consistency of soil, acoustic properties, elastic wave velocity, prediction of properties.

Введение. Кинематические параметры упругих волн, обусловленные характером распространения волн в глинистых грунтах, тесно связаны с вещественным составом, структурными особенностями среды, термодинамическим состоянием. Изучение этих параметров необходимо для выявления корреляционных взаимосвязей с показателями прочностных и деформационных (в первую очередь упругих) характеристик глинистых грунтов для их косвенной оценки.

Экспериментальные исследования по изучению взаимосвязей скорости упругих волн и консистенции глинистых грунтов немногочисленны. В зависимости от количества влаги и ее видов в грунте существуют пороговые значения влажности, при переходе через которые сейсмические свойства меняются [Пиоро, 2014]. «Взаимосвязь сейсмических характеристик и инженерно-геологических показателей свойств грунтов обуславливает возможность косвенного определения последних по значениям сейсмических и ультразвуковых характеристик» [Никитин, 1981, с. 5].

В связи с этим целью работы было изучение кинематических параметров упругих волн в глинистых грунтах и выявление зависимости между ними и показателем текучести (консистенции) по результатам лабораторного инженерно-геологического исследования и ультразвукового пропрессирования.

К кинематическим характеристикам относят время прихода упругих волн разных типов (продольных, поперечных, поверхностных) и определяемую по его значениям скорость распространения волн.

Консистенция глинистых грунтов характеризует способность сохранять свою форму без или при наличии внешнего механического воздействия. Для количественной характеристики консистенции грунтов, в основном определяемой их влажностным состоянием, используют показатель текучести (I_L), рассчитываемый по формуле

$$I_L = \frac{W_e - W_p}{W_L - W_p} = \frac{W_e - W_p}{I_p},$$

где W_e — естественная влажность грунта, W_p — влажность нижнего предела пластичности, W_L — влажность верхнего предела пластичности, I_p — число пластичности.

Инженерно-геологические методы определения влажностного состояния характеризуются высокой точностью, но получаемые результаты применимы лишь к ограниченным объемам — образцам грунтов и методы отличаются сложностью, работы — длительностью производства, а также нарушением естественного состояния среды [Огильви, 1990]. Сейсмоакустические методы позволяют изучать породы в условиях их естественного залегания. Ультразвуковой и сейсмический методы

¹ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, аспирант; e-mail: E.A.Shumkin@gmail.com

дают возможность охарактеризовать породу как в образце или малом объеме, так и в большом естественном массиве, оценить проявление масштабного эффекта [Никитин, 1981; Горяйнов, 1992].

Материалы и методы исследования. В качестве объектов исследования кинематических параметров упругих волн глинистых грунтов были использованы образцы древнечерноморских ($mQ_{IV}dch$) мягкопластичных суглинков морского генезиса, отобранные на территории о. Тузла в Керченском проливе; образцы моренных суглинков донского горизонта (gQ_Idns) с территории Тамбовской области; образцы юрской глины оксфордского яруса (J_3ox) с территории Москвы и Московской области; образцы пестроцветной глины гжельского яруса (C_3g), отобранные на территории Ногинского района Московской области.

Всего для исследований отобрано 39 монолитов глинистых грунтов естественной влажности и природного сложения, разного возраста, генезиса, состава, строения, состояния и степени литификации, что в свою очередь определяет многообразие влажностного состояния глинистых грунтов.

Методика исследований. Из монолитов грунтов с помощью режущих колец высотой 7,6 см и диаметром 3,8 см были изготовлены цилиндрические образцы. Измерения скорости на этих образцах выполняли сразу после их изготовления и с контролем влажности после проведения измерений. Часть образцов из монолитов использована для дальнейших испытаний на одноосное сжатие, причем с контролем изменения их массы, высоты,

диаметра и влажности, другая часть образцов использована для измерения параметров поглощения упругих волн в грунтах путем уменьшения базы (высоты) образца.

Помимо определения кинематических показателей упругих волн, прочностных и деформационных свойств грунтов, исследованы характеристики их состава, строения и состояния.

Для изучения влияния показателя текучести (консистенции) на скорость упругих волн были изготовлены и отобраны образцы с природной влажностью ($W_e > 25\%$). Каждые сутки по мере их дегидратации (в экскаторе с $CaCl_2$ для медленного обезвоживания) проводились измерения массы, диаметра, высоты образцов, после чего выполняли контрольные измерения показателей скорости упругих волн и отбор пробы на влажность с последующим расчетом показателя текучести.

Для маловлажных и сильноопоглощающих грунтов, после определения скорости упругих волн, проводилось водонасыщение. Образцы грунта помещали во влажную ткань и герметично упаковывали с помощью полиэтиленовой пленки, затем устанавливали в экскатор с водой для дальнейшего водонасыщения. По истечении 14 сут (для уверенного достижения влажностного равновесия) измеряли характеристики упругих волн с последующим отбором пробы на влажность.

Результаты исследований и их обсуждение. Результаты измерений и расчетов значений скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн, а также их отношения (V_s/V_p) приведены в таблице.

Результаты определения кинематических параметров упругих волн*

Название грунта по ГОСТ 25100-2011	Геологический индекс	Скорость продольных волн, V_p , м/с	Скорость поперечных волн, V_s , м/с	Отношение значений скорости, V_s/V_p	Показатель текучести I_L , ед.
Естественные сложение и состояние					
Тяжелый суглинок, легкая глина	$mQ_{IV}dch$	1072–1848	54–205	0,04–0,13	0,56–1,22
		1393 (17)	114 (17)	0,08 (17)	0,81 (17)
Тяжелый суглинок, легкая глина	$gQ_I dns$	800–1704	157–460	0,09–0,47	−0,10–0,40
		1464 (21)	261 (21)	0,2 (21)	0,11 (21)
Тяжелый суглинок, легкая глина, тяжелая глина	J_3ox	750–1917	148–721	0,12–0,67	−0,58–0,35
		1471 (38)	441 (37)	0,31 (37)	−0,06 (37)
Тяжелый суглинок, легкая глина	C_3g	1549–2151	195–978	0,12–0,49	−0,79–0,13
		1697 (14)	359 (14)	0,2 (14)	−0,34 (14)
После опытов по водонасыщению и дегидратации					
Тяжелый суглинок, легкая глина	$mQ_{IV}dch$	1498–1861	188–872	0,11–0,53	−0,08–0,85
		1625 (28)	525 (28)	0,32 (28)	0,37 (17)
Тяжелый суглинок, легкая глина	$gQ_I dns$	1488–1909	188–709	0,12–0,44	−0,54–0,24
		1651 (19)	393 (19)	0,24 (19)	−0,06 (19)
Тяжелый суглинок, легкая глина, тяжелая глина	J_3ox	1123–1793	210–878	0,13–0,68	−0,69–0,32
		1480 (130)	549 (130)	0,39 (130)	−0,19 (130)

* Над чертой — диапазон изменения анализируемых параметров, под чертой — среднее значение кинематических параметров, в скобках — число определений.

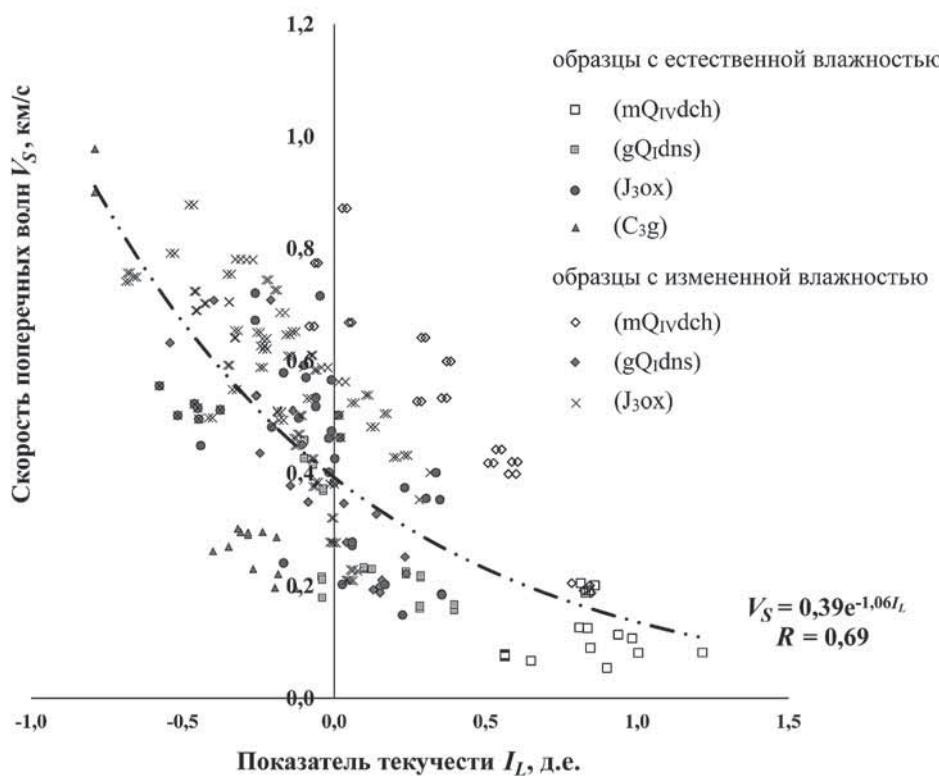


Рис. 1. Соотношение скорости поперечных волн (V_s) с показателем текучести (I_L) глинистых грунтов

меняются при изменении влажностного состояния грунтов.

Согласно [Горяйнов, Ляховицкий, 1979], немногочисленные данные показывают в целом уменьшение скорости поперечных

Для всех исследуемых грунтов скорость продольных волн изменяется в широком диапазоне — от 750 до 2100 м/с, скорость поперечных волн находится в диапазоне 50–900 м/с, причем минимальные изменения скорости V_s наблюдаются у древнечерноморских суглинков, глин. Отношение значений скорости упругих волн V_s/V_p варьирует от 0,04 до 0,67. Эти данные наглядно свидетельствуют о весьма широком диапазоне изменчивости кинематических параметров упругих волн глинистых грунтов в природном сложении и состоянии. Все записи волновых картин измерений, выполненных на образцах, сохранены и будут использоваться при изучении динамических параметров упругих волн.

Для оценки влияния влажностного состояния на сейсмические свойства грунтов использовался показатель текучести I_L , который меняется в ходе опытов по дегидратации и водонасыщению, что влияет на характер распространения упругих волн в грунтах.

По результатам исследований построены графики взаимосвязи сейсмических свойств грунтов и их показателя текучести, получены уравнения взаимосвязи и рассчитаны значения коэффициента корреляции.

Продольные волны распространяются в жидких, твердых и газообразных средах, поэтому связь между влажностными показателями и скоростью продольных волн (V_p) для большинства грунтов слабая и неоднозначная. Выявляемые связи имеют как прямой, так и обратный характер, из чего следует, что скорость продольных волн зависит от множества разнообразных показателей состава, строения, свойств грунтов, которые также

влияют на сейсмические свойства грунтов. Важно отметить, что для глинистых грунтов, имеющих различные генетические особенности, характеризующиеся различными физическими и механическими свойствами, установлены различные зависимости между показателем текучести и скоростью поперечных волн.

В результате изучения влияния консистенции глинистых грунтов на кинематические параметры упругих волн для современных древнечерноморских суглинков ($mQ_{IV}dch$), глинистых грунтов донской морены (gQ_Idns) и позднекаменноугольных грунтов (C_3g) установлены весьма тесные связи между показателями текучести грунтов и скоростью поперечных волн (V_s) (рис. 1) с значениями коэффициента корреляции, составляющими $r = -0,94$; $r = -0,90$; $r = -0,95$ соответственно, и уравнениями связи $V_s = -0,61I_L + 0,75$; $V_s = -0,69I_L + 0,35$; $V_s = -1,16I_L - 0,03$ соответственно, эти связи имеют обратный характер. При изменении консистенции грунтов от твердых к мягкотекущим и текучепластичным разностям происходит снижение скорости поперечных упругих волн.

Если рассматривать взаимосвязи между показателями консистенции глинистых грунтов и отношением скорости упругих волн V_s/V_p (рис. 2), то можно проследить схожие тенденции изменения этих параметров, как и для скорости поперечных волн. Так, наблюдается весьма тесная связь для современных морских суглинков ($mQ_{IV}dch$), суглинков донской морены (gQ_Idns) и позднекаменноугольных глин (C_3g), близкая к тесной, а также слабая связь для юрских глин оксфордского яруса (J_3ox) с значениями ко-

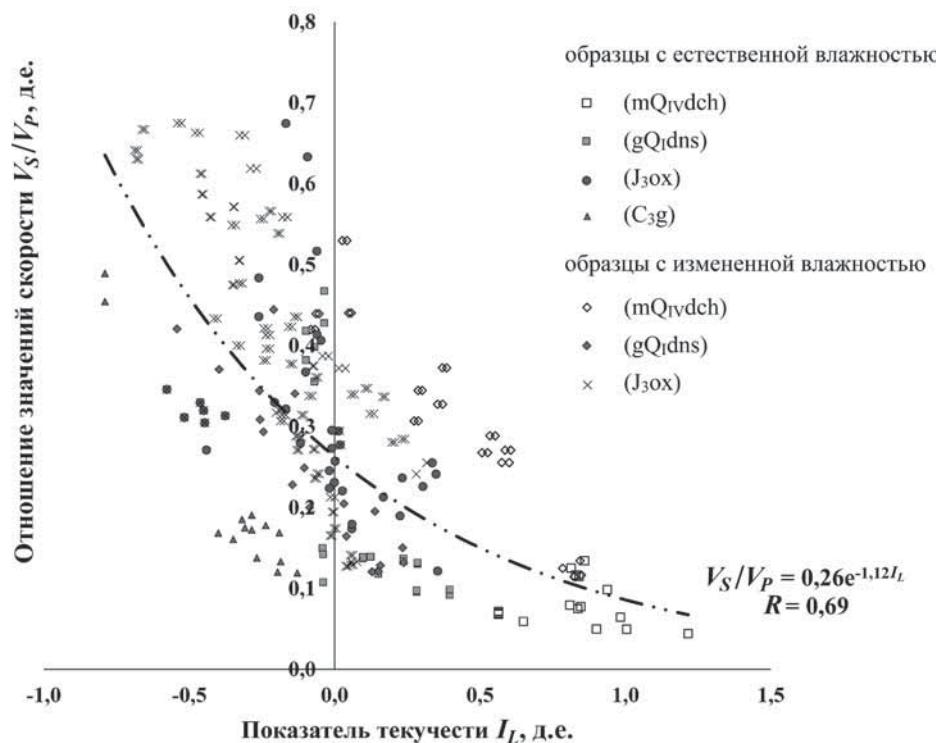


Рис. 2. Соотношение показателя отношения значений скорости поперечных волн к продольным (V_s/V_p) глинистых грунтов с показателем текучести (I_L) глинистых грунтов

эффидиента корреляции $r = -0,93$; $r = -0,90$; $r = -0,96$; $r = -0,64$ и уравнениями связи $V_s/V_p = -0,36I_L + 0,45$; $V_s/V_p = -0,43I_L + 0,21$; $V_s/V_p = -0,54I_L - 0,02$; $V_s/V_p = -0,44I_L + 0,30$ соответственно, эти связи носят обратный характер.

При переходе от грунтов с твердой консистенцией ($I_L < 0$) к грунтам с полутвердой ($0 < I_L < 0,25$), тугопластичной ($0,25 < I_L < 0,50$), мягкот пластичной ($0,50 < I_L < 0,75$), текучепластичной ($0,75 < I_L < 1,00$) консистенцией уменьшается угол наклона аппроксимирующих линий для различных типов глинистых грунтов. Если оценивать всю выборку глинистых грунтов, то можно предложить близкие к тесной взаимосвязи экспоненциального вида (рис. 1, 2). Эти взаимосвязи могут описываться сложной степенной функцией между показателем текучести (I_L) и кинематическими параметрами упругих волн. Построенные аппроксимирующие кривые иллюстрируют общий взгляд на взаимосвязь значений скорости и консистенции различных видов глинистых грунтов, но уже можно установить, что могут быть построены частные и более тесные взаимосвязи для конкретного водно-

физического параметра при неизменных других свойствах. Для оценки влияния какого-либо определенного показателя состава, строения, состояния и свойств необходимо проведение эксперимента с неизменными значениями других показателей, что можно реализовать на модельных глинистых грунтах.

Заключение. В результате исследований на природных глинистых грунтах можно сделать вывод о том, что изменение показателя текучести (консистенции) весьма сложным образом влияет на скорость распространения упругих волн, вызывая суммирование различно действующих факторов (строительство, влажность, плотность и др.). Получен ряд взаимосвязей показателя текучести глинистых грунтов и кинематических параметров упругих волн.

Целесообразно в дальнейшем проведение исследований изучения динамических параметров упругих волн и показателей влажностного состояния грунтов. Другой задачей в будущем должен стать поиск корреляций между определяемыми характеристиками, полученными не только лабораторными, но и полевыми методами, что позволит сократить объем полевых и лабораторных работ, сроки их выполнения, а также стоимость инженерных изысканий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Горяйнов Н.Н. Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1992. 264 с.

Горяйнов Н.Н., Ляховицкий Ф.М. Сейсмические методы в инженерной геологии. М.: Недра, 1979. 143 с.

Грунтоведение / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та; Наука, 2005. 1024 с.

Никитин В.Н. Основы инженерной сейсмики. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 176 с.

Огильви А.А. Основы инженерной геофизики. М.: Недра, 1990. 501 с.

Пиоро Е.В. Деформационные и акустические свойства глинистых грунтов по результатам лабораторных инженерно-геологических и ультразвуковых исследований: Автореф. канд. дисс. М., 2014.

Поступила в редакцию 26.07.2020

Поступила с доработки 30.10.2020

Принята к публикации 30.10.2020

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — главный редактор, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — зам. главного редактора, доктор геолого-минералогических наук, профессор
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — ответственный секретарь, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)
М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США
Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
Ю.В. РОСТОВЦЕВА —
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Редактор А.Е. ЛЮСТИХ

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 08.12.2020. Формат 60×90^{1/8}.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 10,7. Уч.-изд. л. 16,5. Тираж экз.

Изд. № 11722. 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”)
