

Вестник Московского университета

ГЕОЛОГИЯ

Серия 4

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 4 • 2022 • ИЮЛЬ–АВГУСТ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Родина Е.А., Никишин А.М., Старцева К.Ф., Посаментьев Г.У. Формы проявления мелового вулканизма и интрузивного магматизма в районе поднятия Менделеева (Арктический океан) по данным сейсморазведки	3
Баскакова Г.В., Васильева Н.А., Никишин А.М., Доронина М.С., Ихсанов Б.И. Выделение основных тектонических событий по данным 2D–3D сейсморазведки в Восточно-Черноморском регионе	21
Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Копаевич Л.Ф., Краснова Е.А., Нетреба Д.А. О границе туронского и коньякского ярусов Северо-Западного Кавказа	34
Кушнарев П.И., Самсонов А.А. Типизация золоторудных месторождений для целей их оценки и разведки	43
Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Закономерности распределения гранулометрических типов современных донных осадков и органического углерода по глубине в западной части Баренцева моря	51
Пилипенко О.В., Ростовцева Ю.В., Сальная Н.В. Палеомагнетизм тарханских отложений в разрезе урочища Скеля (Керченский полуостров)	62
Шустер В.Л., Тюкавкина О.В., Шелепов В.В., Капитонова И.Л. Оценка перспектив нефтегазоносности доюрских и юрских отложений в центральной части Западно-Сибирской плиты	77
Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К. Алмазы из россыпи Эбелях (Анабар, Якутия): новые данные о их разделении по первоисточникам	84
Пунанова С.А. Особенности микрэлементного состава углеродсодержащих формаций	93
Чистяков А.А., Котцова А.К., Швальюк Е.В., Зита П.Л.Х. Физико-химические факторы миграции глинистых частиц и кольматации коллекторов	104
Бабина Е.О., Калмыков Г.А., Ступакова А.В., Мордасова А.В., Коробова Н.И., Хотылев О.В., Шарданова Т.А., Хромова Е.В., Гилаев Р.М. Анализ геометрии и прогноз природных резервуаров в нижнемеловых клиноформах в северной части Приобского месторождения	111
Ахиярова Е.Р. Методические подходы к построению низкочастотной модели для целей сейсмической инверсии в интервале доюрского основания Западной Сибири	131
Зорин Н.И., Бобачев А.А. Переходный импеданс емкостных электродов и стелющихся линий	138
Окуневич В.С., Баюк И.О. Петрофизическое моделирование пород доманиковой формации как основа интерпретации сейсмических данных	149
Алешина А.Р., Дроздова О.Ю., Лапицкий С.А. Изменение форм нахождения металлов при фотохимическом окислении органоминеральных соединений в болотных и речных водах	157
ИСТОРИЯ НАУКИ	
Мазарович А.О., Тверитинова Т.Ю., Гущин А.И. Олег Александрович Мазарович — представитель одной из известных геологических династий России (к 100-летию со дня рождения)	164

CONTENTS

Rodina E.A., Nikishin A.M., Startseva K.F., Posamentier H.W. Cretaceous volcanism and intrusive magmatism features in the Mendeleev Rise region (Arctic Ocean) according to seismic data	3
Baskakova G.V., Vasilyeva N., Nikishin A.M., Doronina M.S., Ihsanov B.I. Identification of the main tectonic events by using 2D-3D seismic data in the Eastern Black Sea	21
Yakovishina E.V., Bordunov S.I., Kopaevich L.F., Krasnova E.A., Netreba D.A. The boundary of the Turonian and Coniacian of the North-Western Caucasus	34
Kushnarev P.I., Samsonov A.A. Typification of gold deposits for evaluation and exploration purposes	43
Syromyatnikov K.V., Gabdullin R.R. Regularities of distribution of particulation types of modern bottom sediments and organic carbon by depth in the western part of the Barents sea	51
Pilipenko O.V., Rostovtseva Yu.V., Salnaia N.V. Paleomagnetism of Tarkhanian sediments of the section Skelya (Kerch Peninsula)	62
Schuster V.L., Tyukavkina O.V., Sheleпов V.V., Kapitonova I.L. Assessment of oil-and-gas-bearing capacity of pre-jurassic and jurassic deposits of the central part of the West Siberian plate	77
Vyatkin S.V., Kriulina G.Y., Garanin V.K. Diamonds of the Ebelakh placer (Anabar, Yakutia): new data on the division by primary sources	84
Punanova S.A. Features of the trace element composition of carbonaceous formations	93
Tchistiakov A.A., Kottsova A.K., Shvalyuk E.V., Zitha L.J. Physico-chemical factors of clay particles migration and formation damage	104
Babina E.O., Kalmykov G.A., Stoupakova A.V., Mordasova A.V., Korobova N.I., Khotylev O.V., Shardanova T.A., Khromova E.V., Gilayev R.M. Geometry analysis and oil reservoirs prediction in the Lower Cretaceous clinoforms of the northern Priobskoye field	111
Akhiyarova E.R. Methodological approaches to the construction of a low-frequency model for the purposes of seismic inversion in the interval of the Pre-Jurassic base of Western Siberia	132
Zorin N.I., Bobachev A.A. Transfer impedance of capacitive electrodes and insulated wires on the ground surface	138
Okunovich V.S., Bayuk I.O. Petrophysical modeling of rocks dominik formation as the basis of interpretation of seismic data	149
Aleshina A.R., Drozdova O.Yu., Lapitskiy S.A. Change in the forms of metals during photochemical oxidation of organo-mineral compounds in swamp and river waters	157

HISTORY OF SCIENCE

Mazarovich A.O., Tveritinova T.Yu., Gushchin A.I. Oleg Alexandrovich Mazarovich — representative of one of the famous geological dynasties of Russia (on the 100th anniversary of his birth)	164
--	-----

Посвящается 270-летию Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова
УДК 550.8.01. 550.85

ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА И ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА В РАЙОНЕ ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА (АРКТИЧЕСКИЙ ОКЕАН) ПО ДАННЫМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

**Елизавета Андреевна Родина^{1✉}, Анатолий Михайлович Никишин²,
Ксения Федоровна Старцева³, Генри Уильям Посаментьер⁴**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; rodina_liza@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; amnikishin@gmail.com

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

⁴ Консультант, 25 Топсайд Роу Драйв, Те-Вудлендс, Техас 77380, США; hposamen1@gmail.com

Аннотация. Работа основана на интерпретации сейсмических профилей МОВ ОГТ для Амеразийского бассейна. По результатам интерпретации сейсмических данных практически повсеместно в пределах поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных с ним бассейнов в полутрабенах и впадинах выделен синрифтовый сейсмостратиграфический комплекс. На сейсмических профилях в составе синрифтового комплекса обнаружены различные проявления магматизма: платобазальты; силлы и дайки; рефлекторы, похожие на SDRs (Seaward Dipping Reflectors Sequences или последовательности рефлекторов, наклонных в сторону моря), и вулканы. Региональное растяжение и синхронный широко распространенный магматизм, вероятно, связаны с образованием в апт-альбское время Большой магматической провинции Высокой Арктики (HALIP, High Artic Large Igneous Province). С учетом данных о изотопном возрасте магматических пород для поднятия Менделеева сделано предположение, что кровля синрифтового сейсмостратиграфического комплекса имеет возраст приблизительно 100 млн лет, подошва — 125 млн. Повсеместность распространения синрифтового комплекса и его единый сейсмостратиграфический уровень позволяют предположить, что поднятие Альфа-Менделеева и сопряженные бассейны начали формирование синхронно в апте-альбе. Вдоль поднятия Альфа-Менделеева можно проконтролировать осевую линию. Западнее осевой линии высокомагматические рефлекторы, похожие на SDRs, падают в сторону бассейна Подводников, восточнее — в сторону бассейнов Толля, Менделеева, Наутилуса и Стефансона. Рефлекторы сходятся в центральных частях бассейнов. Здесь проходят центральные оси растяжения. Поднятие Альфа-Менделеева — двусторонняя вулканическая пассивная континентальная окраина. Бассейны Подводников, Толля, Менделеева, Наутилус и Стефансона — рифтовые бассейны с утоненной континентальной корой в основании. Их развитие было прервано до начала спрединга и образования океанической коры.

Ключевые слова: сейсмостратиграфия, Арктический океан, Амеразийский бассейн, поднятие Менделеева, бассейн Подводников, бассейн Толля, поднятие Де-Лонга, SDRs, подводные вулканы, платобазальты, HALIP

Для цитирования: Родина Е.А., Никишин А.М., Старцева К.Ф., Посаментьер Г.В. Формы проявления мелового вулканизма и интрузивного магматизма в районе поднятия Менделеева (Арктический океан) по данным сейсморазведки // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 3–20.

CRETACEOUS VOLCANISM AND INTRUSIVE MAGMATISM FEATURES IN THE MENDELEEV RISE REGION (ARCTIC OCEAN) ACCORDING TO SEISMIC DATA

**Elizaveta A. Rodina^{1✉}, Anatoly M. Nikishin², Ksenia F. Startseva³,
Henry W. Posamentier⁴**

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; rodina_liza@mail.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; amnikishin@gmail.com

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

⁴ Consultant, 25 Topside Row Drive, the Woodlands, TX 77380, USA; hposamen1@gmail.com

Abstract. The current paper is based primarily on the interpretation of 2D seismic lines for the Amerasian Basin. A synrift complex has been identified in half-grabens almost everywhere within the Alpha-Mendeleev Rise and conjugate basins according to the results of seismic data interpretation. Various magmatism features within the synrift complex have been identified on seismic profiles: plateau basalts; sills and dikes; reflections similar to SDRs (Seaward Dipping Reflectors Sequences) and volcanoes. Regional extension and synchronous widespread magmatism are probably associated with the formation of the High Artic Large Igneous Province (HALIP) in the Aptian-Albian. Considering the data on the isotope ages of igneous rocks for the Mendeleev Rise, it is assumed that the top of the synrift complex has an approximate age of 100 Ma and the bottom has an approximate age of 125 Ma. The Alpha-Mendeleev Rise was formed simultaneously with conjugate basins in the Aptian-Albian. An axial line can be drawn along the

Alpha-Mendeleev Rise. To the west of the axial line, reflections similar to SDRs dip towards the Podvodnikov basin. To the east of the axial line, reflections dip towards the Toll, Mendeleev, Nautilus and Stefansson basins. The reflections converge in the central parts of the basins. The Alpha Mendeleev Rise is a double-sided volcanic passive continental margin. The Podvodnikov, Toll, Mendeleev, Nautilus, and Stefansson basins are rift basins with thinned continental crust at the base. Their development was interrupted before the start of spreading and the oceanic crust formation.

Key words: seismostratigraphy, Arctic Ocean, Amerasian Basin, Mendeleev Rise, Podvodnikov Basin, Toll Basin, De Long High, SDRs, volcanoes, plateau basalts, HALIP

For citation: Rodina E.A., Nikishin A. M., Startseva K.F., Posamentier H. W. Cretaceous volcanism and intrusive magmatism features in the Mendeleev Rise region (Arctic Ocean) according to seismic data. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 4: 3–20. (In Russ.).

Введение. Арктический океан состоит из Евразийского и Амеразийского глубоководных бассейнов и прилегающего к ним континентального шельфа. Глубоководные Евразийский и Амеразийский бассейны разделяет хребет Ломоносова. Район исследований расположен в пределах Амеразийского глубоководного бассейна и включает в себя поднятие Альфа-Менделеева и сопряженные с ним глубоководные бассейны Подводников, Макарова на западе, а также Толля, Менделеева, Наутилус, Стефанссона на востоке (рис. 1). Восточная граница района исследования ограничена Чукотским Бордерлендом. На юге находятся Северо-Чукотский осадочный бассейн и поднятие Де-Лонга.

Район поднятия Альфа-Менделеева изучен с помощью региональной 2D сейсморазведки. Основные результаты интерпретации сейсмических профилей

представлены в работах [Weigelt et al., 2014; Evangelatos et al., 2016; Ilhan et al., 2018; Shimeld et al., 2011; Nikishin et al., 2021b, c; Kashubin et al., 2018; Poselov et al., 2017; Piskarev et al., 2019; Поселов и др., 2019; Дараган-Сущова и др., 2014, 2019].

В районе поднятия Альфа-Менделеева неоднократно проводился пробоотбор. Представление о составе пород и строении склонов поднятия Альфа-Менделеева получено в ходе российских экспедиций Арктика-2012, Арктика-2014 и Арктика-2016. Результаты этих экспедиций опубликованы в работах [Skolotnev et al., 2019; Сколотнев и др., 2022; Морозов и др., 2013; Гусев и др., 2014; Petrov et al., 2016; Nikishin et al., 2021a, b]. Основные результаты иностранных экспедиций с пробоотбором опубликованы в работах [Mukasa et al., 2020; Jokat et al., 2013; Brumley, 2014; Van Wagoner et al., 1986; Williamson et al., 2019].

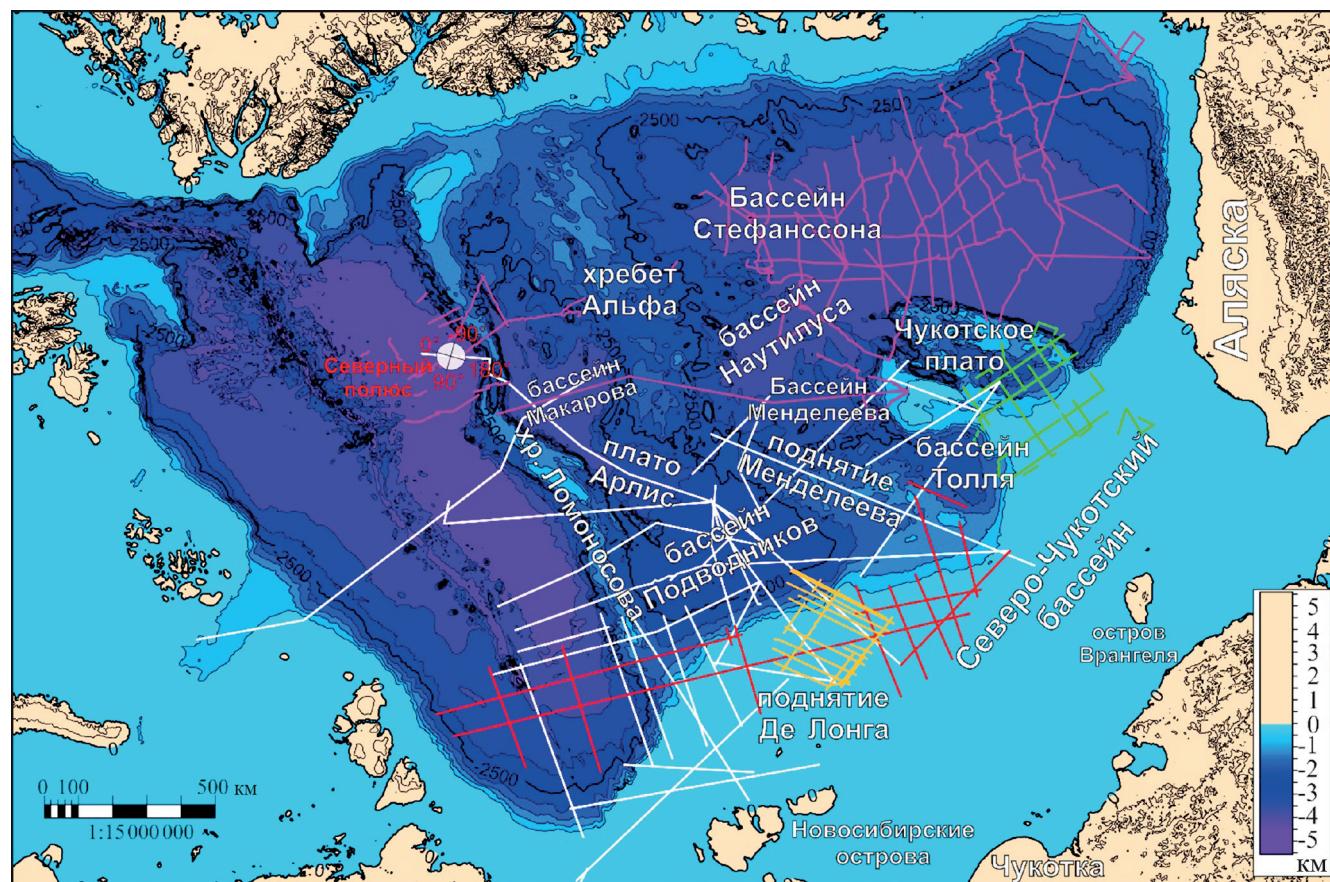


Рис. 1. Карта топографии и батиметрии Арктического региона [Jakobsson et al., 2012, 2020] с локацией сейсмических профилей. Белые линии соответствуют профилям из экспедиций Арктика-2011, 2012 и 2014; красные линии — профилям из экспедиции Арктика-2020; оранжевые линии — соответствуют профилям из экспедиции МАГЭ-2016, зеленые — сейсмическим профилям, опубликованным в [Ilhan, Coakley, 2018], розовые — сейсмическим профилям, представленным в [Shimeld et al., 2021]

Основные исследования аномалий магнитного и гравитационных полей описаны в работах [Piskarev et al., 2019; Gaina et al., 2011; Oakey, Saltus, 2016; Dossing et al., 2013; Chernykh et al., 2018; Saltus et al., 2011]. По геофизическим данным [Coakley et al., 2016; Mukasa et al., 2020; Estrada et al., 2016; Jackson and Chain, 2019] в пределах изучаемой территории выделяется событие интенсивного магматизма, связанное с образованием HALIP (High Arctic Large Igneous Province, или Большой магматической провинции Высокой Арктики), происходившее приблизительно 125–80 Ma.

Мы обнаружили различные проявления магматизма на сейсмических профилях, это вулканические постройки, платобазальты, дайки и силлы, а главное — вулканические комплексы, характеризующиеся пологонаклонными сейсмическими отражениями, которые в международной литературе получили название SDRs (Seaward Dipping Reflectors Sequences, последовательности рефлекторов, наклонных в сторону моря) (рис. 2–4). Эти проявления магматизма приурочены к синрифтовому сейсмостратиграфическому комплексу, который прослеживается почти повсеместно, и в глубоководных бассейнах, и в полуторабенках на поднятиях. В статье подробно описаны все формы проявления магматизма, строение синрифтового сейсмостратиграфического комплекса в глубоководных бассейнах и на поднятии Альфа-Менделеева, а также предложена общая концепция геологического строения и истории формирования поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных бассейнов в меловое время.

Геологическое строение района исследования.

Основное внимание было сосредоточено на поднятии Альфа-Менделеева и сопряженных бассейнах. Поднятие Альфа-Менделеева протягивается в субмеридиональном направлении от Северо-Чукотского осадочного бассейна (район о-ва Врангеля) к Канадскому архипелагу. Часть поднятия, расположенная ближе к Северо-Чукотскому бассейну, называется поднятием Менделеева, часть поднятия, расположенная ближе к Канадскому архипелагу, — хребет Альфа. Поднятие представляет собой область с мощностью коры 20–30 км [Kashubin et al., 2018; Evangelatos et al., 2017; Glebovsky et al., 2013; Gaina et al., 2011; Jokat, Ickrath, 2015; Lebedeva-Ivanova et al., 2019; Petrov et al., 2016]. Существует несколько версий происхождения поднятия. Согласно одной версии, поднятие представляет собой меловое океаническое плато с утолщенной базальтовой корой, образовавшееся над мантийным плутоном, например [Dove et al., 2010]. Согласно другой версии, — это может быть блок континентальной коры, утоненной в результате рифтинга, во время которого проявился базальтовый магматизм, например, [Nikishin et al., 2021; Petrov et al., 2016; Kashubin et al., 2018; Lebedeva-Ivanova et al., 2019; Jackson, Chain, 2019]. Существуют и альтернативные точки зрения. Например в работе [Weber, 1990] предположено, что поднятие

Менделеева имеет континентальную природу, в то время как хребет Альфа образовался, как океаническое плато над мантийным плутоном.

Бассейны Подводников и Макарова расположены между поднятием Альфа-Менделеева и хр. Ломоносова. Бассейны Толля, Менделеева и Наутилус расположены между поднятием Альфа-Менделеева и Чукотским Бордерлендом. Как и в случае с поднятием Альфа-Менделеева, существует несколько версий происхождения этих бассейнов. Часть авторов считают, что эти бассейны имеют в своем основании океаническую кору, например [Grantz et al., 2011; Van Wagoner, 1986]. Другие авторы полагают, что эти бассейны образовались на растянутой в результате рифтинга континентальной коре, например [Jokat, Ickrath, 2015; Kashubin et al., 2018; Nikishin et al., 2021b, c]. Бассейн Стефанссона расположен между поднятием Альфа и Канадским архипелагом, он малоизучен.

Чукотский Бордерленд включает в себя Чукотское плато, хребет и котловину Нортвинд. Чукотское плато — приподнятый континентальный блок [Kashubin et al., 2018; Ilhan, Coakley, 2018], расположенный восточнее поднятия Менделеева. В пределах поднятия присутствует серия меловых полуграбенов приблизительно субмеридионального простирания.

Северо-Чукотский осадочный бассейн расположен на южном окончании поднятия Менделеева. В его основании находится растянутая континентальная кора мощностью 10–20 км [Kashubin et al., 2018]. Мощность осадочного чехла достигает 20 км [Nikishin et al., 2021b; Никишин и др., 2017]. Северо-Чукотский бассейн на западе плавно переходит в Восточно-Сибирский шельфовый бассейн. Так же, как и в Лаптевском и Чукотском шельфовых бассейнах, здесь развиты системы меловых и кайнозойских рифтов [Никишин и др., 2017].

Поднятие Де-Лонга относится к системе Новосибирских о-вов и включает в себя о-ва Беннетта, Генриетты, Жаннетты, Вилькицкого и Жохова. Поднятие расположено между морями Лаптевых и Восточно-Сибирским. Границы поднятия хорошо проявлены на картах магнитных и гравитационных аномалий [Piskarev et al., 2019; Gaina et al., 2011; Oakey, Saltus, 2016; Dossing et al., 2013; Chernykh et al., 2018; Saltus et al., 2011]. Поднятие осложнено серией полуграбенов субмеридионального простирания. На о-ве Беннетта были описаны и датированы базальты. Образцы базальтов имеют возраст в пределах 105–130 млн лет [Drachev et al., 2006; Косько и др., 2013] и схожи с базальтами, отобранными на поднятии Менделеева [Skolotnev et al., 2019]. Поднятие Де-Лонга входит в состав HALIP [Drachev et al., 2006]. В состав HALIP также включают и другие области магматизма — о-ва Земли Франца Иосифа, Шпицберген и Элсмир.

Данные опробования горных пород на склонах поднятия Альфа-Менделеева. В результате экспедиции Арктика-2012 с горы Трукшина (в пределах

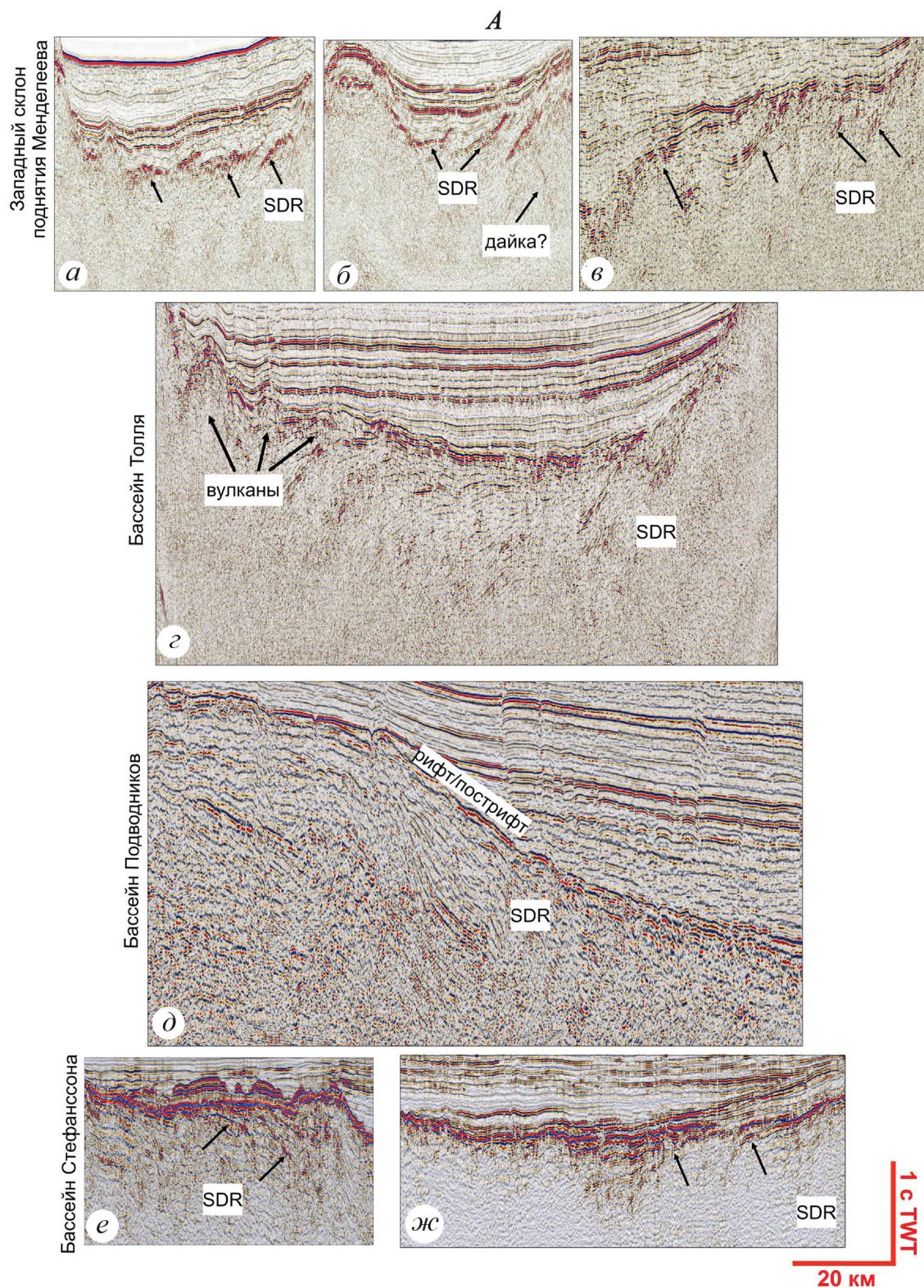
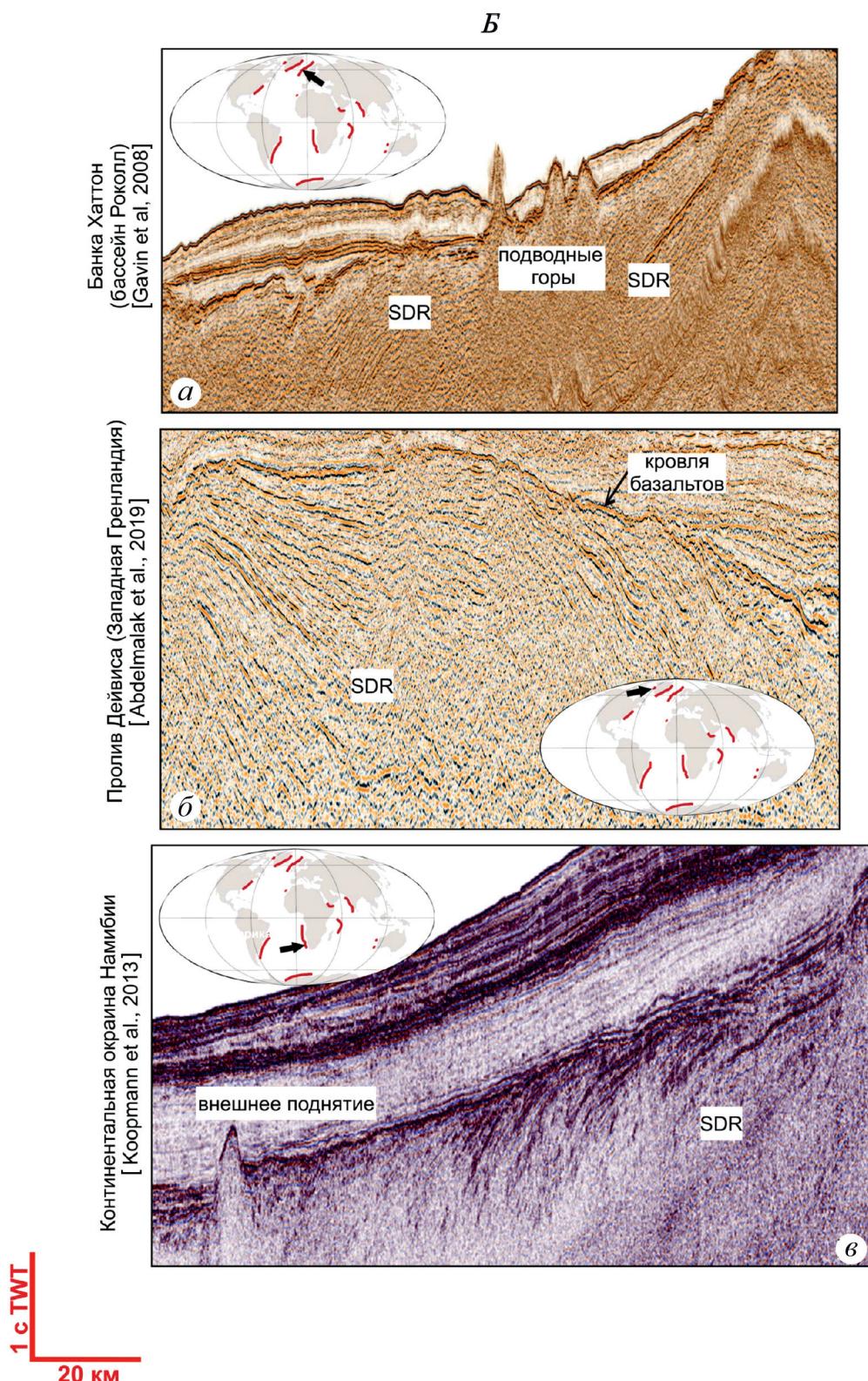


Рис. 2. Примеры рефлекторов, похожих на SDRs, в районе поднятия Альфа-Менделеева (*A, B*). Фрагменты сейсмических профилей ARC12-04: I-II, ARC12-03: III-IV, ARC14-01: V, lsl-0918 из [Shimeld et al., 2021]: VI, lsl-0808a из [Shimeld et al., 2021]: VII (*A*); примеры известных классических внутренних и промежуточных SDRs (*I-III*). Локация указана черной стрелкой на карте распространения вулканических пассивных континентальных окраин в мире [Geoffroy, 2005] (*B*) →



поднятия Альфа) были отобраны пробы брекчий с обломками трахибазальтов с изотопным U-Pb возрастом $127,5 \pm 2,7$ млн лет [Морозов и др., 2013; Гусев и др., 2014].

В результате федеральных российских глубоководных экспедиций Арктика-2014 и Арктика-2016 на поднятии Менделеева опробовано 3 склона и обнаружено, что они, несмотря на свою удаленность друг от друга более чем на 500 км, имеют схожее строение

геологического разреза [Skolotnev et al., 2017, 2019; Сколотнев и др., 2022]. В основании разреза присутствуют шельфовые карбонатные и терригенные породы с ордовикским–девонским возрастом фауны. Эти отложения пронизаны раннемеловыми интрузиями. На сейсмических разрезах эта часть разреза входит в состав акустического фундамента. В верхних частях склонов отмечены выходы раннемеловых песчаников, туфов и лав. Меловые песчаники

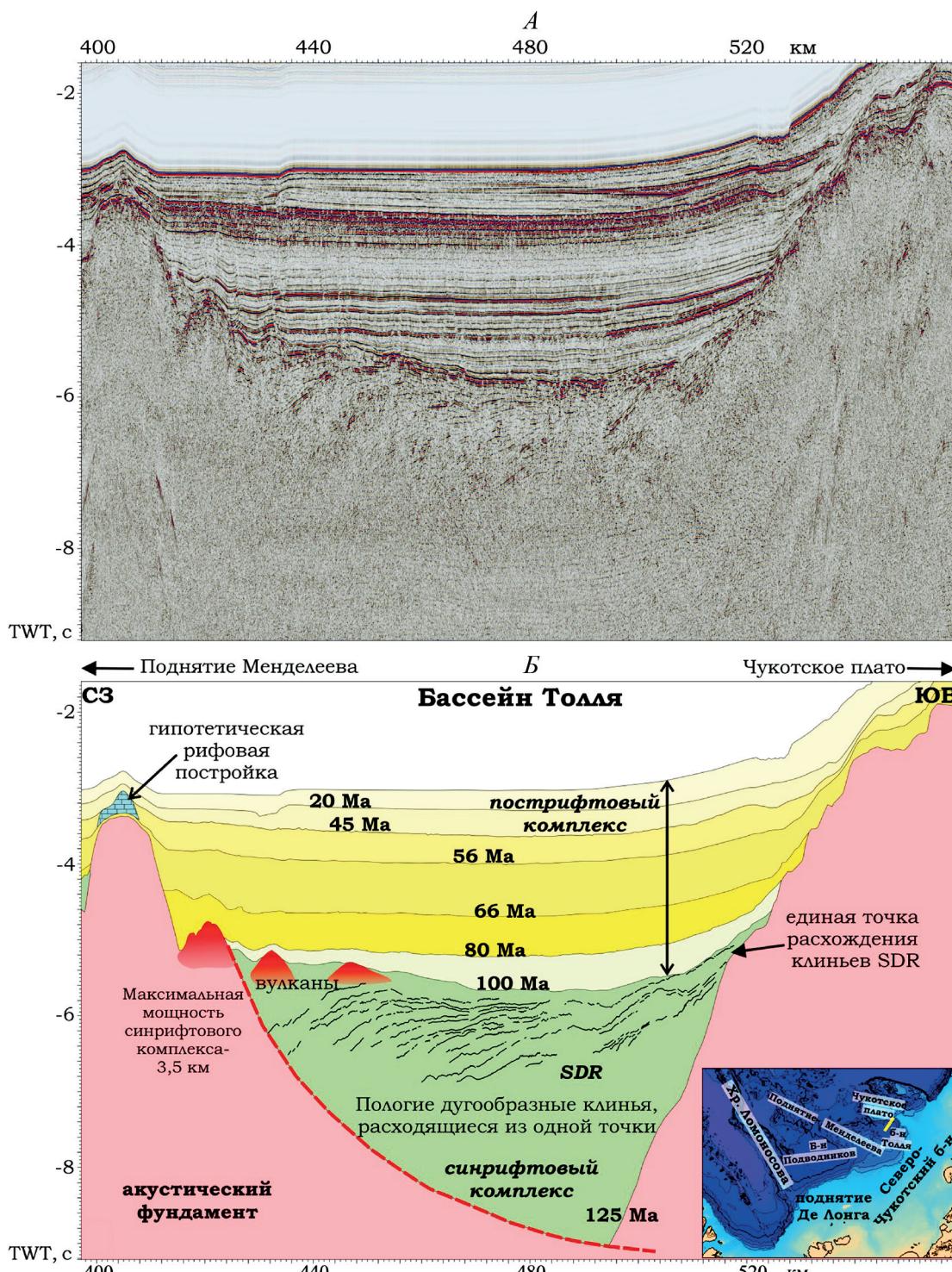


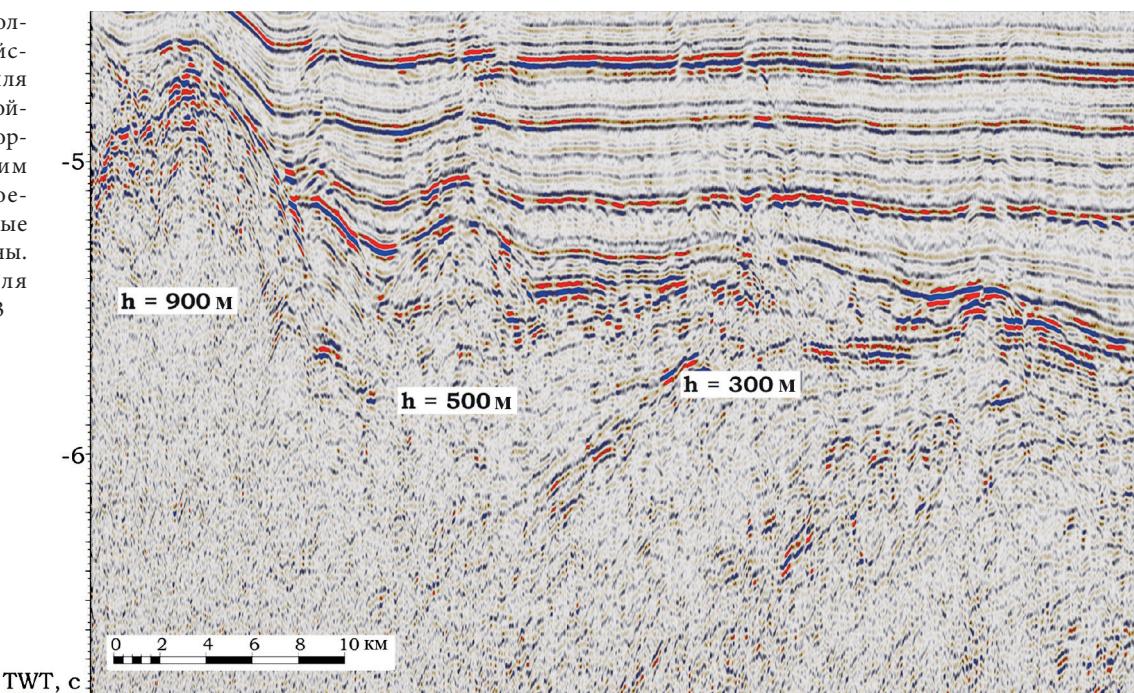
Рис. 3. Бассейн Толля: А — фрагмент сейсмического профиля ARC12-03; Б — его интерпретация. Локация профиля указана на врезке. В составе синрифтового комплекса выделяются рефлекторы, возможно, внутренние SDRs

формировались в мелководно-морских условиях 125–113 млн лет назад (л. н.) [Skolotnev et al., 2019; Сколотнев и др., 2022]. Возраст базальтовых лав и интрузий по результатам Ar/Ar и U/Pb датирования находится в интервале 100–124 млн лет (устное сообщение С.Г. Сколотнева [Nikishin et al., 2021a]). Лавам свойственна пористость. Обнаружена вулканическая бомба с Ar/Ar возрастом $117,3 \pm 2,0$ млн лет (устное сообщение С.Г. Сколотнева). Эти находки свидетельствуют в пользу апт-альбского вулканизма в субаэральных (наземных) и мелководных условиях (устное сообщение С.Г. Сколотнева).

В работе [Mukasa et al., 2020] описаны базальты, отобранные на северном склоне Чукотского Бордерленда и на поднятии в бассейне Наутилус. Получены три группы Ar/Ar значений возраста: 118–112, 105–100 и 90–70 млн лет.

В работе [Brumley, 2014] описаны образцы, которые были отобраны на восточном склоне поднятия Альфа, прилегающем к бассейну Наутилус. Образцы представлены вулканогенно-обломочными породами, образовавшимися в субаэральных (наземных) условиях. Вулканогенная составляющая имеет базальтовый состав.

Рис. 4. Бассейн Толля. Фрагмент сейсмического профиля ARC12-03. Построеки треугольной формы с хаотическим внутренним строением — возможные подводные вулканы. Локация профиля указана на рис. 3



В работе [Van Wagoner, 1986] описано 20 образцов, отобранных из полуграбенов поднятия Альфа. Породы почти целиком состоят из обломков базальтов с небольшим содержанием матрикса.

В работе [Williamson et al., 2019] описаны результаты экспедиции 2016 г., в результате которой со склонов поднятия Альфа было отобрано 100 кг вулканических пород, представленных туфами, которые содержат обломки стекла и базальтов. Получен Ar/Ar возраст $90,40 \pm 0,26$ млн лет. Текстура вулканических пород свидетельствует о субаэральных (наземных) условиях извержения.

Рефлекторы, погружающиеся в сторону моря (SDRs). Термин SDRs относится к рефлекторам, выделяющимся на сейсмических данных. Впервые SDRs обнаружены в конце 1970-х гг., их широко изучали в 1980-х гг. с помощью морской сейморазведки и в рамках программы океанического бурения (Ocean Drilling Program) [Eldholm et al., 1987; Hinz, 1981].

SDRs представляют собой высокоамплитудные, плоско-параллельные или изогнутые рефлекторы, образующие веерообразные расходящиеся клинья (рис. 2, А, Б). Комpleксы с SDRs обычно имеют высокоамплитудную кровлю, которой присущ прилегающий характер границ. Подошва комплекса SDRs на сейсмических данных обычно не определима. Есть предположения, что в основании комплекса SDRs находится детачмент или серия ограничивающих разломов [Chauvet et al., 2020, 2021; Geoffroy, 2005; Geoffroy et al., 2020; Planke et al., 2000]. Рефлекторы полого наклонены и омолаживаются в сторону «океана» (т. е. в сторону оси растяжения). Они могут простираться в стороны на сотни километров [McDermott et al., 2018], а их мощность варьирует от 3–5 до 10, редко до 20 км [Planke et al., 2000]. Значения сейсмической скорости в клиньях SDRs обычно составляют от 3–4 км/с вверху разреза до 6,5 км/с

внизу [Harkina et al., 2020]. Существует немного доступных скважинных данных для комплексов с SDRs — преимущественно с окраин Исландии, Гренландии и Норвегии [Eldholm et al., 1987; Planke et al., 1994; Abdelmalak et al., 2016; Meyer et al., 2009] и окраины Южной Америки [McDermott et al., 2018]. Известные наземные обнажения SDRs описаны в районах Диско-Нунавик (Западная Гренландия) [Abdelmalak et al., 2019; Geoffroy et al., 2005] и Кэп-Дайер у Земли Баффина (Канада) [Skaarup et al., 2006]. По результатам анализа керна из скважин на шельфе и данных береговых исследований следует, что SDRs представлены субаэральными базальтовыми потоками. Прослои базальтов переслаиваются с небольшим количеством вулканокластического и/или осадочного материала. Мощность отдельных базальтовых прослоев может достигать 5–10 м [Abdelmalak et al., 2016].

SDRs — атрибут вулканических пассивных континентальных окраин. Основные классические примеры таких окраин — сопряженные континентальные окраины Восточной Гренландии [Elliott et al., 2008] и Норвегии (рис. 2, Б-І) [Abdelmalak et al., 2016], сопряженные континентальные окраины Западной Гренландии [Abdelmalak et al., 2019] и Канады (рис. 2, Б-ІІ) [Skaarup et al., 2006], сопряженные континентальные окраины Южной Африки (Намибия) (рис. 2, Б-ІІІ) [Koortmann et al., 2013] и Южной Америки (Уругвай, Бразилия) [Chauvet et al., 2021; Sapin et al., 2021; Conti et al., 2017], континентальная окраина Индии [Nemcok et al., 2016; Geoffroy et al., 2020].

В строении вулканических пассивных континентальных окраин существует ряд закономерностей. Комплексы SDRs простираются вдоль вулканических окраин на сотни и тысячи километров и уходят в глубь океана на десятки и сотни километров [McDermott и др., 2018]. В Западной Гренландии в

обнажениях базальтов SDRs описаны ортогонально наклоненные к базальтам дайки [Abdelmalak et al., 2019; Geoffroy et al., 2005]. Дайки, вероятно, служили подводящими каналами для базальтов SDRs [Geoffroy, 2005, 2015]. На континентах часто присутствуют одновозрастные или близкие по возрасту трапповые провинции. Например, Деканские траппы в Индии [Nemcok et al., 2016], трапповое плато Парана в Бразилии, плато Этендека в Намибии [Chauvet et al., 2021], траппы формации Малигат в Западной Гренландии [Larsen et al., 2015] или траппы в районе Кангерлуссуак в Восточной Гренландии [Geoffroy, 2005]. Таким образом, в строении вулканической пассивной континентальной окраины можно выделить следующие элементы: комплексы базальтов SDRs, подводящие дайки, трапповые плато.

Существует ряд различных классификаций SDRs, например [Geoffroy, 2005, 2015, 2020; Harkina, 2020; Planke et al., 2000; McDermott et al., 2018]. Общее в них — разделение SDRs на внутренние (*inner*) и внешние (*outer*). Иногда выделяется промежуточный (*intermediate*) тип [Chauvet et al., 2021]. Классификации основаны на ряде различий в морфологии и в механизме образования разных типов.

Внутренние SDRs образуют клинья субпараллельных расходящихся рефлекторов. Клинья утолщаются в сторону океана. Их мощность в среднем составляет от 2 до 6 км, длина 10–80 км [Planke et al., 2000]. Клинья внутренних SDRs заполняют серию полуграбенов и ограничены разломами, падающими навстречу рефлекторам, т. е. в сторону берега [Chauvet et al., 2020, 2021].

Далее в сторону моря некоторые авторы выделяют промежуточные SDRs. Их клинья более изогнутые, чем клинья внутренних SDRs, и более мощные (от 6 до 20 км), и более протяженные (50–200 км) [Planke et al., 2000]. Между промежуточными и внешними SDRs иногда могут присутствовать внешние поднятия (*outer high*), возможно, вулканической природы (рис. 2, Б–III) [Chauvet et al., 2021, Planke et al., 2000; Calves et al., 2011].

Наиболее отдаленные от берега внешние SDRs образуют сплошной непрерывный клин рефлекторов. Клинья внешних SDRs имеют толщину 5–8 км и могут быть достаточно протяженными — 50–200 км. Наклонные и изогнутые рефлекторы по мере отдаления от берега выполняются и сменяются параллельно залегающими потоками лав [Planke et al., 2000; Chauvet et al., 2021].

Механизм образования SDRs составляет предмет дискуссий. Существует несколько различных моделей образования SDRs [Paton 2017; Planke, 2000; White et al., 2009; Chauvet et al., 2020, 2021; Geoffroy, 2005]. Согласно наиболее распространенным моделям, базальты SDRs изливаются в субаэральных условиях в процессе растяжения и изначально формируют базальтовые плато (или *landward flows*) [Planke et al., 2000]. Затем, при продолжающемся растяжении континентальной коры формируются

полуграбены. Их образование приводит к проворачиванию синхронно изливающихся базальтовых потоков. Общепринятым считается, что внутренние SDRs образуются на ранней фазе континентального рифтинга в субаэральных или мелководных условиях до образования центра спрединга. Подстилающая внутренние SDRs кора утонена, пронизана интрузиями и имеет континентальную природу [Chauvet et al., 2021]. Образование внешних SDRs более дискуссионно. На сегодняшний день существуют две наиболее популярные версии. Некоторые авторы полагают, что их образование происходило в глубоководных условиях и связано со спредингом и формированием новой океанической коры, например [Franke et al., 2010, Paton et al., 2017]. Другие [Chauvet et al., 2020, 2021; Geoffroy, 2005] полагают, что внешние SDRs образуются на более поздних стадиях континентального рифтинга.

Общепринято, что базальты SDRs формируются в результате интенсивной вулканической активности во время рифтинга, перед и синхронно с распадом континента. Обычно считается, что базальты связаны с формированием крупных магматических провинций (LIP) [Sapin et al., 2021; Chauvet et al., 2021].

Материалы и методы исследований. Сейсмические данные. Основная часть работы основана на интерпретации сейсмических профилей МОВ ОГТ. В работе использованы сейсмические профили (рис. 1), полученные в результате российских экспедиций Арктика-2011, Арктика-2012, Арктика-2014, Арктика-2020, и сейсмические профили экспедиции МАГЭ-2016. Также использованы открытые сейсмические данные для Канадского бассейна, опубликованные в [Shimeld et al., 2021], и данные для района Чукотского Бордерленда, опубликованные в [Ilhan, Coakley, 2018].

Данные о гравитационных и магнитных аномалиях. В работе использованы опубликованные международные данные о гравитационных и магнитных аномалиях [Gaina et al., 2011; Lebedeva-Ivanova et al., 2019; Jackson, Chain, 2019; Piskarev et al., 2019], которые указывают на крупную уникальную структуру в изучаемой области, состоящую из гравитационных и магнитных максимумов и минимумов высокой амплитуды (High Arctic Magnetic High Domain) [Gaina et al., 2011; Oakey, Saltus, 2016; Dossing et al., 2013; Chernykh et al., 2018]. Считается, что эта структура связана с базальтами HALIP [Oakey, Saltus, 2016].

Сейсмостратиграфия. Для интерпретации сейсмических данных использованы методы сейсмостратиграфии (в том числе сейсмической вулканостратиграфии) [Planke et al., 2000; Vail et al., 1977] и тектоностратиграфии [Watkinson et al., 1977]. Метод сейсмостратиграфии опирается на анализ сейсмических фаций, а именно на геологическую интерпретацию и картирование сейсмических фаций [Vail et al., 1977; Planke et al., 2000]. Метод тектоностратиграфии основан на выявлении сейсмостратиграфических комплексов и их сопоставлении с данными о тектоническом развитии региона

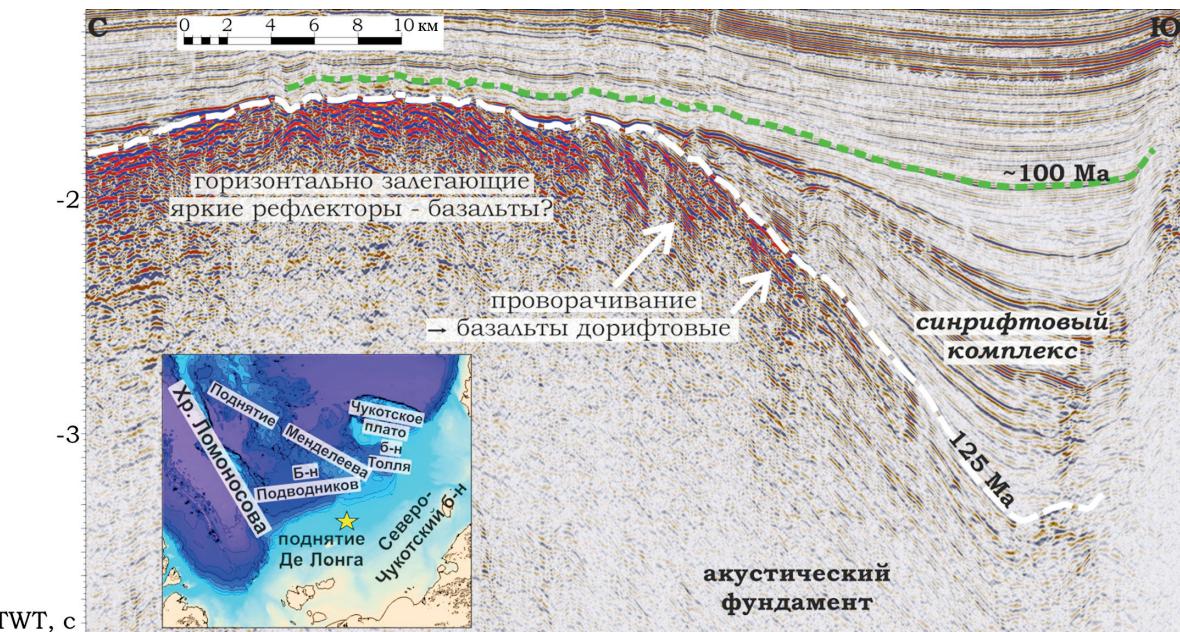


Рис. 5. Поднятие Де-Лонга. Фрагмент сейсмического профиля MAGE-2016 ESS1607. Локация профиля указана на врезке. В составе акустического фундамента выделяются высокоамплитудные субгоризонтальные рефлекто́ры, возможно, дорифтовые платобазальты

из литературных источников. В изучаемом районе выделяются опорные горизонты 125, 100, 80, 66, 45, 33 и 20 млн лет. Подробно выделяемые сейсмостратиграфические комплексы для изучаемого района описаны в работах [Nikishin et al., 2021b, c].

Результаты исследований и их обсуждение.

Платобазальты. На поднятии Де-Лонга на приподнятых участках в акустическом фундаменте присутствуют высокоамплитудные субгоризонтальные рефлекто́ры (рис. 5), вероятно, соответствующие базальтовым лавам, переслаивающимся с осадочными отложениями. Мощность пачки субгоризонтальных рефлекто́ров $\sim 0,3\text{--}0,6$ с TWT (two way travel time — двойное время пробега волн). Аналогичная сейсмическая фа́зия в литературе носит название *landward flows* и представлена переслаиванием субаэральных базальтовых лав с осадочными породами [Planke et al., 2000]. Похожие лавы давно описаны для о-вов Де-Лонга [Драчев, 1989; Drachev et al., 2006; Косько и др., 2013]. На бортах раннемеловых полуграбенов эти рефлекто́ры наклонены — граница приобретает несогласный, эрозионный характер. Рефлекто́ры представляют собой подошву синрифтового комплекса. Вероятно, лавы, соответствующие этим рефлекто́рам, древнее синрифтового комплекса. На поднятии Менделеева (рис. 7) и Чукотском плато сейсмическая запись значительно менее ясная, чем на плато Де-Лонга. Здесь на выступающих блоках акустического фундамента присутствуют толщи ($\sim 0,3$ с TWT) высокоамплитудных субгоризонтальных рефлекто́ров со значительными следами эрозии.

Синрифтовый сейсмостратиграфический комплекс с SDRs. Для района поднятия Альфа-Менделеева и прилегающих бассейнов характерно наличие асимметричных структур растяжения — полуграбенов. В полуграбенах на сейсмических разрезах в составе синрифтового комплекса обнаружены

высокоамплитудные рефлекто́ры, напоминающие SDRs (рис. 2 A; 3, 6, 7, 8, 9). Кровля синрифтового комплекса с SDRs хорошо выражена и представлена высокоамплитудной границей, которой свойствен прилегающий характер границ. Подошва синрифтового комплекса с SDRs соответствует кровле акустического фундамента. Морфология клиньев SDRs различная. Принципиально можно выделить два типа SDRs. Первый тип распространен в пределах поднятий (рис. 2, A-I, II, III, рис. 7). Полуграбены с рефлекто́рами первого типа чередуются с выступами акустического фундамента. Мощность синрифтового комплекса с SDRs первого типа составляет 2–2,5 с TWT, протяженность в пределах отдельных полуграбенов — 20–50 км. Второй тип рефлекто́ров (рис. 3, 6, 8, 9) распространен в бортах (рис. 2, A, V, VI и VII; 6; 8, I; 9, I и II) и в центральных частях бассейнов (рис. 3, 6, 9). Они образуют серии клиньев, заполняющих полуграбены в бортах бассейнов и наращающих друг друга к центральным частям бассейнов, где рефлекто́ры плавно выполняются (рис. 6, 9). Мощность синрифтового комплекса с SDRs второго типа составляет 2–3 с TWT, протяженность в пределах отдельных полуграбенов — 50–100 км. Второй тип рефлекто́ров больше похож на классические внутренние SDRs согласно классификациям в работах [Planke et al., 2000; Chauvet et al., 2020, 2021; Geoffroy et al., 2021].

Вулканы. В кровле синрифтового комплекса часто встречаются постройки треугольной формы с хаотическим внутренним строением, с высотой 300–900 м и протяженностью 4–9 км (рис. 3; 4; 7, II; 9, II). Такого типа вероятные вулканические структуры описаны в литературе [Geoffroy et al., 2020; Shimeld et al., 2011; Elliott et al., 2008; Planke et al., 2000; Chauvet et al., 2021; Calves et al., 2011]. Хорошая сохранность конусов вулканов позволяет сделать вывод об от-

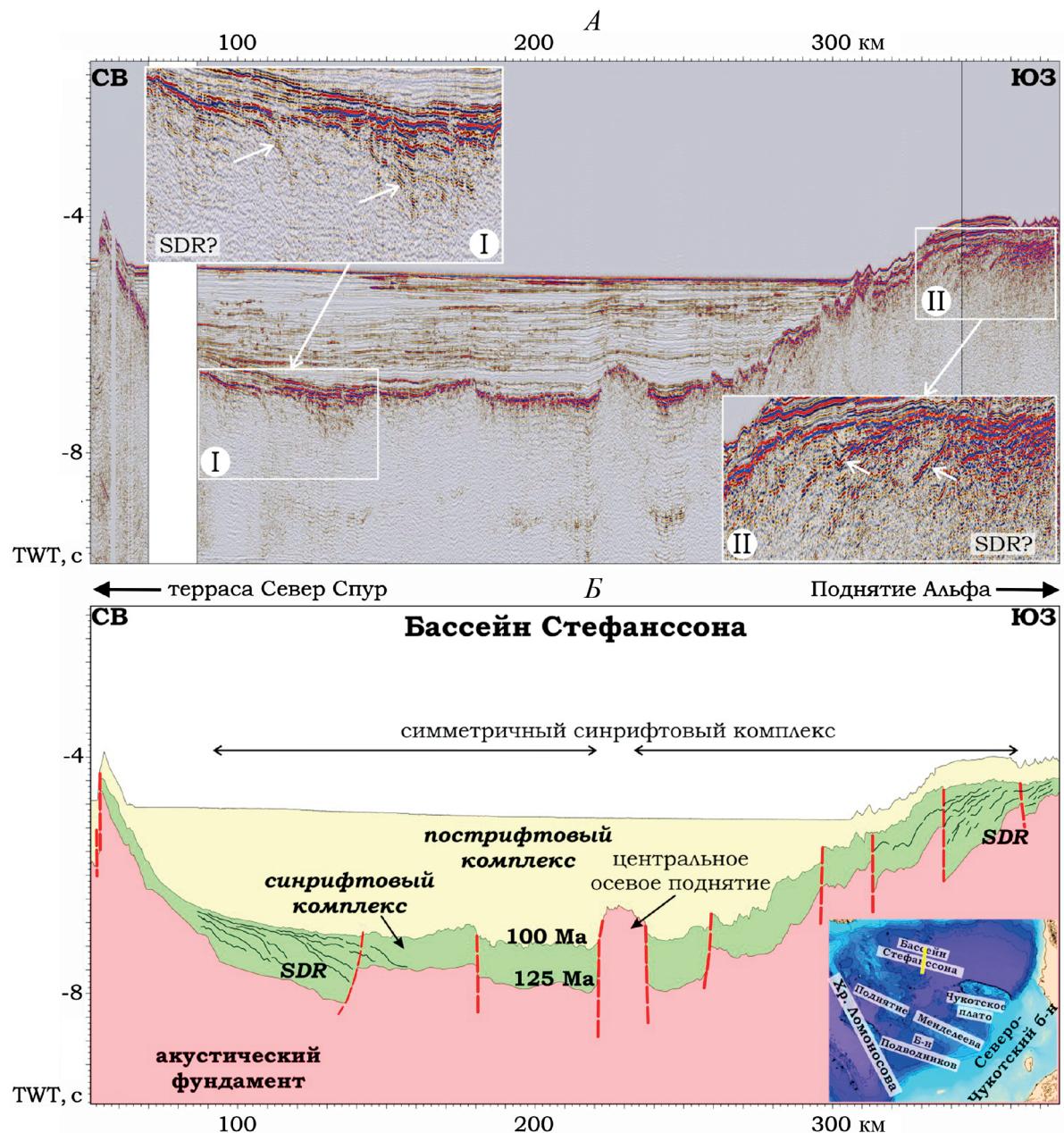


Рис. 6. Бассейн Стефанссона: A — фрагмент композитного профиля (lsl-0914, lsl-0808a, lsl1108 из [Shimeld et al., 2021]); B — его интерпретация. Локация профиля указана на врезке. В центральной части бассейна выделяется тектонический выступ фундамента. В составе синрифтового комплекса выделяются встречные рефлекторы, похожие на внутренние SDRs. Они наклонены в центр бассейна

носительно глубоководных условиях осадконакопления (уровень моря должен был быть выше высоты построек, иначе вершины построек были бы эродированы) во время завершения синклифовой стадии развития изучаемого региона.

Дайки и силлы. Идентифицируются относительно высокоамплитудные секущие рефлектоны с приблизительной длиной более 5 км (рис. 7, I). Они прослеживаются из акустического фундамента и заканчиваются вблизи отдельных рефлекторов, напоминающих SDRs, вулканических построек и платобазальтов. Возможно, это дайки, выполнявшие функцию подводящих каналов. Реже встречаются согласные блюдцеобразные высокоамплитудные рефлектоны, напоминающие силлы.

Таким образом, по сейсмическим данным отчетливо можно выделить четыре формы проявления раннемелового вулканизма: 1) платобазальты, 2) базальты SDRs, 3) вулканы и 4) дайки и силлы.

Бассейн Толля расположен между поднятием Менделеева (на западе) и Чукотским плато (на востоке). В основании бассейна Толля выделяется асимметричный полуграбен протяженностью ~80 км (рис. 3) [Nikishin et al., 2014; Ilhan et al., 2018]. Полуграбен сложен синрифтовыми осадками. Мощность синрифтового комплекса ~3–4 км. В составе синрифтового комплекса прослеживаются высокомагнитудные односторонние, пологонаклонные, клинообразно расходящиеся рефлекторы, похожие на SDRs. Рефлекторы имеют общую точку расположения.

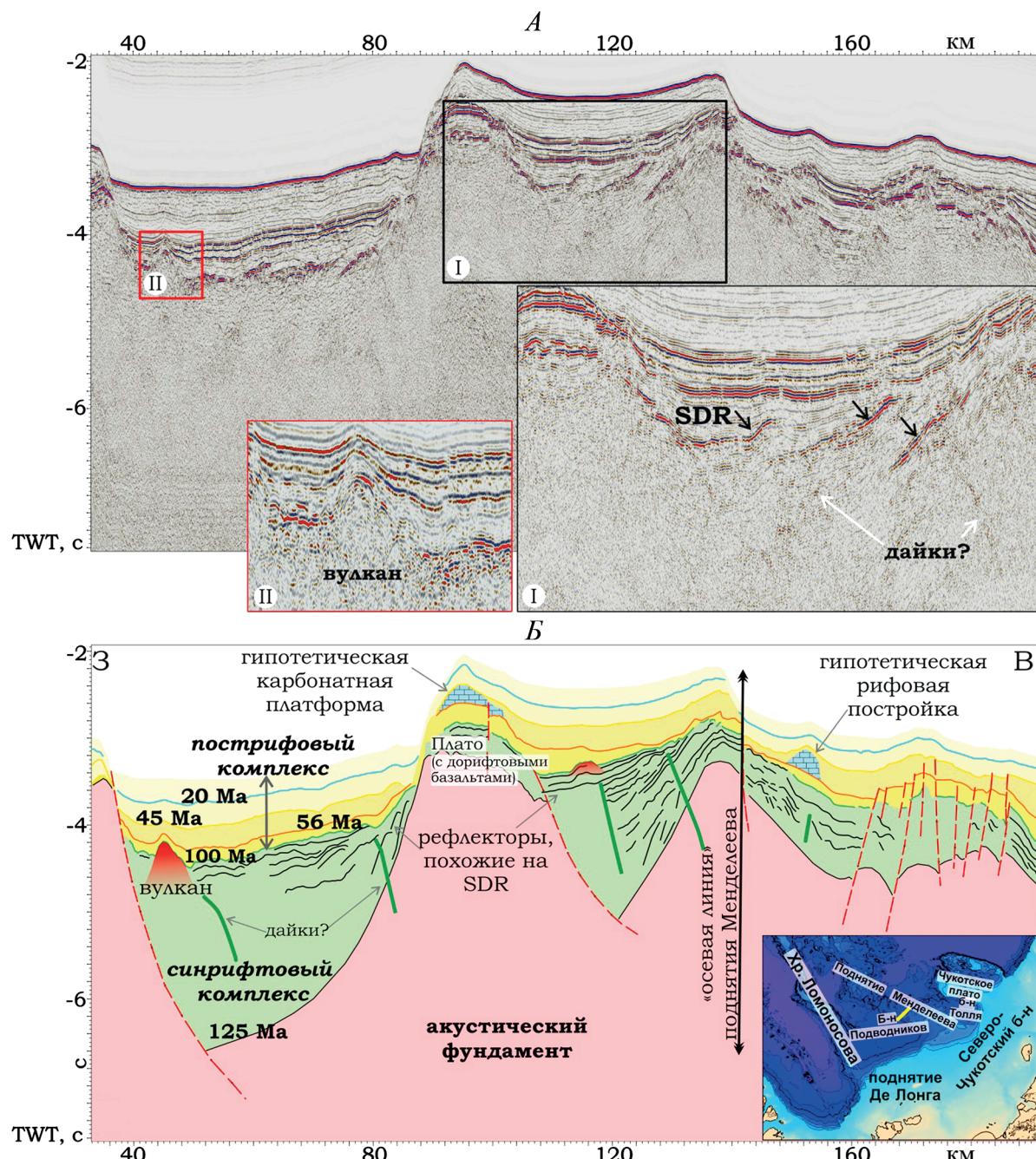


Рис. 7. Поднятие Менделеева: А — фрагмент сейсмического профиля ARC12-04; Б — его интерпретация. Локация профиля указана на врезке. В центральной части поднятия можно выделить осевую линию, у которой направление падения рефлекторов меняется на противоположное

дения и группируются в отдельные клинья. Кровля синрифтового комплекса с потенциальными SDRs представлена четкой высокоамплитудной границей и имеет несогласный характер с вышелегающим пострифтовым комплексом. В кровле синрифтового комплекса присутствуют постройки треугольной формы с хаотичным внутренним строением — возможные подводные вулканы (рис. 4). Высота построек последовательно увеличивается от 300 до 900 м с востока на запад по направлению наклона клиньев возможных SDRs. Подошва синрифтового комплекса с возможными SDRs совпадает с кровлей акустического фундамента и не выражена на сейсмической записи. Возможно, здесь SDRs ограничены

серийой пологих сбросов. На окончании вблизи акустического фундамента клинья потенциальных SDRs загибаются, отдельные рефлекторы прерываются и затухают. По морфологии вышеописанный тип SDRs можно отнести к классическим внутренним SDRs (рис. 2, Б, I, II).

Бассейн Менделеева расположен севернее бассейна Толля. Со склонов поднятий Менделеева и Чукотского плато в сторону бассейна наклонены встречные полуграбены (рис. 10). Протяженность отдельных полуграбенов ~2–2,5 км. В синрифтовом комплексе, заполняющем полуграбены, также обнаружены рефлекторы, напоминающие SDRs. В центральной части бассейна Менделеева нахо-

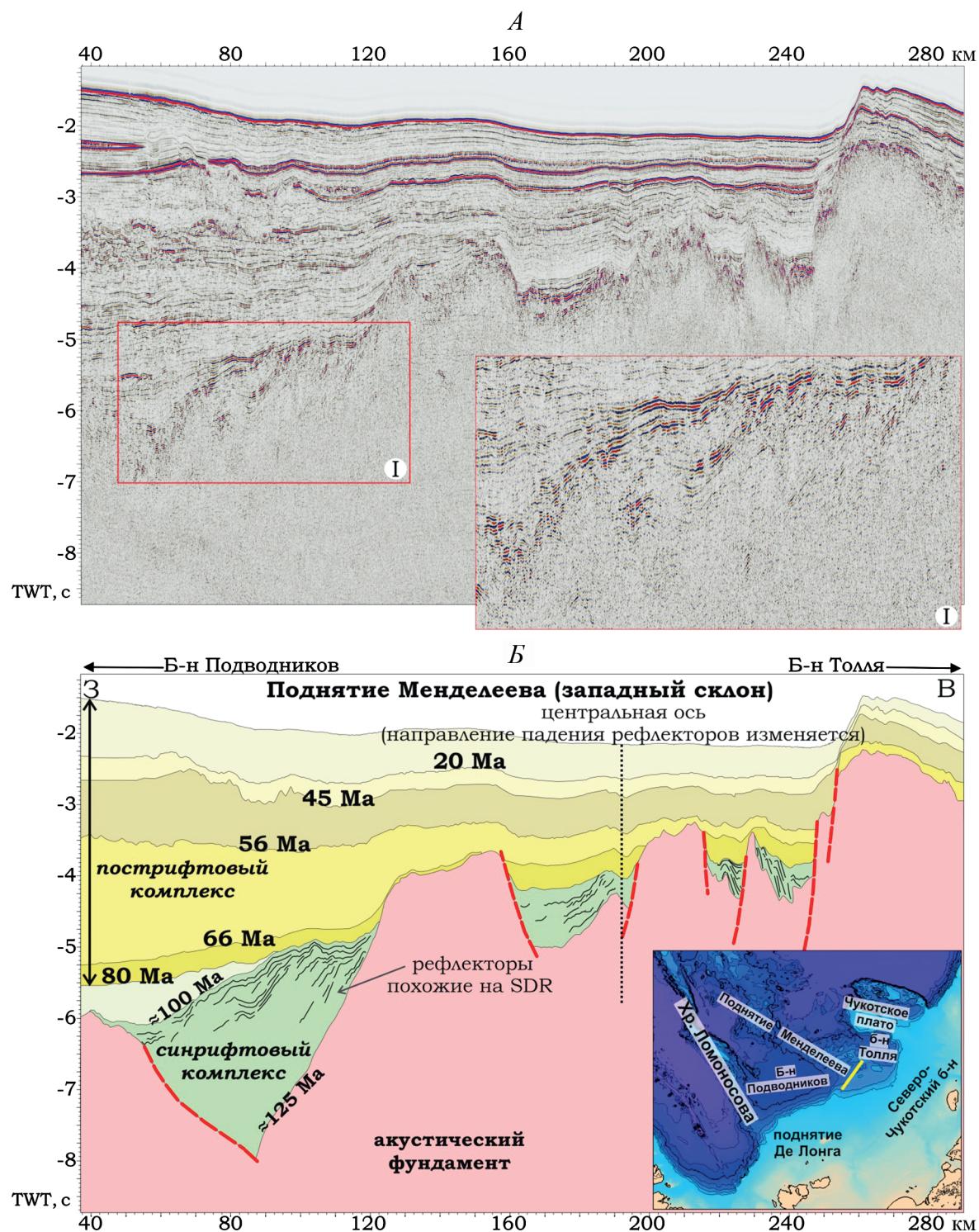


Рис. 8. Западный склон поднятия Менделеева: А — фрагмент сейсмического профиля ARC12-03; Б — его интерпретация. Локация профиля указана на врезке. В составе синрифтового комплекса выделяются рефлектоны, возможно, внутренние SDRs. В центральной части поднятия можно выделить осевую линию, в которой направление падения рефлектона меняется на противоположное

дится V-образный симметричный трог Чарли. Над центральной частью выделяется отрицательная магнитная аномалия субмеридионального простирания протяженностью ~300 км. В самом бассейне рефлектоны, напоминающие SDRs, не обнаружены. Симметрично, с обеих сторон от впадины, на относительных поднятиях акустического фундамента залегает маломощный (~0,3 с TWT) прослой высоко-

амплитудных субгоризонтальных рефлектона. Это могут быть базальтовые лавы и туфы или биокремнистая пачка позднемелового возраста, описанная в работе [Shimeld et al., 2011].

Бассейн Наутилус расположен между хребтом Альфа и Чукотским Бордерлендом. Со склонов этих структур в составе синрифтового комплекса, заполняющего полуграбены, в сторону бассейна на-

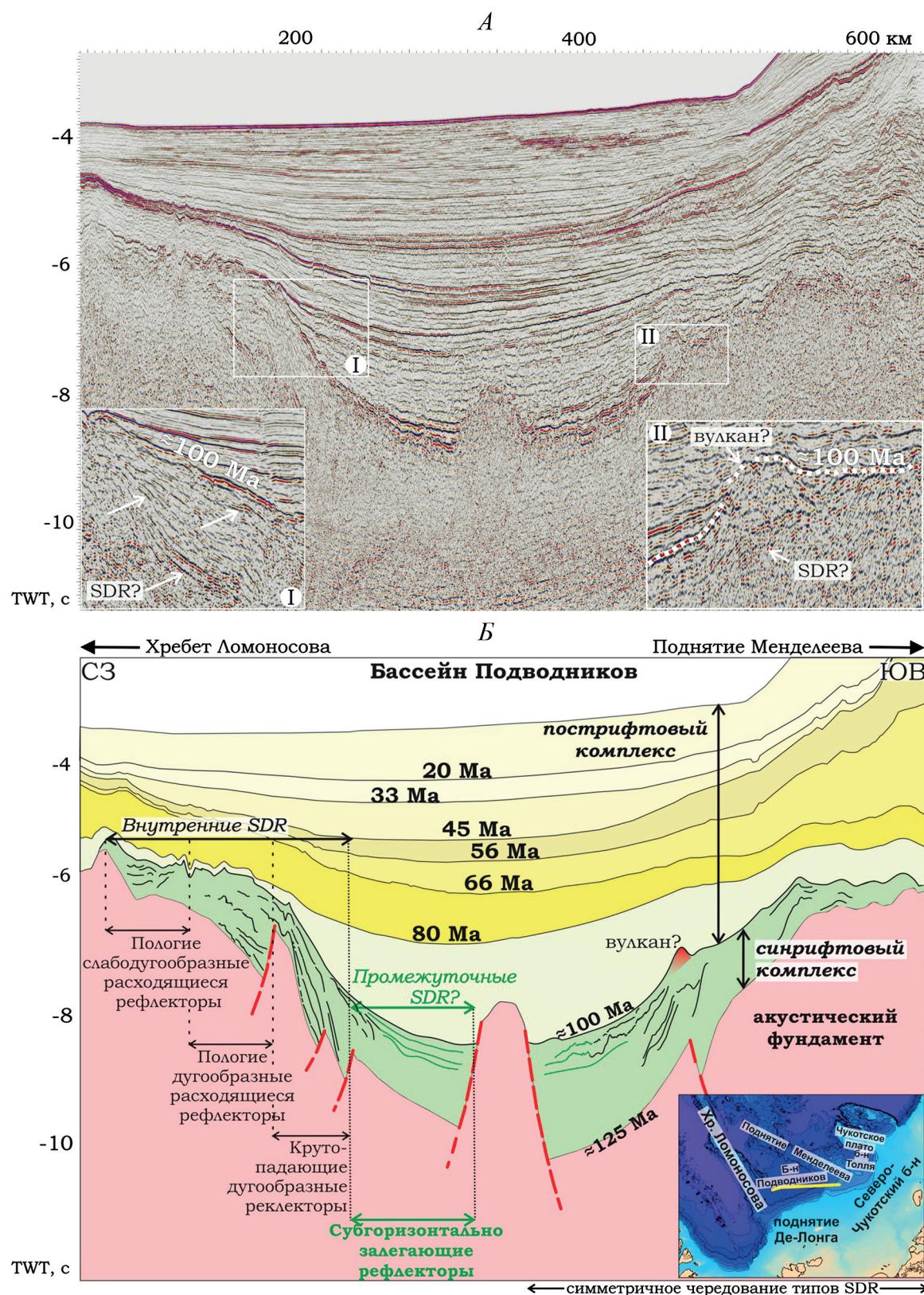


Рис. 9. Бассейн Подводников: А — фрагмент сейсмического профиля ARC14-01; Б — его интерпретация. Локация профиля указана на врезке. В центральной части бассейна выделяется тектонический выступ фундамента, в составе синрифтового комплекса выделяются встречные рефлектоны, похожие на внутренние SDRs, они наклонены в центр бассейна

клонены рефлекторы, напоминающие SDRs (рис. 10). В основании бассейна Наутилус выделяется толща субгоризонтальных рефлекторов, экранирующих нижезалегающие осадочные образования. Возможно, это биокремнистая пачка позднемелового возраста [Shimeld et al., 2011]. Под этой пачкой фрагментарно выделяются комплексы SDRs.

Бассейн Стефансона расположен между хребтом Альфа и Канадским архипелагом. Бассейн имеет симметричное строение (рис. 6). В центральной части находится выступ акустического фундамента. На одинаковом расстоянии по обе стороны от выступа в составе синрифтового комплекса прослеживаются рефлекторы, похожие на SDRs. Клинья возможных SDRs наращиваются один другой в сторону центрального поднятия. Отдельных полуграбенов выделить нельзя. Протяженность комплекса с SDRs составляет ~50 км, мощность ~1 с TWT. Эти рефлекторы похожи на классический внутренний тип SDRs (рис. 2, Б, III). В центральной части бассейна, рядом с центральным поднятием, рефлекторы выложиваются до субгоризонтальных. Можно предположить здесь наличие промежуточных SDRs. В основании бассейна также выделяется пачка высокоамплитудных субгоризонтальных рефлекторов. Это, вероятно, та же самая пачка, что и в бассейне Наутилус (и, возможно, в бассейне Менделеева).

Поднятие Менделеева разделяет бассейн Подводников (на западе) и бассейны Толля и Менделеева (на востоке). Поднятие представляет собой приподнятый блок континентальной коры (рис. 7) [Kashubin et al., 2018; Nikishin et al., 2021b, c]. Сильнорасчлененный рельеф поднятия объясняется чередованием асимметричных впадин (полуграбенов), чередующихся с тектоническими выступами фундамента (горстами). Протяженность отдельных полуграбенов ~20–25 км. Полуграбены выполнены синрифтовыми осадками. Мощность синрифтового комплекса на поднятии Менделеева составляет ~1,5–2 с TWT. Кровля синрифтового комплекса менее отчетливая, присутствуют следы эрозии. Высокоамплитудные пологонаклонные выдержаные рефлекторы, возможные SDRs, убедительно идентифицируются только у кровли синрифтового комплекса (рис. 7). Отчетливо выделяется несколько клиньев, частично налагающихся один на другой. Подошва комплекса соответствует кровле акустического фундамента. В центральной части поднятия условно можно провести осевую линию. Западнее осевой линии клинья возможных SDRs наращиваются в сторону бассейна Подводников, восточнее — в сторону бассейнов Толля и Менделеева. Под рефлекторами сейсмическая картина хаотичная. На приподнятом блоке, разделяющем два крупных полуграбена (рис. 7, I), над выступом акустического фундамента присутствует пачка высокоамплитудных горизонтально залегающих рефлекторов. Возможно, это платобазальты (или landward flows), сформировавшиеся до прогибания и образования

полуграбенов с гипотетическими наклонными SDRs. Также обнаружены высокоамплитудные рефлекторы, секущие осадки синрифтового комплекса. Их приблизительная длина более 5 км. Они начинаются в акустическом фундаменте и под пологим углом подходят к отдельным SDRs, возможно, это дайки. Присутствуют редкие блюдцеобразные короткие яркие рефлекторы — возможные силлы. В кровле отмечены постройки треугольной формы с приблизительной высотой 0,3 с TWT, напоминающие подводные вулканы.

Вышеописанные рефлекторы, похожие на SDRs, отличаются от своих классических аналогов по структурному расположению — они заполняют систему полуграбенов, разделенных между собой тектоническими выступами фундамента. В полуграбене, расположенному ближе к бассейну Подводников (рис. 8, I), рефлекторы, напоминающие SDRs, больше похожи на классический внутренний тип (рис. 2, Б, I, II).

Бассейн Подводников расположен между хр. Ломоносова (на западе) и поднятием Менделеева (на востоке) (рис. 9). Бассейн имеет симметричное строение и напоминает бассейн Стефансона. В центральной части бассейна выделяется тектонический выступ фундамента, к которому с двух противоположных сторон (со склонов хр. Ломоносова и поднятия Менделеева) в составе синрифтового комплекса сходятся высокоамплитудные, напоминающие SDRs, рефлекторы. Кровля синрифтового комплекса выделяется четко, подошва соответствует кровле акустического фундамента. На бортах бассейна можно выделить три типа рефлекторов:

- 1) наиболее удаленные от центральной части бассейна рефлекторы характеризуются пологой слабодугообразной морфологией;

- 2) ближе к центральной части бассейна угол падения рефлекторов увеличивается. Рефлекторы первого и второго типов заполняют полуграбены. Их можно отнести к внутренним SDRs (рис. 2, Б, I, II);

- 3) в центральной части бассейна высокоамплитудные рефлекторы залегают субгоризонтально и упираются в центральное поднятие бассейна. Они полностью экранируют нижезалегающие осадки. Этот тип можно отнести к промежуточным SDRs. Между рефлекторами второго и третьего типа в кровле комплекса присутствует постройка треугольной формы высотой 0,5 с TWT — возможный подводный вулкан.

Картирование SDRs и вулканов. Расположение и направление падения похожих на SDRs рефлекторов, днища полуграбенов со следами вулканизма и без, а также положение вулканических построек были нанесены на карту акустического фундамента, построенную по результатам интерпретации 2D сейсмических профилей в ПО Petrel (рис. 10). Хотя 2D данные не позволяют оценить истинные направления падения рефлекторов, мы, тем не менее, можем выделить некоторые закономерности. Для поднятия Альфа-Менделеева выделяется осевая

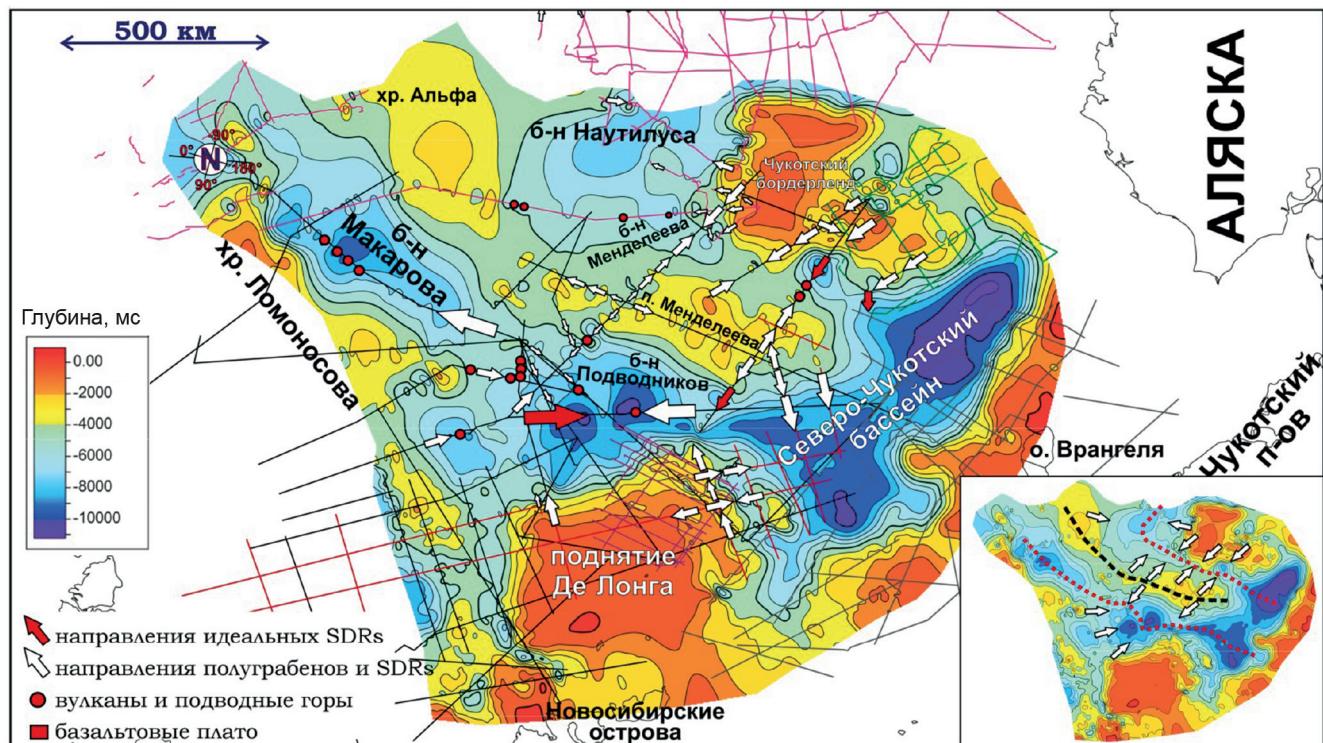


Рис. 10. Карта распространения рефлекторов, похожих на SDRs, полуграбенов, вулканов и подводных гор. Подложка — карта акустического фундамента, построенная на основе интерпретации сейсмических профилей, по [Nikishin et al., 2021b], с дополнением новыми данными. Белыми стрелками показано направление рефлекторов и полуграбенов, красными — направления наиболее похожих на классические SDRs рефлекторов. Внизу справа — врезка с обобщенными направлениями полуграбенов и рефлекторов. Черная линия — предполагаемая осевая линия для поднятия Альфа-Менделеева, красная линия — предполагаемая ось растяжения

линия. Восточнее от этой линии рефлекторы и полуграбены наклонены в сторону бассейнов Толля, Менделеева, Наутилус и Стефансона, западнее рефлекторы и полуграбены наклонены в сторону бассейна Подводников. В бассейнах Толля, Менделеева и Наутилус присутствуют встречные рефлекторы, падающие со стороны Чукотского Бордерленда. В бассейне Подводников рефлекторы, падающие с поднятия Менделеева, встречаются у центрального поднятия с рефлекторами, падающими со стороны хр. Ломоносова. Поднятие выражено, в том числе, и на карте акустического фундамента. В бассейне Стефансона наблюдается аналогичная картина. Рефлекторы падают к центральному поднятию со стороны хр. Альфа и континентальной окраины Канады. Гипотетические вулканические постройки распространены преимущественно в пределах глубоководных бассейнов.

Итак, раннемеловое развитие поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных бассейнов характеризуется сильным растяжением (с образованием полуграбенов и глубоководных бассейнов) и обильным магматизмом, что связано с магматизмом HALIP.

Поднятие Альфа-Менделеева. Вероятно, до начала основной апт-альбской фазы растяжения на поднятии преобладал субаэральный базальтовый магматизм. Формировались базальтовые плато (landward flows). Затем в апт-альбское время в условиях продолжавшегося растяжения в пределах поднятий (Альфа-Менделеева, Де-Лонга, Чукотское

плато) начали формироваться полуграбены. Полуграбены заполнялись осадочным и вулканическим материалом. Возможно, происходило внедрение базальтовых силлов и даек. Соотношение магматических пород к осадочным нам не известно, но, скорее всего, в пределах поднятий оно не очень большое. Все это время поднятие Альфа-Менделеева было приподнятым стабильным участком суши и мелководного шельфа. На завершающей стадии растяжения в пределах поднятия преобладал эфузивный вулканизм. Об этом свидетельствуют обнаруженные на сейсмических профилях постройки, похожие на подводные вулканы. Поднятие во время этой фазы вулканизма развивалось в мелководно-морских, шельфовых обстановках, о чем свидетельствуют ненарушенные эрозией остроконечные вершины вулканических построек. В центральной части поднятия условно можно провести осевую линию. Западнее осевой линии клинья возможных SDRs наращиваются в сторону бассейна Подводников, восточнее — в сторону бассейнов Толля, Менделеева, Наутилус и Стефансона (рис. 10).

Сопряженные бассейны. Бассейны Подводников, Толля, Менделеева, Наутилус и Стефансона начали свое развитие в апт-альбское время синхронно с фазой растяжения и формированием полуграбенов на поднятии Альфа-Менделеева. Об этом свидетельствует единый сейсмостратиграфический уровень синклифового комплекса. В полуграбенах, расположенных в противоположных бортах бас-

сейнов, сформировались серии встречных клиньев из рефлекторов, похожих на SDRs. Клины нарашаивают один другой к центру бассейна. Они, скорее всего, представлены переслаиванием осадочного материала с субаэральными базальтовыми лавами. Происходило внедрение даек и силлов. Точное соотношение магматического материала к осадочному не известно, но, видимо, оно больше, чем на поднятиях. Рефлекторы в составе клиньев похожи на классические внутренние SDRs. У центральных поднятий бассейнов Подводников и Стефанссона клины SDRs выполаживаются до субгоризонтальных. Бассейны в апт-альбское время развивались в субаэральных или мелководно-морских условиях. На завершающей стадии растяжения вулканизм, так же, как и на поднятии Альфа-Менделеева, изменился на эфузивный — начали расти подводные вулканы. Бассейны продолжали развитие сначала в мелководно-морских, а затем в глубоководных условиях.

И внутренний, и промежуточный типы SDRs характерны для рифтовых бассейнов, сопряженных с вулканическими пассивными континентальными окраинами. Можно предположить, что поднятие Альфа-Менделеева в апт-альбское время развивалось, как двусторонняя вулканическая пассивная континентальная окраина для бассейнов Подводников на западе и Толля, Менделеева, Наутилус и Стефанссона на востоке. Развитие вулканической окраины, как и развитие океанических бассейнов, было прервано до начала спрединга и образования океанической коры.

Выводы. 1. В пределах поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных бассейнов выделяется синрифтовый сейсмостратиграфический комплекс, выполняющий полуграбены и относительные поднятия.

2. В синрифтовом сейсмостратиграфическом комплексе зафиксированы следы магматизма: платобазальты, дайки и силлы, субаэральные и шельфовые базальты SDRs и вулканы. Синрифтовый комплекс с потенциальными SDRs одновозрастен с магматизмом HALIP и с учетом известных изотопных датировок возраста магматических пород для поднятия Альфа-Менделеева имеет возраст ~125–100 Ma.

3. Можно выделить два типа рефлекторов, похожих на SDRs. Первый тип распространен на поднятиях Альфа-Менделеева, Де-Лонга и Чукотском плато в полуграбенах, разделенных поднятиями акустического фундамента. На вершинах этих под-

нятий присутствуют субгоризонтально залегающие дорифтовые платобазальты (landward flows). Второй тип рефлекторов, похожих на SDRs, распространен в бассейнах. Рефлекторы этого типа образуют серии непрерывно нарашающихся к центру бассейнов клиньев. Эти рефлекторы похожи на классические внутренние SDRs. Они сменяются более пологозалегающими рефлекторами, похожими на промежуточные SDRs. Вероятно, в пределах бассейнов в составе синрифтового комплекса с SDRs второго типа магматического материала больше, чем в аналогичном комплексе с SDRs первого типа в пределах поднятий.

4. В кровле синрифтового комплекса часто присутствуют постройки, напоминающие подводные вулканы. Эти локальные проявления эфузивного вулканизма продолжались после синрифтового этапа развития приблизительно до 80–90 Ma. В течение этого времени обстановка осадконакопления сменилась с субаэральной на относительно глубоководную в результате пострифтового прогибания бассейнов.

5. Вдоль поднятия Альфа-Менделеева через его центр можно провести осевую линию. Западнее осевой линии клины возможных SDRs нарашаиваются в сторону бассейна Подводников, восточнее — в сторону бассейнов Толля, Менделеева, Наутилус и Стефанссона. Рефлекторы сходятся в центральных частях бассейнов. Здесь проходят центральные оси растяжения.

6. Поднятие Альфа-Менделеева и бассейны Подводников, Толля, Менделеева, Наутилус и Стефанссона развивались синхронно в апт-альбское время под влиянием рифтинга и обширного магматизма. Поднятие Альфа-Менделеева развивалось, как двунаправленная вулканическая континентальная окраина для будущих океанических бассейнов Подводников, Толля, Менделеева, Наутилус и Стефанссона. Их развитие прервалось до спрединга и образования океанической коры.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Ф. Вернеру, Л. Дженофрою, Д. Франке за рекомендации по улучшению интерпретации сейсмических данных. Основные положения работы были обсуждены с Дж. Фолгер и С. Клутинг. Авторы благодарны Г.Л. Лейченкову, С.Г. Сколотневу, С.Ю. Соловьеву, А.А. Черных, В.А. Савину, Д.А. Застрожнову, А.В. Латышеву и С.И. Фрейману за рецензирование работы.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект № 22-27-00160).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гусев Е.А., Лукашенко Р.В., Попко А.О. и др. Новые данные о строении склонов подводных гор поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. 2014. Т. 455, № 2. С. 184–188.

Драчев С.С. Тектоника и мезокайнозойская геодинамика района Новосибирских островов: Автореф. канд. дисс. М., 1989.

Дараган-Сущова Л.А., Зинченко В.Н., Дараган-Сущов Ю.И., Савельев И.Н. О времени главного погружения

до океанических глубин и масштабах разновозрастного рифтогенеза в Арктическом бассейне по результатам интерпретации сейсмических данных // Региональная геология. 2019. № 80. С. 1–16.

Дараган-Сущова Л.А., Соболев Н.Н., Петров Е.О и др. К обоснованию стратиграфической привязки опорных сейсмических горизонтов на Восточно-Арктическом шельфе и в области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология. 2014. № 58. С. 5–21.

- Kosyko M.K., Sobolev N.N., Korago E.A и др.* Геология Новосибирских островов — основа интерпретации геофизических данных по Восточно-Арктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8, № 2. С. 1–36.
- Morozov A.F., Petrov O.B., Shokalsky C.P. и др.* Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.
- Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Eriova V.P.* Рифтовые системы шельфа Российской Восточной Арктики и арктического глубоководного бассейна: связь геологической истории и геодинамики // Геодинамика и геофизика. 2017. № 8 (1). С. 11–43.
- Pospelov B.A., Verba B.B., Jolondz C.M., Buzenkov B.B.* Поднятия Амеразийского бассейна в Северном Ледовитом океане и возможные аналоги в Атлантическом океане // Океанология. 2019. Т. 59, № 5. С. 810–825. <https://doi.org/10.31857/S0030-1574595810-825>
- Skolotnev S.G., Fedonkin M.A., Kornyuchuk A.B.* Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. 2017. Т. 476, № 2. С. 190–196.
- Skolotnev S.G., Freiman C.I., Xisamutdinova A.I. и др.* Осадочные породы фундамента поднятия Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 2. С. 136–160. <https://doi.org/10.31857/S0024497X22020082>
- Abdelmalak M.M., Meyer R., Planke S. et al.* Pre-breakup magmatism on the Voring Margin: Insight from new sub-basalt imaging and results from Ocean Drilling Program Hole 642E // Tectonophysics. 2016. Vol. 675. P. 258–274. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.037>
- Abdelmalak M.M., Planke S., Polteau S. et al.* Breakup volcanism and plate tectonics in the NW Atlantic // Tectonophysics. 2019. Vol. 760. P. 267–296. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.002>
- Brunley K.* Geologic history of the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // Stanford University, 2014.
- Calves G., Schwab A.M., Huuse M. et al.* Seismic volcanostratigraphy of the western Indian rifted margin: The pre-Deccan igneous province // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. P. 1–28. DOI: 10.1029/2010JB000862
- Chernykh A., Glebovsky V., Zykov M., Korneva M.* New insights into tectonics and evolution of the Amerasia Basin // J. Geodyn. 2018. Vol. 119. P. 167–182. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.010>
- Conti B., Perinotto J.A. de J., Veroslavsky G. et al.* Speculative petroleum systems of the southern Pelotas Basin, offshore Uruguay // Marin. and Petrol. Geol. 2017. Vol. 83. P. 1–25. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.02.022>
- Dove D., Coakley B., Hopper J. et al.* Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics // Geophys. 2010. N 183. P. 481–502.
- Drachev S., Saunders A.* The Early Cretaceous Arctic LIP: its geodynamic setting and implications for Canada Basin opening // Proceed. Fourth Internat. Confer. on Arctic Margins ICAM IV. US Department of the Interior, 2006. P. 216–223.
- Eldholm O., Thiede J., Taylor A.* Evolution of the Norwegian Continental margin — background and objectives // Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results. 1987. Vol. 104. P. 5–25. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.104.1987>
- Elliott G.M., Parson L.M.* Influence of margin segmentation upon the break-up of the Hatton Bank rifted margin, NE Atlantic // Tectonophysics. 2008. Vol. 457, Iss. 3–4. P. 161–176. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.06.008>
- Estrada S., Damaske D., Henjes-Kunst F. et al.* Multistage Cretaceous magmatism in the northern coastal region of Ellesmere Island and its relation to the formation of Alpha Ridge — evidence from aeromagnetic, geochemical and geochronological data // Norweg. J. Geol. 2016. Vol. 96. P. 1–31. <http://dx.doi.org/10.17850/njg96-2-03>
- Evangelatos J., Funck T., Mosher D.C.* The sedimentary and crustal velocity structure of Makarov Basin and adjacent Alpha Ridge // Tectonophysics. 2017. Vol. 696–697. P. 99–114. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.12.026>
- Evangelatos J., Mosher D.C.* Seismic stratigraphy, structure and morphology of Makarov Basin and surrounding regions: tectonic implications // Marine Geol. 2016. Vol. 374. P. 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.01.013>
- Gaina C., Werner S.C., Saltus S. et al.* Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // Arctic Petrol. Geol. Soc. Memoir. 2011. Vol. 35. P. 39–48.
- Geoffroy L.* Volcanic passive margins // Comptes Rendus Geosci. 2005. N 337, Iss. 16. P. 1395–1408. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.10.006>
- Geoffroy L., Burov E.B., Werner P.* Volcanic passive margins: another way to break up continents // Sci. Rep. 2015. Vol. 5. P. 1–12. <https://doi.org/10.1038/srep14828>
- Geoffroy L., Guan H., Gernigon L. et al.* The extent of continental material in oceans: C-Blocks and the Laxmi Basin example // Geophys. J. Intern. 2020. Vol. 222. P. 1471–1479. DOI: 10.1093/gji/ggaa215.
- Harkina C., Kuznira N., Roberts A. et al.* Origin, composition and relative timing of seaward dipping reflectors on the Pelotas rifted margin // Marin. Petrol. Geol. 2020. Vol. 114. 104235. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104235>
- Hinz K.* A hypothesis on terrestrial catastrophes; wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins // Geologisches Jahrbuch Reihe Geophysic. 1981. Bd. 22. S. 3–28.
- Ilhan I., Coakley B.J.* Meso-Cenozoic evolution of the southwestern Chukchi Borderland, Arctic Ocean // Marin. Petrol. Geol. 2018. Bd 95. P. 100–109. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.04.014>
- Jackson H.R., Chian D.* The Alpha-Mendeleev ridge a large igneous province with continental affinities // GFF. 2019. <https://doi.org/10.1080/11035897.2019.1655789>
- Jakobsson M., Grantz A., Kristoffersen Y., Macnab R.* Physiographic provinces of the Arctic Ocean seafloor // Geol. Soc. Amer. Bull. 2003. N 115. P. 1443–1455.
- Jokat W.* Scientific Deep drilling in the Arctic Ocean: Status of the Seismic site survey data base // Polarforschung. 2012. Vol. 82 (1) P. 73–81.
- Kashubin S.N., Petrov O.V., Artemieva I.M. et al.* Crustal structure of the Mendeleev Rise and the Chukchi Plateau (Arctic Ocean) along the Russian wide-angle and multichannel seismic reflection experiment “Arctic-2012” // J. Geodyn. 2018. Vol. 119. P. 107–122. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.03.006>
- Koopmann H., Franke D., Schreckenberger B. et al.* Segmentation and volcano-tectonic characteristics along the SW African continental margin, South Atlantic, as derived from multichannel seismic and potential field data // Marin. Petrol. Geol. 2014. Vol. 50. P. 22–39. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.10.016>

- Larsen L., Pedersen A., Tegner C. et al.* Age of Tertiary volcanic rocks on the West Greenland continental margin: Volcanic evolution and event correlation to other parts of the North Atlantic Igneous Province // *Geol. Mag.* 2016. Vol. 153 (3). P. 487–511. DOI: 10.1017/S0016756815000515
- Lebedeva-Ivanova N., Gaina C., Minakov A., Kashubin S.* ArcCRUST: Arctic crustal thickness from 3D gravity inversion // *Geochem., Geophys., Geosystems.* 2019. Vol. 20. P. 3225–3247. <https://doi.org/10.1029/2018GC008098>.
- McDermott C., Lonergan L., Collier J.S. et al.* Characterization of seaward-dipping reflectors along the South American Atlantic margin and implications for continental breakup // *Tectonics.* 2018. Vol. 37. P. 3303–3327. <https://doi.org/10.1029/2017TC004923>
- Meyer R., Hertogen J., Pedersen R.B. et al.* Interaction of mantle derived melts with crust during the emplacement of the Voring Plateau, N.E. Atlantic // *Marin. Geol.* 2009. Vol. 261, Iss. 1–4. P. 3–16. ISSN 0025-3227. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.02.007>.
- Mukasa S.B., Andronikov A., Brumley K. et al.* Basalts from the Chukchi Borderland: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemistry of submarine intraplate lavas dredged from the western Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.: Solid Earth. Amer. Geophys. Union (AGU).* 2020. Vol. 125 (7). DOI: 10.1029/2019JB017604
- Nemcok M., Rybar S.* Rift-drift transition in a magma-rich system: the Gop Rift-Laxmi Basin case study, West India // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2016. Vol. 455. <http://dx.doi.org/10.1144/SP445.5>
- Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S. et al.* Arctic Ocean Mega Project: Pap. 1 — Data collection. *Earth. Sci. Rev.* 2021a. Vol. 217. 103559. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103559>.
- Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S. et al.* Arctic Ocean Mega Project: Pap. 2 — Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // *Earth Sci. Rev.* 2021b. 217. 103581. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103581>
- Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S. et al.* Arctic Ocean Mega Project: Pap. 3 — Mesozoic to Cenozoic geological evolution // *Earth. Sci. Rev.* 2021c. 217. 103034. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103034>
- Oakey G.N., Saltus R.W.* Geophysical analysis of the Alpha-Mendeleev ridge complex: Characterization of the High Arctic Large Igneous Province // *Tectonophysics.* 2016. Vol. 691. P. 65–84. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.005>
- Paton D.A., Pindell J., McDermott K. et al.* Evolution of seaward-dipping reflectors at the onset of oceanic crust formation at volcanic passive margins: Insights from the South Atlantic // *Geology.* 2017. Vol. 45(5). P. 439–442. <https://doi.org/10.1130/g38706.1>
- Petrov O., Morozov A., Shokalsky S. et al.* Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // *Earth Sci. Rev.* 2016. N 154. P. 29–71.
- Piskarev A., Poselov V., Kaminsky V.* Geologic Structures of the Arctic Basin // Springer Intern. Publ. Cham. 2019. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-77742-9>
- Planke S., Eldholm O.* Seismic response and construction of seaward dipping wedges of flood basalts: Voring volcanic margin // *J. Geophys.* 1994. Vol. 99. P. 9263–9278. <https://doi.org/10.1029/94JB00468>.
- Planke S., Symonds P.A., Alvestad E., Skogseid J.* Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105 (B8). P. 19335–19351. <https://doi.org/10.1029/1999JB900005>
- Poselov V.A., Butsenko V.V. et al.* Seismic Stratigraphy of Sedimentary Cover in the Podvodnikov Basin and North Chukchi Trough // *Dokl. Earth Sci.* 2017. Vol. 474 (2). P. 688–691. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17060137>
- Saltus R.W., Miller E.L., Gaina C., Brown P.J.* Chapter 4 Regional magnetic domains of the Circum-Arctic: a framework for geodynamic interpretation // *Geol. Soc. Lond.* 2011. Vol. 35 (1). P. 49–60. <https://doi.org/10.1144/M35.4>
- Sapin F., Ringenbach J.C., Clerc C.* Rifted margins classification and forcing parameters // *Sci. Rep.* 2021. Vol. 11. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-87648-3>
- Shimeld J.W., Boggild K., Mosher D.C., Jackson H.R.* Re-processed multi-channel seismic-reflection data set from the Arctic Ocean, collected using icebreakers between 2007–2011 and 2014–2016 for the Canadian Extended Continental Shelf program // *Geol. Surv. of Canada.* 2021. Open File 8850, 2021. <https://doi.org/10.4095/329248>
- Shimeld J.W., Chia D., Jackson H.R. et al.* Evidence for an important tectonostratigraphic seismic marker across Canada Basin and southern Alpha Ridge of the Arctic Ocean // *Geol. Surv. of Canada.* 2011. Open File 6822. DOI: 10.4095/289234
- Skaarup N., Jackson H.R., Oakey G.* Margin segmentation of Baffin Bay/Davis Strait, eastern Canada based on seismic reflection and potential field data // *Marin. Petrol. Geol.* 2006. Vol. 23 (1). P. 127–144. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.06.002>
- Skolotnev S., Aleksandrova G. et al.* Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // *Marin. Geol.* 2019. Vol. 407. P. 148–163. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.002>
- Skolotnev S.G., Fedonkin M.A., Korniyukh A.V.* New data on the geological structure of the southwestern Mendeleev Rise, Arctic Ocean // *Dokl. Earth Sci.* 2017. Vol. 476. P. 1001–1006. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17090173>
- Vail P.R., Mitchum R.M.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level, 1, Overview// *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1977. Vol. 22. P. 51–52.
- Van Wagoner N.A., Williamson M.-C., Robinson P.T., Gibson I.L.* First samples of acoustic basement recovered from the Alpha Ridge, Arctic Ocean: new constraints for the origin of the ridge // *J. Geodyn.* 1986. Vol. 6. P. 177–196.
- Watkinson M.P., Hart M.B., Joshi A.* Cretaceous tectonostratigraphy and the development of the Cauvery Basin southeast India // *Petrol. Geosci.* 1977. Vol. 13. P. 181–191.
- Weber J.K.* The Structures of the Iceland-Faeroe Ridge, Implications for the Alpha Ridge, Arctic Ocean and North Atlantic: Comparisons and Evolution of the Canada Basin // *Marin. Geol.* 1990. Vol. 93. P. 43–68.
- Weigelt E., Jokat W., Franke D.* Seismostratigraphy of the Siberian Sector of the Arctic Ocean and adjacent Laptev Sea Shelf // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2014. Vol. 119. P. 5275–5289, doi:10.1002/2013JB010727.
- Williamson M.-C., Kellett D., Miggins D. et al.* Age and Eruptive Style of Volcanic Rocks Dredged from the Alpha Ridge, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Abstr. EGU General Assembly.* 2019. Vol. 21. EGU2019-6336.
- White R.S., Smith L.K.* Crustal structure of the Hatton and the conjugate East Greenland rifted volcanic continental margins, NE Atlantic // *J. Geophys.* 2009. Vol. 114 (B2). <https://doi.org/10.1029/2008JB005856>

УДК 551.87: 551.781.5: 551.782

ВЫДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПО ДАННЫМ 2D-3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ В ВОСТОЧНО-ЧЕРНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

**Галина Владимировна Баскакова¹✉, Наталья Александровна Васильева²,
Анатолий Михайлович Никишин³, Мария Станиславовна Доронина⁴,
Булат Ильдарович Ихсанов⁵**

¹ ООО «РН-Эксплорейшн», Москва, Россия; gbaskakova@gmail.com

² ООО «РН-Эксплорейшн», Москва, Россия; n.vassiljeva@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nikishin@geol.msu.ru

⁴ ООО «РН-Эксплорейшн», Москва, Россия; msdoronina@rn-exp.rosneft.ru

⁵ ПАО «НК «Роснефть», Москва, Россия; Ikhsanov.bulat@gmail.com

Аннотация. Преимущественно по сейсмическим данным рассмотрена история тектонического развития северо-восточной части Черного моря. Выделены основные несогласия и описаны связанные с ними тектонические события в Туапсинском, Керченско-Таманском прогибах, на Анапском выступе, валах Шатского и Андрусова, Гудаутском поднятии и в Восточно-Черноморской впадине. Составлена тектоностратиграфическая схема для каждой структурной зоны, отражающая основные этапы тектонической эволюции и особенности седиментогенеза в позднемезойско-кайнозойское время.

Ключевые слова: Черное море, Северо-Западный Кавказ, Восточно-Черноморская впадина, тектоническая схема, тектоностратиграфия, сейсмофація, поверхность несогласия, седиментация, 2D сейсморазведка

Для цитирования: Баскакова Г.В., Васильева Н.А., Никишин А.М., Доронина М.С., Ихсанов Б.И. Выделение основных тектонических событий по данным 2D–3D сейсморазведки в Восточно-Черноморском регионе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 21–33.

IDENTIFICATION OF THE MAIN TECTONIC EVENTS BY USING 2D-3D SEISMIC DATA IN THE EASTERN BLACK SEA

**Galina V. Baskakova¹✉, Natalya A. Vasiliyeva², Anatoly M. Nikishin³,
Maria S. Doronina⁴, Bulat I. Ihsanov⁵**

¹ LLC «RN-Exploration», Moscow, Russia; gbaskakova@gmail.com

² LLC «RN-Exploration», Moscow, Russia; n.vassiljeva@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nikishin@geol.msu.ru

⁴ LLC «RN-Exploration», Moscow, Russia; msdoronina@rn-exp.rosneft.ru

⁵ Rosneft Oil Company, Moscow, Russia; Ikhsanov.bulat@gmail.com

Abstract. The history of tectonic evolution in the north-eastern part of the Black Sea is considered mainly based on seismic data. The main unconformities surfaces are identified and related tectonic events in the Tuapse Trough, Kerch-Taman Trough, Anapa Swell, Shatsky and Andrusov Swells, Gudauta and the East Black Sea Depression are described. The tectonostratigraphic scheme was compiled during the research. Stratigraphic column for each structural zone provide a framework for understanding the history of each phase of basin evolution in the Late Mezozoic-Cenozoic time.

Key words: Black Sea, North-Western Caucasus, East Black Sea depression, tectonostratigraphy, tectonic framework, unconformity surface, seismic facies, 2D seismic

For citation: Baskakova G.V., Vasiliyeva N.A., Nikishin A.M., Doronina M.S., Ihsanov B.I. Identification of the main tectonic events by using 2D–3D seismic data in the Eastern Black Sea. *Moscow University. Geol. Bull.* 2022; 4: 21–33 (In Russ.).

Введение. В акватории восточной части Черного моря и на прилегающей суше геологоразведка ведется с конца XIX в. Понимание особенностей осадконакопления и тектонических процессов в исследуемом регионе важно для планирования и дальнейшего развития геологоразведочных работ в акватории. К последним региональным обзорам, учитывающим обширный фактический материал по естественным обнажениям пород, скважинам и сейсмическим данным, относятся работы [Афа-

насенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015; Okay et al., 2015; Sosson et al., 2017; Tari et al., 2018; Monteleone, 2019; Maynard, 2020]. В рамках статьи наиболее полно рассмотрена история развития восточного сектора Черного моря и таких тектонических элементов, как Туапсинский и Керченско-Таманский прогибы, валы Шатского и Андрусова, Анапский выступ (погруженная часть Большого Кавказа), Гудаутское поднятие и Восточно-Черноморская впадина (рис. 1). Дополнительно рассмотрены сейсмические разрезы

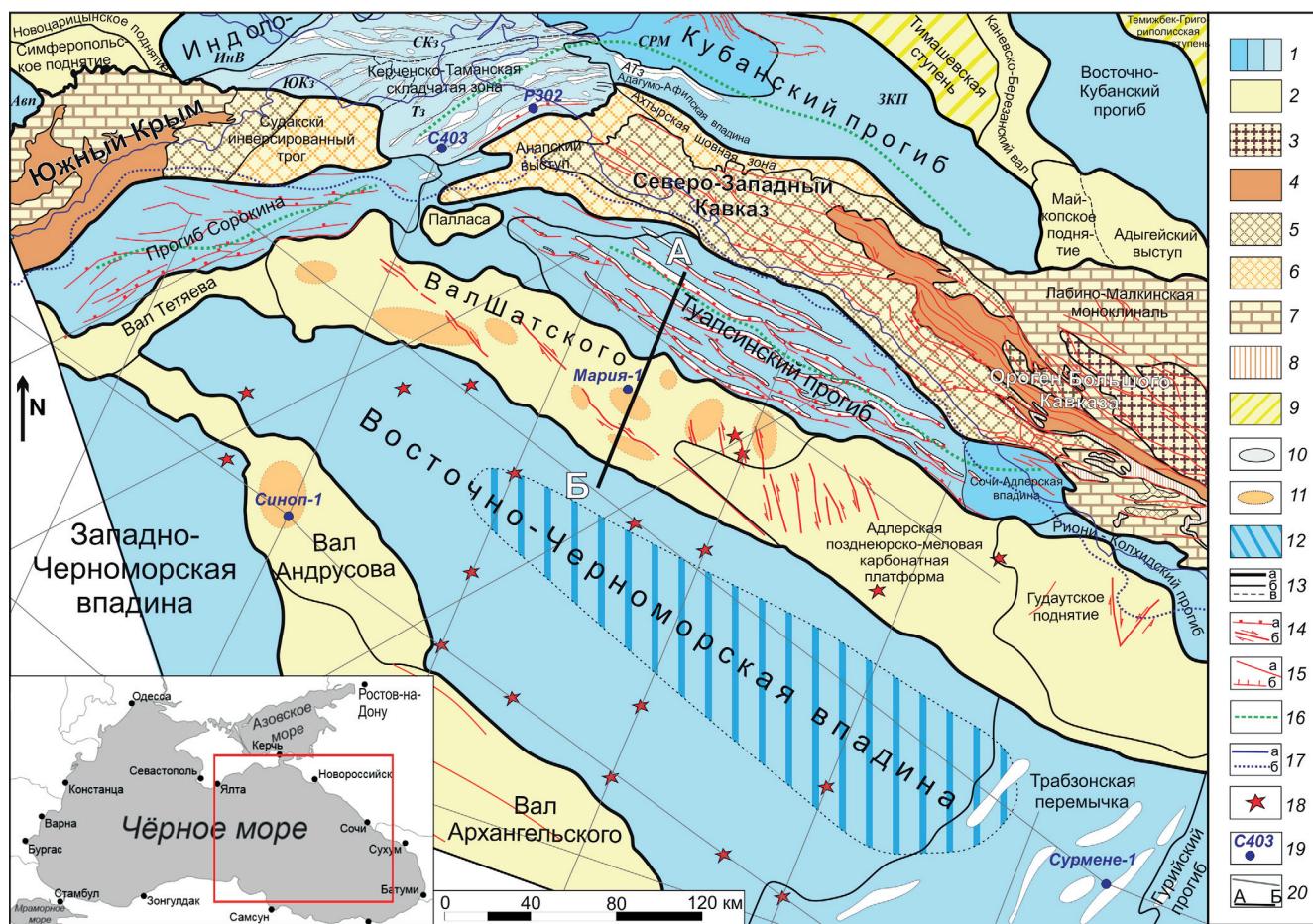


Рис. 1. Тектоническая схема Восточно-Черноморского региона (составлена с учетом данных [Сенин, 2003; Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015a; Маринин, 2015; Geological Map of the Caucasus, 2010; Геологическая карта СССР, 1971] с дополнениями): 1–12 — тектонические структуры: 1–8 — I порядка: 1 — прогиб, впадина; 2 — вал, поднятие; 3–8 — складчато-орогенные системы: 3 — неопротерозойский и палеозойский фундамент, 4 — раннеюрско-батский деформированный рифтовый бассейн, 5 — келловейско-эоценовый деформированный рифтовый бассейн, 6 — келловейско-четвертичный деформированный рифтовый бассейн, 7 — деформированные среднеюрско-эоценовые платформы, 8 — ранне-среднеюрская вулканическая дуга; 9 — II порядка: ступень, свод; 10–12 — III порядка: 10 — антиклинали кайнозойского возраста, 11 — позднеюрско-нижнемеловые карбонатные постройки, 12 — зона развития океанической коры; 13 — границы тектонических элементов: а — I порядка; б — II порядка; в — зон; 14–15 — разрывные нарушения: 14 — надвиги (а), сдвиги (б); 15 — без указания кинематики (а), сбросы (б); 16 — депоцентры майкопских прогибов; 17 — береговая линия; 18 — захороненные вулканы мелового возраста; 19 — поисково оценочные скважины в акватории; 20 — линии региональных сейсмических профилей и положение композитного профиля А–Б. Сокращения на карте: СКЗ — Северо-Керченская зона; ЮКЗ — Южно-Керченская зона; ТЗ — Таманская зона; Авл — Альминская впадина; ЗКП — Западно-Кубанский прогиб; СРМ — Славянско-Рязанская мегасинклиналь; ИнВ — Индольская впадина; АТ — Анастасьевско-Троицкая антиклинальная зона

в районе одесского шельфа, Азовского вала и прогиба Сорокина, но из-за ограниченного количества материала, имеющегося в распоряжении авторов, выводы о геологическом строении этих элементов базируются на результатах других исследователей [Пинус и др., 2014; Stovba et al., 2009; Sydorenko et al., 2017]. Опубликованная информация по единичным скважинам, пробуренным в акватории Восточно-Черноморского региона [Maynard et al., 2020; Tari et al., 2018; Palabıyık et al., 2020], и сейсмические профили 2D позволили снять часть вопросов о стратификации сейсмических границ (рис. 1) [Nikishin et al., 2015; Graham et al., 2013]. Анализ литологического состава вскрытых скважинами интервалов [Tari et al., 2018; Maynard, 2020] и результаты полевых работ в Крымско-Кавказском регионе [Митюков и др., 2012; Лыгина и др., 2019; Баскакова и др., 2021] использу-

зовались для построения сводных литологических колонок для каждого тектонического элемента.

Материалы и методы исследований. На территории исследований выделяются шельфовые, склоновые и глубоководные условия осадконакопления. Континентальный склон имеет крутые углы наклона и сложный рельеф с перепадами высот в сотни метров, обусловленный активным ростом антиклиналей и донной эрозией. На протяжении своего развития Восточно-Черноморский регион находился в разных тектонических и геоморфологических обстановках. Для региональных исследований таких территорий хорошо зарекомендовал себя метод тектоностратиграфии [Никишин и др., 2009].

Тектоностратиграфия — метод выделения значимых поверхностей несогласий при интерпретации данных сейсморазведки. Сейсмокомплексы

или тектоностратиграфические единицы между выделенными поверхностями отвечают единому этапу тектонической истории региона. Смена тектоностратиграфических единиц связана с изменением тектонического режима. Масштаб этапа зависит от сложности геологической истории бассейна, а также от уровня его изученности. Примерами тектоностратиграфических единиц могут быть рифтовые и пострифтовые, сининверсионные, синскладчатые (синкинематические) серии отложений, а также синорогенные осадочные толщи, заполняющие краевые прогибы и межгорные впадины. В пределах одного тектоностратиграфического комплекса можно выделить подразделения более мелкого порядка, различающиеся характеристиками: скоростью погружения, проявлениями деформаций, изменением положения основного источника сноса обломочного материала и т. д. Этот метод интерпретации сейсмических данных позволяет построить единый стратиграфический каркас в малоизученных бурением областях.

Для изучения истории развития исследуемой территории использованы региональные сейсмические профили 2D разных лет, в том числе данные проекта «Геология без границ» [Nikishin et al., 2015], и съемки 3D в пределах Туапсинского прогиба и вала Шатского, полученные компанией ПАО «НК «Роснефть». На профилях были выделены поверхности несогласий, ограничивающие тектоностратиграфические единицы, а затем сопоставлены с основными тектоническими событиями в мезозойско-кайнозойское время. Пример выделения тектоностратиграфических комплексов представлен на сейсмогеологическом профиле (рис. 2). Все значимые, по мнению авторов, для региона поверхности несогласий обозначены на рисунке отражающими горизонтами $U1-U9$, а сейсмокомплексы — $S1-S10$. Хроностратиграфическая привязка выделенных несогласий сделана с учетом скважинных данных в акватории Черного моря [Gozhyk et al., 2010; Maynard et al., 2020; Tari et al., 2018; Palabiyik et al., 2020].

Характеристика региональных отражающих горизонтов (ОГ). Корреляция выполнена во временном масштабе. Отражающий горизонт $U1$ — первое несогласие, достаточно хорошо прослеживаемое на всей площади исследований. Этот горизонт отвечает кровле акустического фундамента (сейсмокомплекс $S1$). В акустический фундамент нами были включены нерасчлененные породы досреднеюрского складчатого комплекса и синрифтовые отложения средней юры до келловейского яруса, граница между которыми на большей части площади условная и однозначно не прослеживается. Докелловейский среднеюрский комплекс картируется на сейсмических разрезах фрагментарно и, возможно, содержит вулканиты [Афанасенков и др., 2007].

На вале Шатского и Гудаутском поднятии юрские отложения залегают на относительно небольшой глубине. В этих областях на сейсмических

данных видны отражения, предположительно характеризующие внутреннее строение сейсмокомплекса. В пределах вала Шатского отражающий горизонт $U1$, согласно региональным представлениям, выделен вблизи границы, отвечающей смене терригенных среднеюрских отложений на верхнеюрские карбонатные. На границе вала Шатского и Туапсинского прогиба в отложениях средней юры по результатам комплексного анализа сейсмических и магнитометрических данных выделены локальные тела, формирующие поднятия в рельфе дна бассейна, интерпретируемые нами как среднеюрские вулканические постройки (рис. 2, 3). Породы средней юры изучены в обнажениях Абхазии и Грузии. Они представлены терригенными отложениями (аргиллиты и песчаники), для байосского интервала характерны вулканиты и вулканогенно-осадочные образования.

Отражающий горизонт $U2$ соответствует кровле карбонатного комплекса (сейсмокомплекс $S2$). Согласно описаниям разрезов естественных выходов горных пород и данным бурения, этот горизонт отвечает кровле берриасского яруса нижнего мела. На территории работ комплекс имеет переменную мощность. Наибольших значений она достигает в зоне развития изолированных карбонатных платформ.

Отражающий горизонт $U3$ отождествляется с кровлей терригенных синрифтовых отложений нижнего мела альб-аптского возраста (сейсмокомплекс $S3$), прокоррелирован как поверхность углового несогласия. На палеподнятиях в пределах вала Шатского отложения нижнего мела представлены в сильно сокращенной мощности либо полностью размыты. В волновом поле сейсмокомплекса $S3$ выделяются тела, часто конической формы, отвечающие вулканам и интрузиям.

Отражающий горизонт (ОГ) $U4$ представляет собой верхнюю границу сейсмокомплекса, ассоциируемого с разнофациальными отложениями верхнего мела — датского(?) яруса палеоценена. Наиболее уверенно горизонт прослеживается в областях увеличенной толщины синрифтового комплекса, маркируя его кровлю. Отложения верхнего мела вскрыты скважиной Синоп-1 и представлены мергелистыми фациями [Maynard et al., 2020]. Отражающий горизонт $U5$ соответствует региональной поверхности несогласия в эоцене. Интервал между ОГ $U4$ и $U5$ включает отложения палеоценена и эоценена (вероятно, ипра-лютеция).

Подошва терригенных отложений майкопской серии $U6$ уверенно трассируется на всей площади исследований, это опорный ОГ в регионе. Горизонт служит кровлей сейсмокомплекса $S6$, отождествляемого с терригенно-карбонатными отложениями среднего и верхнего эоценена. Мощность этого комплекса на территории работ переменная. В районе Анапского выступа породы среднего-верхнего эоценена формировались синхронно со складчатостью (рис. 3, верхний фрагмент сейсмического профиля), в синклиналях мощность их резко увеличивается,

а в антиклиналях уменьшается вплоть до исчезновения [Баскакова и др., 2018].

Отражающий горизонт *U7* отождествляется с кровлей майкопских отложений. Ниже этой поверхности выделяется сейсмокомплекс с прозрачной волновой картиной, характерной для глинистых отложений верхнего майкопа. Выше находится комплекс ярких протяженных субпараллельных отражений, отождествляемых с тархан-нижнекракскими отложениями в этом регионе. Горизонт *U8* характеризует начало этапа высокого стояния уровня моря и погружения бассейна. Согласно современным представлениям о стратиграфии разреза, отражающий горизонт соответствует поверхности вблизи кровли тортонаского яруса верхнего миоцена. Отражение уверенно прослеживается на всей территории исследований. Ниже этой границы выделяется комплекс *S8*, характеризующийся развитием системы конусов выноса [Баскакова и др., 2021]. Отражающий горизонт *U9* отождествляется с кровлей плиоценовых отложений, уверенно прослеживается на всей территории работ. Сейсмокомплексы выше и ниже этой границы (*S9* и *S10*) на большей части территории исследований характеризуются выдержаными параллельными осьями синфазности с разной динамической выразительностью, характерными для глубоководных песчано-глинистых отложений. Исключение составляет территория Керченско-Таманского прогиба, Гудаутского поднятия и Анапского выступа, находящихся в прибрежно-морских и мелководных обстановках осадконакопления в плиоцен-четвертичное время.

Наиболее представительные увеличенные фрагменты сейсмических профилей, показывающие основные особенности строения вышеописанных сейсмических комплексов, приведены на рис. 3.

В результате обобщенного анализа опубликованных [Sosson et al., 2017; Nikishin et al., 2003, 2015; Okay et al., 2015; Лыгина и др., 2019; Monteleone et al., 2019; Hippolyte et al., 2018; Maynard et al., 2020; Афанасенков и др., 2007; Tari et al., 2018], фондовых материалов и сейсмических данных была построена тектоностратиграфическая схема. На схему вынесены поверхности несогласий, обобщенный литологический состав пород и особенности геологического развития каждого тектонического элемента (рис. 4).

Результаты исследований и их обсуждение. В геологической истории Восточно-Черноморского региона нами выделены четыре мегасеквенции, которые связаны с крупными этапами развития территории: 1) дорифтовый, предшествующий началу формирования Восточно-Черноморской впадины (*T-K_{1b}*); 2) синрифтовый, синхронный формированию Восточно-Черноморской впадины (*K_{1v}-K_{2st}*); 3) пострифтовый — фаза относительного тектонического спокойствия после формирования Восточно-Черноморской впадины (*K_{2st}-K₂*); 4) синорогенный этап развития, синхронный росту

Большого Кавказа — альпийским складчато-надвиговым деформациям (*P₁-Q*).

Геологическая история, предшествовавшая началу формирования Восточно-Черноморской впадины. Этап до начала формирования Восточно-Черноморской впадины в раннемеловое время (приблизительно валанжин-апт) включает обширный диапазон геологического времени со сменой тектонических обстановок. Его можно разделить на два интервала — докелловейский и келловейско-раннемеловой.

Докелловейский этап развития. В конце палеозоя во всем Черноморском регионе образовался складчатый пояс, включающий герцины Большого Кавказа и Предкавказья, степного Крыма, северной части Турции (Центральные и Восточные Понтиды) и значительную часть Балкан, включая Добруджу [Афанасенков и др., 2007]. В ходе этих событий сформировалась континентальная кора. В триасе-средней юре (до келловейского века) в разных тектонических обстановках развивались глубоководные бассейны Большого Кавказа, Южного Крыма и ранне-среднеюрские надсубдукционные вулканические пояса. Пример — среднеюрский (байосский) вулканический пояс, который прослеживается от Севастополя вдоль вала Шатского и южного склона Большого Кавказа.

В предкелловейское время во время фазы складчатости произошла и тектоническая перестройка территории. В келловее-оксфорде установлена новая фаза рифтинга вдоль трога Большого Кавказа и в Южном Крыму. Главный пояс рифтогенных глубоководных прогибов проходил вдоль Большого Кавказа и вдоль восточной части Южного Крыма (в районе Судака). Синхронно с этими событиями за счет формирования многочисленных сбросов в северной части вала Шатского и в западной части Южного Крыма образовывался горст-грабеновый палеорельеф. Этому этапу развития отвечает сейсмокомплекс *S1*, выделяемый по сейсмическим данным в пределах Вала Шатского. Амплитуда смещения по сбросам достигает ~500 м, разломы имеют преимущественно северо-западное–юго-восточное простиранье и прослеживаются на расстояние более 6–10 км. Кровля сейсмокомплекса — поверхность несогласия *U1* — отвечает подошве карбонатных отложений (рис. 2).

Келловейско-раннемеловой этап пострифтового погружения охарактеризован сейсмокомплексом *S2*. С келловея-оксфорда началось потепление климата. Келловей-оксфордские отложения детально описаны в Крыму, на Кавказе и на севере Турции в Понтидах [Okay et al., 2015]. Представлены они разнообразными фациями — от грубообломочных континентальных до мелководно-морских карбонатных. Верхнеюрско-берриасский карбонатный комплекс, покрывающий большую часть блоков современного Черноморского региона, имеет сходный облик во всем регионе от Добруджи (Румыния) и

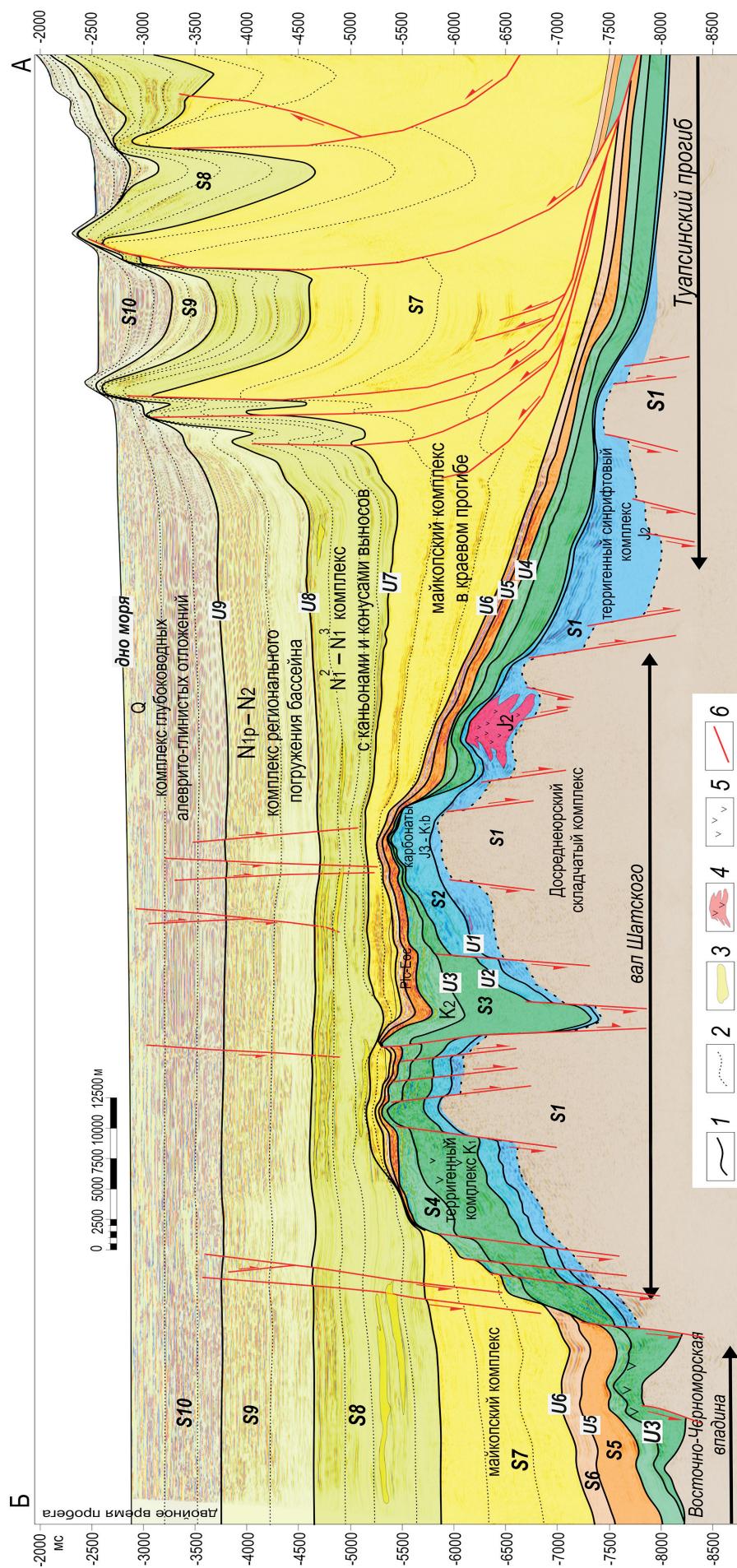


Рис. 2. Сейсмический профиль 2D с выделением региональных отражающих горизонтов и сейсмокомплексов (положение профиля показано на рис. 1): 1 — региональные отражающие горизонты; 2 — дополнительные отражающие горизонты; 3 — предполагаемые конусы выноса; 4 — предполагаемые вулканические постройки; 5 — предполагаемые вулканические постройки; 6 — разрывные нарушения

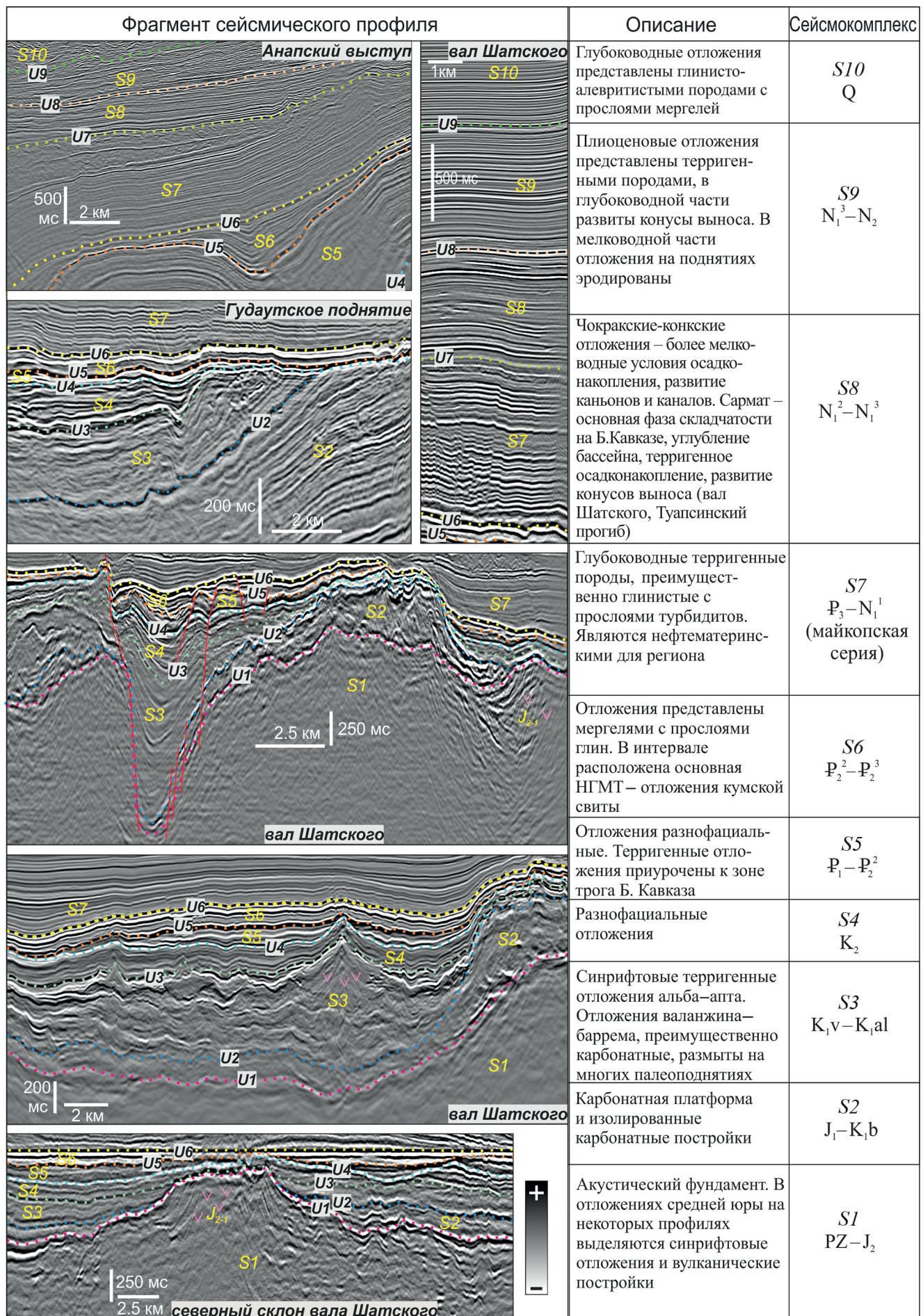


Рис. 3. Характеристика сейсмокомплексов и поверхностей несогласий, выделенных на сейсмическим данным в восточной части Черного моря

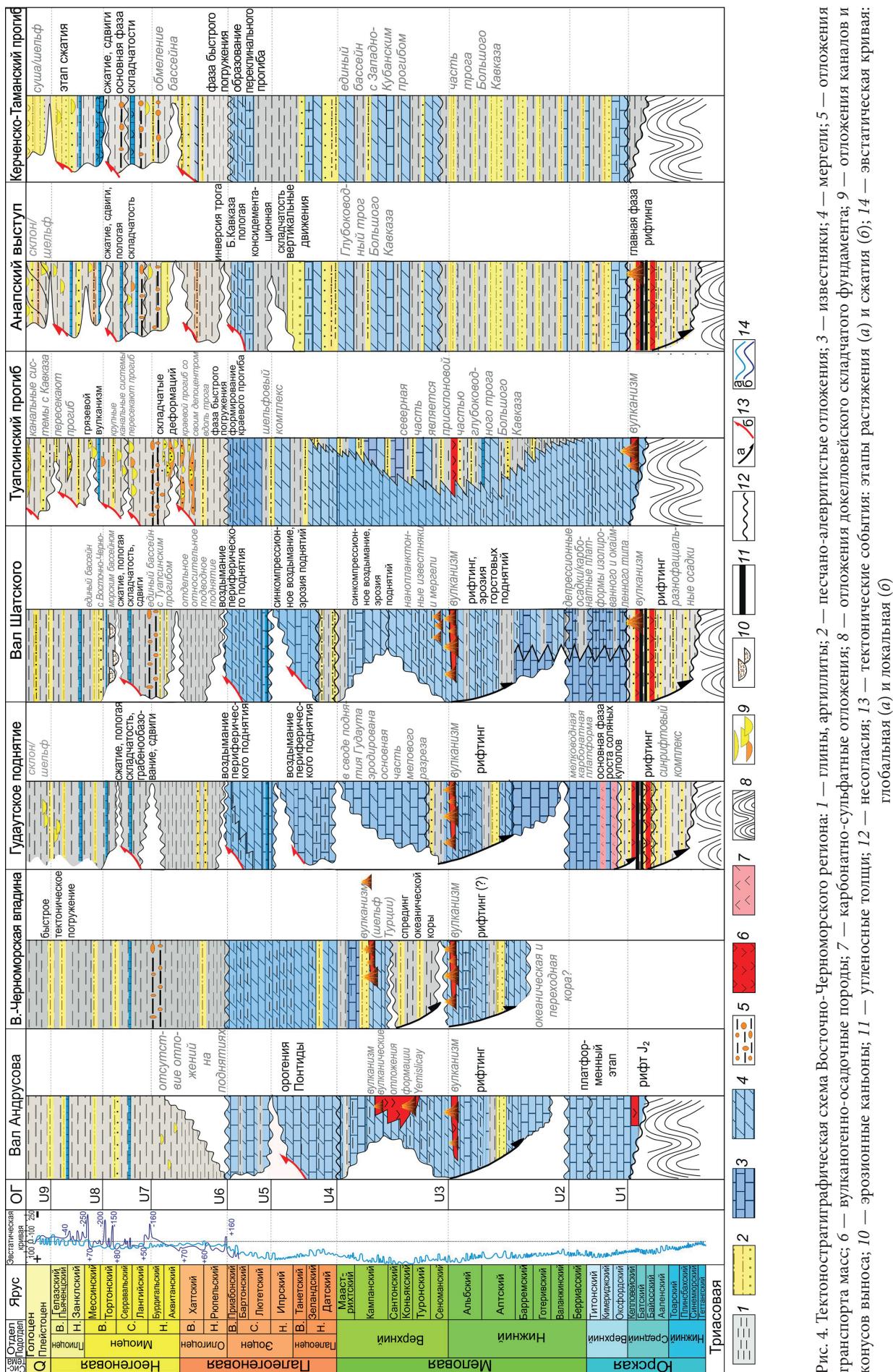


Рис. 4. Тектоностратиграфическая схема Восточно-Черноморского региона: 1 — глины, аргиллиты; 2 — песчано-алевритистые отложения; 3 — известняки; 4 — мергели; 5 — отложения транспорта масс; 6 — вулканогенно-осадочные породы; 7 — карбонатно-сульфатные отложения; 8 — отложения докелловейского складчатого фундамента; 9 — отложения каналов и конусов выноса; 10 — эрозионные каньоны; 11 — неоглясия; 12 — угленосные топазы; 13 — тектонические события: этапы растяжения (a) и сжатия (b); 14 — эвстатическая кривая: глобальная (a) и локальная (b)

Понтид в Турции до районов Южного Крыма, Кавказа, Среднего Каспия и Узбекистана. К главным зонам накопления отложений относятся карбонатные платформы изолированного и окаймленного типа. Изолированные карбонатные платформы приурочены к приподнятым блокам фундамента, в пределах которых они формировались на фоне быстрого регионального погружения в условиях тропического климата. По сейсмическим данным такие платформы выделены в северо-западной части вала Шатского и, возможно, в северной части вала Андрусова (рис. 1). Примеры изолированных платформ, формировавшихся вдоль южного борта Судакского келловей-позднеюрского глубоководного трога, описаны в Восточном Крыму в районе г. Судак (Алчак-Кая и Коба-Кая) [Nikishin et al., 2015; Hippolyte et al., 2018].

В юго-восточной части вала Шатского и на Гудаутском поднятии по сейсмическим данным прогнозируется развитие отложений мелководного карбонатного шельфа в пределах окаймленной платформы с краевой рифовой системой барьерного типа. Классическим примером построек барьерного типа на краю окаймленной платформы считается Хадыженский рифовый пояс, который прослеживается вдоль всего Северного Кавказа на краю позднеюрского палеошельфа. Отложения мелководной карбонатной платформы описаны в Южном Крыму (например, Ай-Петри), Абхазии, Турции. В неокоме (берриасе-барреме) климат стал относительно менее жарким. При этом в южной части территории — в Понтидах, в Грузии, в юго-восточной части вала Шатского — продолжали формироваться карбонатные платформы. В районе Южного Крыма и Северного Кавказа формировались как карбонатные, так и терригенные разнофациальные осадки. В северо-западной части вала Шатского локально мог продолжаться рост карбонатных построек.

Геологическая история, синхронная времени формирования Восточно-Черноморской впадины. В истории формирования Восточно-Черноморской впадины можно выделить две основные стадии: стадия континентального рифтинга и стадия спрединга океанической коры.

Стадия континентального рифтинга в Восточно-Черноморском регионе по исследованиям многих авторов длилась с валанжина до конца альба [Monteleone et al., 2019; Sosson et al., 2017; Nikishin et al., 2015]. При этом выделяется несколько фаз: валанжин-ранний баррем, поздний баррем-апт, альб. Первые две фазы проявились в виде начала вертикальных движений и небольшого сбросообразования. Они известны, в частности, в Крыму [Nikishin et al., 2015]. Главная фаза континентального рифтинга в регионе происходила в альбское время, что подтверждается исследованиями Каркинитского грабена на одесском шельфе и сбросов альбского возраста при полевых работах в южной части Крыма.

Эта фаза рифтинга наиболее ярко проявилась в северной и центральной частях вала Шатского. На сейсмических данных выделяются узкие протяженные грабены, выполненные отложениями предположительно апт-альбского возраста (сейсмокомплекс S3 на рис. 2 и 3). Грабены простираются субпараллельно главному разлому, ограничивающему Восточно-Черноморскую впадину. В результате анализа стратиграфических срезов сейсмических данных 3D мы пришли к выводу, что грабены, скорее всего, имеют транстенционную природу с элементами правостороннего сдвига и локальным формированием бассейнов типа пулл-апарт. Синхронно с альбским (или валанжино-альбским) многофазным грабенообразованием в пределах вала Шатского происходили вертикальные движения — вздымание плечей рифтов (межграбеновых горстов) с возможным выводом их на поверхность и эрозией. В краевых частях Восточно-Черноморской впадины на сейсмических профилях также выделяются полуграбены предположительно альбского возраста. Согласно результатам интерпретации сейсмических данных, мощность нижнемелового комплекса значительно варьирует в пределах территории исследования. Максимальная толщина фиксируется между изолированными карбонатными платформами, в зоне грабенов и пулл-апартов, а также отвечает областям развития вулканизма и магматизма. Многочисленные проявления последнего отчетливо картируются в пределах вала Шатского по сейсмическим профилям и подтверждаются данными магниторазведки (рис. 3).

В пределах юго-восточной части Вала Шатского на сейсмических данных отчетливо выделяются различные интрузивные тела, вероятно, апт-альбского возраста, в том числе и внедрившиеся в карбонатную толщу. В волновом поле выделяются тела конической формы, отождествляемые нами с вулканическими постройками (рис. 3). Отсутствие признаков эрозии свидетельствует о вероятном подводном характере вулканизма, что исключает большое количество туфового и пеплового материала. Следовательно, аптские осадки могут не содержать заметной примеси вулканического материала.

Мы предполагаем, что выделяемые вулканы образованы в основном андезитами и андезито-базальтами, поскольку такой вулканизм наиболее типичен для надсубдукционных вулканических поясов. На прилегающей суше альбский вулканизм широко известен в Крыму и на одесском шельфе, типичен он и для Каркинитского грабена. В Крыму наиболее молодые отложения альба (так называемый терминальный альб) образуют с сеноманом единую секвенцию. Принимая во внимание эти факты, можно предположить, что в целом граница окончания континентального рифтинга приходится на границу альба и сеномана, но локально она может быть и внутри позднего альба. Согласно этим данным, граница рифт-пострифт (ОГ U3) в районе

вала Шатского проходит, вероятно, вблизи границы альба и сеномана.

Как уже было отмечено, предполагается, что раннемеловой рифтинг имел задуговой надсубдукционный характер. Зона субдукции проходила южнее пояса Понтид в Турции, где в раннем мелу был океан Тетис [Nikishin et al., 2015; Okay et al., 2015; Robinson et al., 1996].

Стадия спрединга океанической коры. Континентальный рифтинг в зоне Восточно-Черноморской впадины, имевший место приблизительно на границе альба и сеномана, привел к гиперутонению континентальной коры и спредингу океанической коры в осевой части бассейна. В Восточных Понтидах в сеномане происходил надсубдукционный вулканализм [Okay et al., 2015]. Отложения сеномана–нижнего сантонова в Крыму, в Предкавказье и в районе Адлера образуют единый крупный комплекс, представленный в основном нанопланктонными известняками и мергелями. Отложения нижнего сеномана часто разнофациальные, иногда содержат примесь туфового материала. Базальтовый вулканализм широко проявился в сеноманско время в палеотроге Большого Кавказа. Вулканогенные породы (лавы) сеноманского возраста подтверждены в обнажениях Сочи-Адлерского района.

Предполагается развитие вулканогенных пород и в юго-восточной части Вала Шатского. В сейсмическом волновом поле они представлены локальными изометрическими в плане телами, часто имеющими клиноформное строение и уплощенную форму, что свидетельствует в пользу их базальтового состава. По результатам интерпретации сейсмических данных для сеномана также выделены возможные лавовые горизонты. Сеноманский вулканализм носил внутриплитный характер и был в основном подводным. Судя по характеру сейсмической записи в сейсмокомплексе S4, в пределах северо-восточного окончания вала Шатского сохранились локальные поднятия, на которых отложения верхнего мела отсутствуют либо размыты, и осадочный комплекс нижнего палеоцена залегает на нижнемеловых отложениях. Стадия спрединга океанической коры предположительно длилась до середины сантонова. Окончание рифтинга в это время предполагается на основе анализа данных полевых работ на прилегающей суше. В Крыму внутри отложений сантонского яруса выделена граница поверхности несогласия в осадочном чехле.

Фаза относительного тектонического спокойствия после окончания формирования Восточно-Черноморской впадины с преимущественным карбонатным осадконакоплением в условиях умеренно-глубоководного шельфа длилась с середины сантонова до конца мела. На кампанское время приходится максимальное развитие как подводного, так и островного вулканализма в Понтидах Турции, поэтому для кампана типичны вулканогенно-осадочные отложения и туфы. Скважина Синоп-1, пробуренная

на вале Андрусова, вскрыла, по-видимому, именно такие породы [Maynard et al., 2020; Tari et al., 2018]. Присутствие горизонтов вулканических пеплов в виде бентонитовых глин прогнозируется в пределах вала Шатского. Такие слои с мощностью не более 0,5–1 м известны, в частности, в Южном Крыму.

Геологическая история, синхронная кавказским (альпийским) складчатым деформациям. Альпийские складчатые деформации на Большом Кавказе и в Южном Крыму в слабой форме начали проявляться приблизительно с границы мела и палеоцена. Дальнейшая история развития Восточно-Черноморского региона тесно связана с ростом орогенов Большого Кавказа и Понтид. В истории тектонических деформаций, синхронных росту Кавказа, нами выделены три эпохи: палеоцен-эоценовая, майкопская (олигоцен–нижний миоцен) и среднемиоцен-четвертичная.

Палеоцен-эоценовая эпоха геологического развития. В Восточных Понтидах Турции на палеоцен и начало эоцена приходится основная стадия орогении с внедрением интрузий [Okay et al., 2015]. Разрезы палеоцена–эоцена хорошо изучены в обнажениях Южного Крыма [Lygina et al., 2016; Лыгина и др., 2019], где этапы эрозии выделены на границе мела и палеоцена, а также в подошве танета и в середине ипра. Предъипрская эрозия составляла до 100–500 м. Фаза предъипрской эрозии, возможно, включает в себя и предтанетскую, поскольку местами отложения нижнего мела перекрываются отложениями верхнего ипра.

На сейсмических профилях в районе валов Шатского и Андрусова, Анапского выступа и Гудаутского поднятия в интервале палеоцена–эоцена выделены три поверхности несогласия: преддатская — U4, предлютетская — U5 (вероятно, соответствует интра-ипрскому несогласию в Южном Крыму), а также предолигоценовое несогласие — U6. Сейсмокомплексы S5 и S6, отвечающие отложениям палеоцена–эоцена, по динамическим характеристикам уверенно отделяются от перекрывающего комплекса олигоцен-миоценовых отложений.

На валу Шатского поверхности несогласий хорошо прослеживаются во впадинах между изолированными карбонатными платформами, где мощность отложений достаточно большая. На трех нижних фрагментах сейсмических профилей (рис. 3) выделяются синрифтовые отложения мела (сейсмокомплексы S3–S4), отложения палеоцена–нижнего эоцена, повторяющие приблизительно форму рельефа нижележащих отложений (S5), и субгоризонтально залегающие отложения среднегоВерхнего эоцена (S6). В зонах палеоподнятий, представленных верхнеюрско-берриасскими карбонатными платформами, рассматриваемый комплекс значительно сокращен. В сводовых частях этих поднятий эрозионная поверхность фиксируется по прекращению прослеживания (полного или частичного) комплексов S4, S5 и S6, что отмечено в

тектоностратиграфической схеме значительными стратиграфическими перерывами (рис. 4).

В районе Анапского выступа локально наблюдается предлютское (или интраипрское) угловое несогласие (рис. 3). Это означает, что в районе Анапского выступа складчатые деформации начались не позже среднего эоцена, а к концу эоцена произошла инверсия прогиба [Баскакова и др., 2018]. Отложения палеоцена–эоцена накапливались в относительно глубоководных обстановках с преимущественно терригенным осадконакоплением. На валах Андрушова и Шатского отложения палеоцена представлены карбонатами, эоцена — мергелями и глинистыми карбонатами. В районе прогиба Сорокина и Керченско-Таманского прогиба разрез представлен известковистыми глинами, неизвестковистыми аргиллитами с тонкими прослоями алевролитов. В разрезах южного склона Северного Кавказа (Анапский, Джубгинский, Туапсинский, Сочинский районы) отложения палеоцена–эоцена — это флишевое чередование слоев известковистых песчаников и известковистых аргиллитов [Афанасенков и др., 2007].

В целом можно отметить, что региональные складчатые деформации и синкомпрессионные вертикальные движения в Восточно-Черноморском регионе начались с середины эоцена. Для палеоцена и раннего эоцена установлены локальные деформации сжатия. В конце эоцена происходило обширное затопление территории и формирование регионально развитой нефтегазоматеринской толщи — кумской свиты.

Майкопская (олигоцен-нижнемиоценовая) стадия геологического развития характеризуется сеймокомплексом S7. Граница эоцена и олигоцена прослеживается как региональная поверхность несогласия U6, которая в волновом поле фиксируется подошвенным налеканием. На рубеже эоцена и олигоцена началось формирование краевых (Туапсинского, Сорокина) и передового (Керченско-Таманского) прогибов, которые стали основным депоцентром осадконакопления. Разрезы майкопской серии (олигоцен-раннего миоцена) хорошо изучены в Южном Крыму и на Большом Кавказе. Эти отложения выполняют краевые прогибы и перекрывают все структуры черноморского бассейна. В позднемайкопское время в этих прогибах начались складчатые деформации. В краевых прогибах срыв (детачмент) возник вблизи подошвы отложений майкопа. Наиболее древние складчатые деформации отмечены в районе орогенов [Альмендингер и др., 2011; Митюков и др., 2012]. В Керченско-Таманском прогибе поверхность срыва отсутствует, и процесс образования складок охватывает одновременно отложения мезозоя и кайнозоя. Наиболее высокомощные складки выделены на границе с Анапским выступом. Основание разреза майкопа изучено вдоль р. Псахо между г. Адлер и Красной Поляной, где на глинах и мергелях верхнего эоцена согласно и без стратиграфического перерыва залегают глины

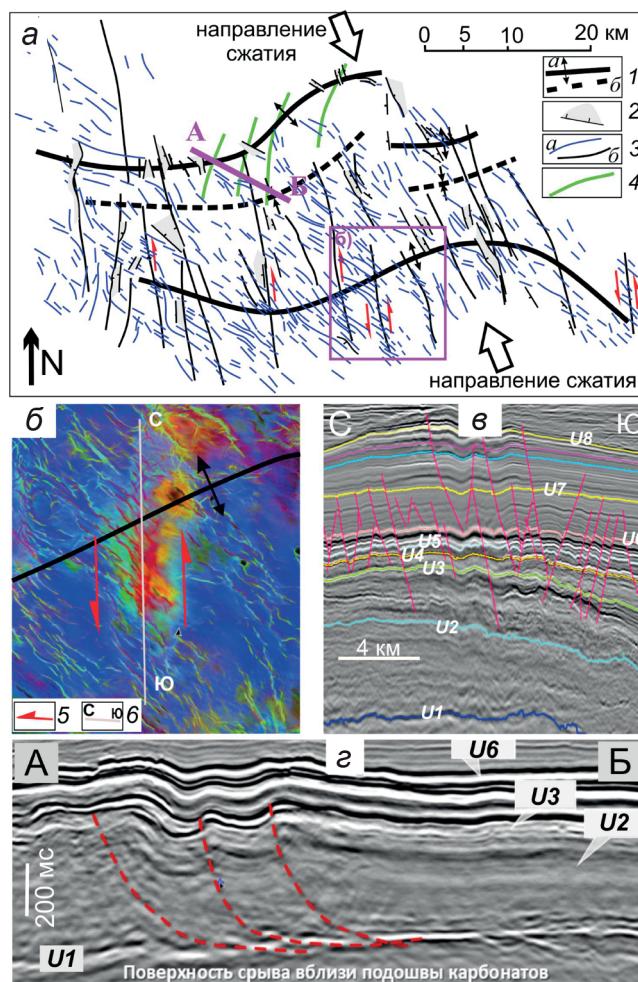


Рис. 5. Деформации на вале Шатского в майкопское время: *a* — структурный рисунок выделенных дизъюнктивных систем: 1 — оси антиклиналей (*a*) и синклиналей (*b*); 2 — грабены; 3 — сбросы (*a*), разломы без указания кинематики, преимущественно сдвиги (*b*); 4 — оси складок с детачментом вблизи подошвы карбонатов; *b* — фрагмент стратиграфического слайса спектральной декомпозиции вблизи ОГ U7: 5 — сдвиговые смещения; *c* — положение сейсмического профиля С–Ю; фрагменты сейсмических профилей: *c* — с системой сбросо-сдвиговых нарушений; *g* — с надвигами в верхнеюрско-беррияссском карбонатном комплексе (положение профиля А–Б см. на фрагменте *a*)

с горизонтами турбидитов нижнего олигоцена. Подобный прогнозный разрез предполагается нами и в пределах большей части Туапсинского прогиба.

В северо-восточной части вала Шатского по сейсмическим данным выявлены участки, где верхнемайкопский комплекс картируется непосредственно над верхнемеловым, а на отдельных участках и над нижнемеловым комплексами. Аналогичный тип контакта майкопа с подстилающими отложениями наблюдается в разрезах горы Ак-Кая и карьера возле с. Пролом в Крыму, где относительно глубоководные глины верхнего майкопа с размывом залегают на нуммулитовых известняках верхнего ипра-нижнего лютеция. Отсутствие в разрезе в пределах вала Шатского отложений эоцена и олигоцена интерпретируется нами как проявление в это время

фазы тектонических деформаций с подводной эрозией. Южная часть вала Шатского испытывала относительное вздымание, а северная — погружение в сторону зарождающегося краевого Туапсинского прогиба. Сам вал в майкопское время представлял собой периферическое поднятие.

В ходе интерпретации сейсмических данных 3D впервые были выявлены значительные деформации, имевшие место в майкопское время в пределах вала Шатского. По карте изохрон отражающего горизонта U_6 выделены системы микроравнин субмеридионального простирания шириной несколько километров и малоамплитудные складки субширотного простирания в отложениях верхней юры–майкопа (рис. 5, а). Диагонально к основному направлению выделены надвиги с детачментом вблизи основания толщи карбонатов (рис. 5, г) и сдвиговые зоны (рис. 5, б). Общий структурный рисунок указывает на значительное сжатие вала Шатского северо-западного–юго-восточного простирания, проявившееся в майкопское время (рис. 5). В этой обстановке также реактивировались некоторые главные сдвиговые зоны субширотного простирания на южном краю вала Шатского (рис. 1).

В конце майкопа произошел важный этап в развитии региона — образование осадков транспорта масс (МТС — mass transport complex). Единое тело МТС сформировалось от Анапского выступа до северной части Восточно-Черноморского бассейна и вала Шатского [Баскакова и др., 2021]. Это означает, что Туапсинский прогиб закончил свое развитие как отдельный депоцентр в Черноморском бассейне, и возник единый обширный бассейн с наклоном дна от Большого Кавказа к Восточно-Черноморской впадине. Этот момент соответствует и окончанию майкопских деформаций сжатия в пределах северо-западной части вала Шатского.

Среднемиоцен-четвертичная эпоха геологического развития характеризуется сейсмокомплексами S8–S10. В среднем миоцене–квартере основные деформации сконцентрировались в зонах Большого Кавказа, Южного Крыма и в примыкающих к ним прогибах: Туапсинском, Сорокина и Керченско-Таманском, при этом происходило последовательное расширение суши Кавказских гор и Южного Крыма.

Территория Туапсинского прогиба претерпела повторный этап прогибания. На сейсмических данных он выделяется по наличию углового несогласия (по типу налегания) отражающих границ со стороны прогиба на вал Шатского. В районе Туапсинского прогиба складчатые деформации происходили непрерывно с позднего майкопа (рис. 4, 6). Активизация процессов складкообразования фиксируется в среднем сармате, меотисе и акчагыле; при этом разные складки начинали рост в разное время [Альмендингер и др., 2011]. Складки формировали гряды на дне моря, которые подвергались подводной эрозии. Процесс седimentации происходил одновременно с образованием складок. Неравномерность

фаз роста складок показана на рис. 2. Складчатость сопровождалась глиняным диапризмом и грязевым вулканализмом. По результатам интерпретации сейсмических данных сделан вывод о том, что грязевой вулканализм начался не позже меотического времени.

На вале Шатского этот этап отразился в повторной реактивации разломов и локальной инверсии рифтов, заложившихся в меловое время, на фоне региональной фазы сдвигово-сжатия. По сейсмическим данным фиксируется смещение осей синфазности по разломам вплоть до миоценового интервала разреза. Вдоль северной границы вала Шатского и в районе структуры Мария [Афанасенков и др., 2007] в среднемиоценом комплексе выделены несогласия, прослеживающиеся в зоне развития подводных эрозионных палеоканалов. Более подробно формирование подводных каналов в разные периоды геологической истории рассмотрено в работе [Баскакова и др. 2021]. Юго-восточная часть вала оставалась палеоподнятием вплоть до плиоцена. С плиоценом обстановки осадконакопления в акватории Черного моря были близки к современным.

В районе Керченско-Таманского прогиба с сарматом произошло обмеление шельфа, а также вывод отложений в сводах складок в зону эрозии, некоторые складки могли выходить на поверхность, формируя систему островов. Конседиментационные отложения среднемиоценового возраста выделяются по сейсмическим профилям. В районе Таманского п-ова в обнажениях были обнаружены конседиментационные складки в сарматских отложениях и система взброс/флексура в меотических отложениях, что также свидетельствует об обстановках сжатия в регионе.

В результате анализа построенной тектоностратиграфической схемы (рис. 4) нами сделан вывод, что тектонические движения, в районе северо-западного Кавказа, начиная с палеоцена и по настоящее время, происходят практически непрерывно (рис. 6).

Заключение. Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных с использованием методов тектоностратиграфии позволила построить обобщенную тектоностратиграфическую схему для рассматриваемого региона. Схема отображает основные события в истории геологического развития территории, и в прикладном назначении может быть использована для оценки потенциала нефтегазоносности территории и геологических рисков, связанных с развитием элементов нефтегазовых систем и формированием залежей углеводородов.

В истории развития Восточно-Черноморского региона по сейсмическим данным выделено четыре тектоностратиграфические единицы: 1) дорифтовый комплекс, который отвечает этапу развития до начала формирования Восточно-Черноморской впадины ($T-K_1b$); 2) синрифтовый комплекс (K_1v-K_2st) — этап, синхронный с формированием Восточно-Черноморской впадины; 3) пострифтовый комплекс (K_2st-K_2), который соответствует фазе относительного

тектонического спокойствия после формирования Восточно-Черноморской впадины; 4) синорогенный комплекс характеризует этап развития, синхронный росту Большого Кавказа — альпийским складчато-надвиговым деформациям (P_1-Q).

В палеоцен-эоценовом интервале разреза выделены три поверхности несогласия, которые были соотнесены с тектоническими событиями в районе орогена Понтид. Внутриэоценовое несогласие выделяется на всех рассмотренных тектонических элементах.

К концу майкопского времени в Восточно-Черноморском регионе сформировался единый обширный бассейн с уклоном палеоповерхности морского дна по направлению от Большого Кавказа к Восточно-Черноморской впадине. Туапсинский прогиб закончил свое развитие как отдельный депонент.

На вале Шатского сбросовые тектонические нарушения субширотного простираания, образовавшиеся в меловое время, претерпели реактивацию в олигоцене и в среднем миоцене. В юрско-нижнемеловых карбонатных отложениях впервые выявлены признаки складчато-надвиговых и сдвиговых деформаций майкопского возраста.

Для районов Туапсинского и Керченско-Таманского прогибов складчатые деформации начались не позднее раннего миоцена и почти непрерывно продолжаются до настоящего времени. Из этого следует, что для Большого Кавказа не корректно вы-

Отдел Подотдел	Ярус	ОГ	Тектонические события
Голоцен			↑ рост складок, размыт отложений в сводах
Плейстоцен		U9	
Приоцен	В. Гелазский Н. Пьяченцкий Н. Занклльский	U8	↑ складчатость в прогибах, грязевой вулканизм
Миоцен	В. Мессинский Тортонский С. Серральвильский Лангийский Н. Бурдигальский Аквитанский	U7	↑ рост складок в центральной части ТП ↑ крупная фаза складчатости; детачмент в ТП и рост складок в КТП, развитие каньонов
Олигоцен	В. Хаттский Н. Рюпельский	U6	↑ сжатие, пологая складчатость в прогибах, областях ближе к орогену, сдвиги ↑ начало складчатых деформаций в прогибах
Эоцен	В. Приабонский Бартонский С. Лютетский Н. Ипрский	U5	↑ инверсия трога Б.Кавказа, региональные синкомпрессионные вертикальные движения
Палеоцен	В. Танетский Зеландский Н. Датский	U4	↑ локальные деформации сжатия

Рис. 6. Обобщенная схема тектонических событий Северо-Западного Кавказа (в. — верхний, с. — средний, н. — нижний)

делять отдельные фазы складчатости; имела место непрерывная кавказская складчатость.

Благодарности. Авторы выражают благодарность компании ПАО «НК «Роснефть» за предоставленную возможность использовать и публиковать материалы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альмендингер О.А., Митюков А.В., Мясоедов Н.К., Никишин А.М. Современный рост складок, процессы эрозии и седиментации в глубоководной части Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3D сейсморазведки // Докл. РАН. 2011. Т. 439, № 1. С. 76–78.
- Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
- Баскакова Г.В., Кулюкина Н.А., Арзамасцева Т.А. и др. Палеогеоморфологический анализ олигоцен-неогеновых отложений северо-восточной части Черного моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 4. С. 38–52.
- Баскакова Г.В., Никишин А.М. История формирования района Керченско-Таманской зоны на основе реконструкции сбалансированного регионального разреза // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 4. С. 23–29.
- Государственная геологическая карта СССР. Сер. Крымская. Листы L-37-XIX, XXV. Масштаб 1:200 000, 1971 г. / Ред. М.В. Муратов. Днепрогеология, Крымнефтегазразведка, 1971.
- Лыгина Е.А., Никишин А.М., Тверитинова Т.Ю. и др. Эоценовые палеосейсмодислокации горы Ак-Кая (Белогорский район, Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 1. С. 44–54.
- Митюков А.В., Никишин А.М., Альмендингер О.А. Седиментационная модель майкопских отложений Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3D сейсморазведки и полевым работам на Западном Кавказе и в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 5–20.
- Никишин А.М., Копаевич Л.Ф. Тектоностратиграфия как основа палеотектонических реконструкций // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 5–20.
- Пинус О.В., Асеев А.А., Колосков В.Н. и др. Интерпретация структурно-тектонического строения северо-западной акватории Черного моря с целью оценки перспектив ее нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014. Т. 9, № 1. С. 1–13.
- Пинус О.В., Колосков В.Н., Хипели Р.В., Надежкин Д.В. Сиквенс-стратиграфия неоген-четвертичного разреза северо-западной акватории Черного моря // Геология нефти и газа. 2014. № 2. С. 46–53.
- Сенин Б.В. Разработка сейсмогеологической модели Восточно-Черноморской впадины и вала Шатского на основе сети опорных профилей. Геленджик, 2003. 107 с.
- Geological Map of the Caucasus. Scale 1:1 000 000 / Ed. Sh. Adamia Compiled by: Adamia Sh., Chabukiani A., Chkhoutua T. et al. // M. Nodia institute of geophysics. I. Javakhishvili Tbilisi state university. St. Andrew Georgian university, 2010.
- Gozhyk P.F., Maslun N.V., Voizizky Z.Ya. et al. Stratigraphic Structure of Cenozoic Deposits of Prekerch Shelf and East Black Sea Basin // AAPG Europ. Region Ann. Conf. Kiev, 2010.
- Graham R., Kaymakci N., Horn B.W. The Black Sea: something different? // Geo ExPro. 2013. Vol. 10, N 5. P. 58–62.
- Hippolyte J.-C., Murovskaya A., Volman Y. et al. Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: tectonic

- evidences of rifting in Crimea // *Marin. Petrol. Geol.* 2018. Vol. 93. P. 298–314.
- Lygina E.A., Fokin P.A., Kopaevich L.F.* Nummulitic facies of the Crimean-Caucasian Region // *Turkish J. Earth Sci.* 2016. Vol. 25. P. 163–178.
- Maynard J.R., Erratt D.* The Black Sea, a tertiary basin: Observations and insights // *Marin. Petrol. Geol.* 2020. Vol. 118. P. 621–636.
- Nikishin A.M., Korotaev A.M., Ershov A.V., Brunet M.-F.* The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling // *Sedimentary Geol.* 2003. Vol. 156. P. 149–168.
- Monteleone V., Minshull T.A., Marin-Moreno H.* Spatial and temporal evolution of rifting and continental breakup in the Eastern Black Sea Basin revealed by long-offset seismic reflection data // *Tectonics*. 2019. Vol. 38. P. 1–22.
- Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O. et al.* The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Pt. 1. Basins structure and fill // *Marin. Petrol. Geol.* 2015a. Vol. 59. P. 638–655.
- Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O. et al.* The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Pt. 2. Tectonic history and paleogeography // *Marin. Petrol. Geol.* 2015b. Vol. 59. P. 656–670.
- Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al.* Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // *Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2015. Vol. 428. P. 241–264.
- Okay A.I., Nikishin A.M.* Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // *Intern. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57, N 5–8. P. 1051–1076.
- Palabiyik Y., Ozdemir A., Karatas A.* The potential targets and drilling location suggested for hydrocarbon discovery of turkey in the Black Sea basin // *Intern. Black Sea Coastline Countries Scientific Res. Symp.-IV. Turkey*, Giresun, 2020. P. 101–120.
- Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F.* Petroleum geology of the Black Sea // *Marin. Petrol. Geol.* 1996. Vol. 13, N 2. P. 195–223.
- Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S.A. (eds)* Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus: An introduction // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2017. Vol. 428 (16). P. 307–321.
- Stovba S., Khriachtchevskaia O., Popadyuk I.* Hydrocarbon-bearing areas in the eastern part of the Ukrainian Black Sea // *Lead. Edge*. 2009. Vol. 28. P. 1042–1045.
- Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T. et al.* Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2017. Vol. 428. P. 307–321.
- Tari G.C., Simmons M.D.* History of deepwater exploration in the Black Sea and an overview of deepwater petroleum play types // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2018. Vol. 464. P. 439–475.
- Tari G.C., Vakhania D., Tatishvili G.* Stratigraphy, structure and petroleum exploration play types of the Rioni Basin Georgia // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2018. Vol. 464 (14). P. 403–438.

Статья поступила в редакцию 31.01.2022,
одобрена после рецензирования 09.03.2022,
принята к публикации 31.08.2022

УДК 551.763.3(470.62)

О ГРАНИЦЕ ТУРОНСКОГО И КОНЬЯКСКОГО ЯРУСОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

**Елена Васильевна Яковишина¹✉, Сергей Иванович Бордунов²,
Людмила Федоровна Копаевич³, Елизавета Андреевна Краснова⁴,
Дарья Александровна Нетреба⁵**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yakovishina@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; sib-msu@mail.ru

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

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; E.Krasnova@oilmsu.ru

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

Аннотация. Представлены результаты комплексного изучения границы туронского и коньакского ярусов в верхнемеловых отложениях Абинского района Северо-Западного Кавказа, сложенных ритмично построенной карбонатной толщей гемипелагического типа. Биостратиграфический анализ комплексов фораминифер позволил выделить в разрезе зоны, которые сопоставимы с предложенными для точки глобального стратотипа границы коньакского яруса в Германии. На базе хемостратиграфических (изотопных) исследований в разрезе установлены уровни абиотических событий, прослеженные и на других территориях. Шапсугский разрез после дополнительного изучения может быть предложен в качестве возможного гипостратотипа (лимитотипа) турон-коньакской границы для территории Российской Федерации.

Ключевые слова: Кавказ, стратиграфия, верхний мел, граница туронского и коньакского ярусов, фораминиферы, изотопы углерода и кислорода, ТГСГ

Для цитирования: Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Копаевич Л.Ф., Краснова Е.А., Нетреба Д.А. О границе туронского и коньакского ярусов Северо-Западного Кавказа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 34–42.

THE BOUNDARY OF THE TURONIAN AND CONIACIAN OF THE NORTH-WESTERN CAUCASUS

**Elena V. Yakovishina¹✉, Sergey I. Bordunov², Ludmila F. Kopaevich³,
Elisaveta A. Krasnova⁴, Dariya A. Netreba⁵**

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yakovishina@mail.ru

² Lomonosov Moscow State University; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; sib-msu@mail.ru

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

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; E.Krasnova@oilmsu.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Dbezhikina@mail.ru

Abstract. The results of a comprehensive study of the boundaries of the Turonian-Coniacian in the Upper Cretaceous deposits of the Abinsky region of the North-Western Caucasus, composed of rhythmically constructed carbonate strata of the hemipelagic type, are presented. Biostratigraphic analysis of foraminifera complexes made it possible to identify zones in the section that are comparable to those proposed for the Point of the Global Stratotype of the boundary of the Coniacian in Germany. On the basis of chemostratigraphic (isotopic) studies, the levels of abiotic events traced in the section and other territories have been established. The Shapsug section, after further study, can be proposed as a possible Hypostratotype (Limitotype) of the Turon-Coniacian boundary for the territory of the Russian Federation.

Key words: Caucasus, stratigraphy, Upper Cretaceous, boundary of the Turonian-Coniacian, foraminifera, isotopes of carbon and oxygen, GSSP

For citation: Yakovishina E.V., Bordunov S.I., Kopaevich L.F., Krasnova E.A., Netreba D.A. The boundary of the Turonian and Coniacian of the North-Western Caucasus. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 4: 34–42. (In Russ.)

Введение. Изученный разрез расположен в Абинском районе на территории, относящейся к складчато-аллохтонной Анапско-Агойской подзоне Новороссийско-Лазаревской зоны Большого Кавказа (рис. 1) [Корсаков и др., 2013]. Отметим, что ранее этот разрез никем не описывался. Предметом изучения стали отложения натухайской свиты

(K_2nt) (названной так по ст. Натухайской), которые обнажены в северо-западной стенке отработанного карьера севернее ст. Шапсугская (рис. 2). Возраст свиты датируется поздним туроном–коньаком [Корсаков и др., 2013, 2021], и, таким образом, граница туронского и коньакского ярусов проходит внутри разреза.

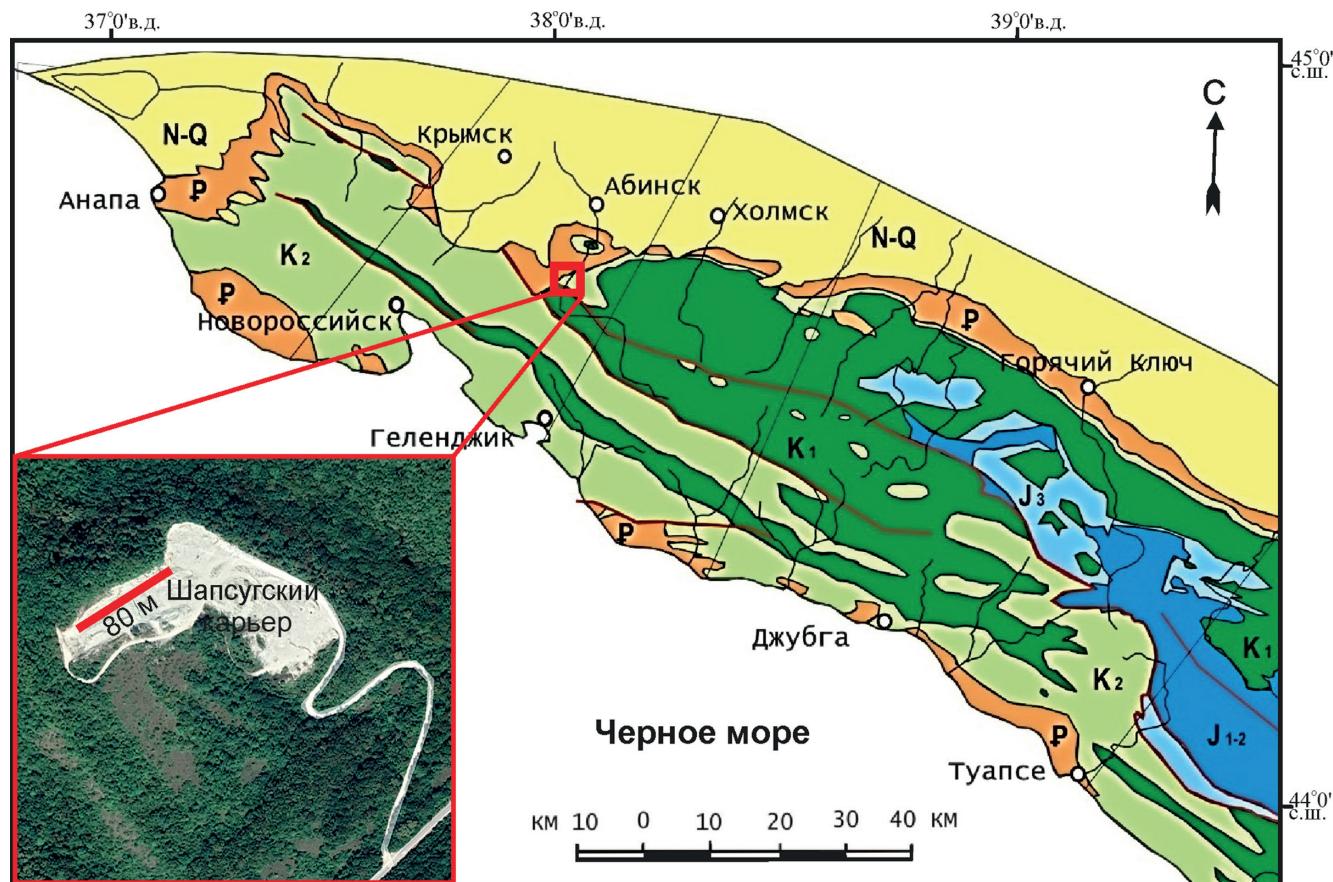


Рис. 1. Геологическая карта Северо-Западного Кавказа, по [Расцветаев и др., 2011], с изменениями. На врезке — космоснимок Шапсугского карьера (Яндекс-карты). Линия 80 м — интервал отбора образцов

Свита подразделяется на нижнюю (верхний турон) и верхнюю (коньяк) подсвиты. Состав подсвит неоднороден в разных разрезах, что вызывает определенные трудности ее стратиграфического расчленения [Корсаков и др., 2013, 2021]. Нижняя часть свиты в основном терригенно-карбонатная с более частыми прослойками песчаников и алевролитов, верхняя коньякская часть более карбонатная и содержит больше известняков [Келлер, 1947; Афанасьев, 1992]. Мощность свиты в этом районе достигает 150 м [Корсаков и др., 2013]. Характерная особенность этого разреза заключается в присутствии в его нижней части так называемых красных прослоев известняков и известковистых глин. Эта характерная особенность турон-коньякского интервала типична для территории Дагестана, разрезов Альп, Карпат, океанических скважин [Ренгартен, 1965; Neuhuber et al., 2007].

Цель нашей работы — определение интегративных характеристик разреза границы турона-коньяка на Северо-Западном Кавказе на базе детальных био- и хемостратиграфических исследований.

Материалы и методы исследований. Аналитические исследования проводились на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова. Из разреза натухайской свиты мощностью 80 м различными методами изучены 22 образца (интервал отбора 1–5 м).

Вещественный состав пород изучался в петрографических шлифах.

Данные о возрасте пород турон-коньякской границы получены путем микропалеонтологического анализа содержащихся в них комплексов фораминифер, как планктонных (ПФ), так и бентосных (БФ). Предварительно раздробленную породу дезинтегрировали путем кипячения в слабощелочном растворе, затем отмывали вручную в проточной воде через сито с размером ячеек 0,063 мм. Приведены изображения наиболее значимых для определения возраста таксонов и показано их стратиграфическое распространение. Виды-индексы ПФ и БФ сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV.

Методом изотопного анализа кислорода и углерода образцы исследованы на масс-спектрометре Delta V Advantage. Анализ соотношений изотопных значений $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ основан на методе выделения CO_2 из карбоната при взаимодействии с фосфорной кислотой. Продукты реакции CO_2 и H_2O заполняют вакуумную линию, где происходит их криогенное разделение. Очищенный CO_2 собирают в ампулу, анализируют на масс-спектрометре и замеряют отклонения значений $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в образцах от значений этих параметров в стандарте VPDB (δ Vienna Pee Dee Belemnite Standard). Результаты измерения выражаются как $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в ‰.

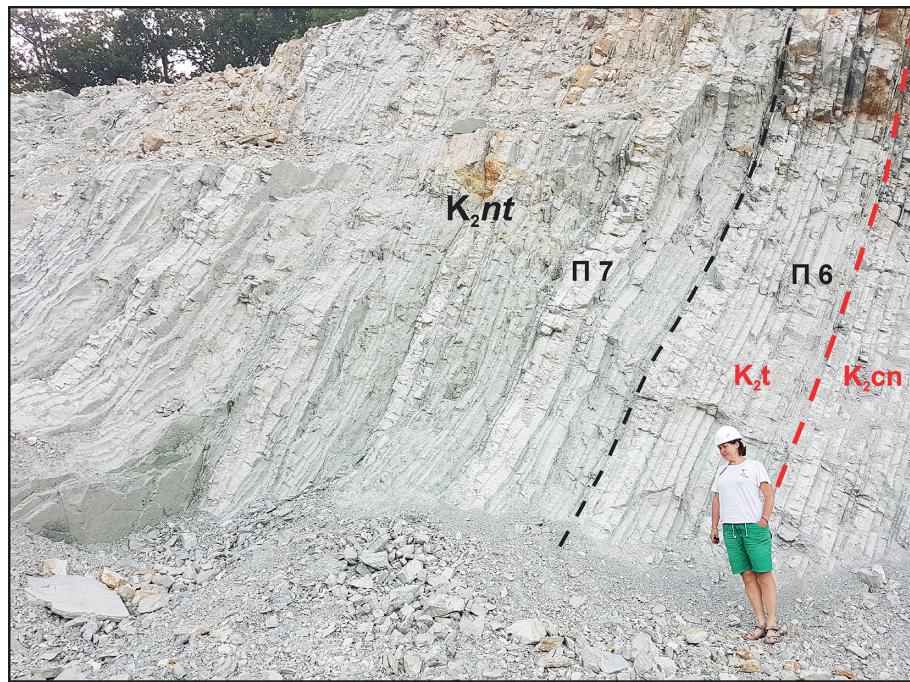
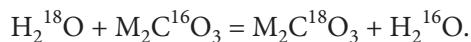


Рис. 2. Граница туронского и коньякского ярусов в разрезе северо-западной стены Шапсугского карьера. Чёрная пунктирная линия — граница пачек 6 и 7, красная — граница туронского и коньякского ярусов (фото Е.В. Яковишиной)

Метод изотопной термометрии основан на распределении изотопа ^{18}O между кислородом воды и минерала, т. е. на наличии изотопного обмена между этими двумя компонентами, выражавшегося следующей реакцией, например, для карбонатов:



Расчет значений палеотемпературы выполнен с использованием уравнения Эпштейна [Epstein et al., 1953] с измененными температурными коэффициентами, рассчитанными для лабораторного неорганического осаждения кальцита [Kim et al., 1997]. Для пересчета использована формулы

$$T = 16,9 - 4,38 (\delta) + 0,1 (\delta^2), \quad \delta = \delta_c - \delta_w$$

где T — температура, $^{\circ}\text{C}$; δ — разница значения $\delta^{18}\text{O}_c$ образца пород относительно стандарта VPDB и значения $\delta^{18}\text{O}_w$ (стандартное среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ океанической воды для условий высоких широт, свободных от льда в интервале позднего мела), %. Установлено, что для позднего мела в условиях высоких широт, свободных от льда, это значение δO_w составляет -1% [Shackleton, Kennett, 1975].

Увеличение содержания $\delta^{13}\text{C}$ в изученных образцах свидетельствует об увеличении роли органического вещества в палеобассейне, так как живые организмы для фотосинтеза используют легкий изотоп ^{12}C , а тяжелый изотоп ^{13}C остается в воде и идет на постройку карбонатов, т. е. чем больше $\delta^{13}\text{C}$, тем выше была биопродуктивность бассейна.

Результаты исследований и их обсуждение. **Описание разреза.** Разрез Шапсугского карьера представлен ритмичной, существенно карбонатной толщей, представляющей собой крутопадающую

на юг моноклиналь. Нижний и верхний контакты натухайской свиты в Шапсугском карьере не установлены. Мощность обнаженной части разреза 80 м. Снизу вверх в разрезе обнажаются следующие отложения (рис. 2).

Пачка 1. Циклическое чередование зеленовато-серых известняков, зеленовато-серых известковистых глин и белых мелоподобных известняков. Мощность зеленовато-серых известняков 10 см, прослоев глин — 2–3 см, белых известняков — 30 см. Для белых известняков характерны стилолитовые швы. Пачка представлена ритмичными циклами, похожими на циклы Миланковича, всего в пачке 36 циклов. Общая мощность пачки 12 м.

Пачка 2. Известняки красные и зеленовато-серые, с тонкими прослоями глин. В подошве пачки залегают красные известняки, плотные, с ожелезнением и тонкими прослоями глин, зеленовато-серые известняки, иногда с включениями обломков красных известняков размером до 2–3 см. Наблюдаются складки подводно-оползневого генезиса. Мощность нижней части до 1 м. Выше находится пачка переслаивания красных и зеленовато-серых известняков (3–10 см) с тонкими прослоями красных и зеленовато-серых глин (2–5 см). Мощность пачки 5 м.

Пачка 3. Чередование зеленовато-серых известняков (10–15 см), глинистых известняков (карбонатных глин) (5–10 см) и песчаников. В кровле пачки отмечено чередование зеленовато-серых известняков и глинистых известняков, а также красных глин (2–5 см), выявлен прослой известняка с черными примазками мощностью 10 см. В известняках присутствуют ходы илоедов, стилолитовые швы. В пачке выделяются редкие прослои песчаников, алевролитов и глин. Мощность песчаников 0,5–3 см. Песчаники мелко-тонкозернистые, с карбонатным цементом. Подсчитано 20 флишоидных ритмов с песчаниками. Градационная слоистость отсутствует. Границы между слоями хорошо выражены. В песчаниках видны горизонтальные ходы илоедов длиной до 20 см. Мощность пачки 16 м.

Пачка 4. Переслаивание белых и зеленовато-серых известняков и тонкослоистых глинистых известняков. В глинистых известняках присутствуют кальцитовые жилы. Мощность толщи 2 м. Выше залегает толща чередования известняка и известковистой глины. Мощность прослоев известняков 10–15 см, мощность глин от 2–3 до 15 см. Мощность пачки 7 м.

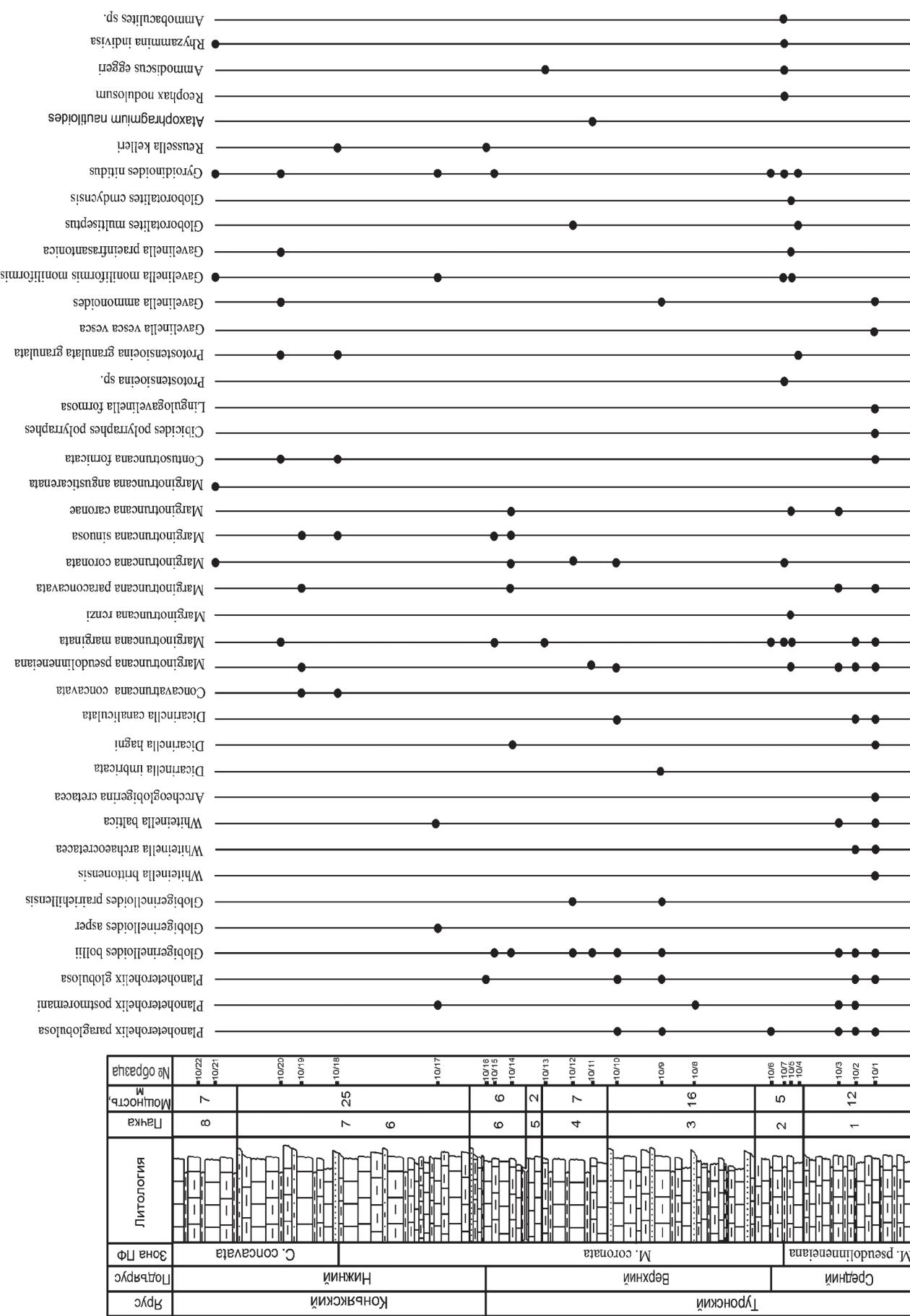


Рис. 3. Стратиграфическое распространение фораминифер в турон-коньских отложениях разреза Шапсугского карьера

Пачка 5. Известняки белесоватые с лимонитовыми примазками по напластованию и трещинам. Мощность прослоев 15–25 см. Мощность пачки 2 м. В кровле отмечено зеркало скольжения по малоамплитудному субвертикальному взбросу. Амплитуда взброса около 4 м. Разрывное нарушение затухает в видимой части разреза.

Пачка 6. Ритмичное чередование известняков светло-серых и белых, очень плотных (10–15 см) и глинистых известняков темно-серых, зеленовато-серых (5–10 см). Пачка имеет циклический характер по типу циклов Миланковича. В глинистых зеленовато-серых известняках выявлены ходы илоедов. Мощность пачки 6 м.

Пачка 7. Ритмичное флишоидное чередование известняков светло-серых, белесых (10–15 см) и глинистых известняков темно-серых, зеленовато-серых (5–10 см). Мощность единичного цикла светлый–темный известняк составляет около 15–25 см. Встречаются редкие прослои мелкозернистых светло-серых песчаников (известняков песчанистых) с косой слоистостью, по слоистости видны черные примазки растительного детрита. Песчаники плотные, с карбонатным цементом. В песчаниках отмечены редкие некрупные механоглифы (следы течений). В глинистых известняках встречены друзы кальцита. Мощность пачки 25 м.

Пачка 8. Неравномерное переслаивание известняков плотных (20 см), известняков глинистых зеленовато-серых (10–15 см), известняков серых, песчанистых, песчаников мелкозернистых известковистых, с косой слоистостью и следами течений, с тонкими прослойями (1–2 см) зеленых и черных глин. В глинах присутствуют тонкие кальцитовые жильные прослои толщиной до 0,5 см, характерны многочисленные горизонтальные ходы илоедов. Мощность пачки 7 м.

Биостратиграфический анализ. Зональная стратиграфия турон–коньякских отложений Западной Европы базируется в первую очередь на стратиграфическом распространении иноцерамид, а также аммонитов [Walaszczyk et al., 2010, 2021; Wood et al., 2004]. В Шапсугском карьере остатки макрофауны не обнаружены, поэтому определение возраста вмещающих пород основано на распределении раковин планктонных и бентосных фораминифер, среди которых преобладают ПФ (рис. 3). Основную часть ассоциаций ПФ в наиболее представительных образцах составляют крупные скульптированные раковины с двуклевым периферическим краем и широким умбрикальным отверстием. Детали строения устья, к сожалению, не различимы, так как сохранность раковин средняя. В эту группу входят представители родов *Marginotruncana*, а также весьма редких умбрикально-выпуклых *Dicarinella* (в современной классификации некоторых исследователей *Concavatotruncana*). Именно они лежат в основе зональной стратиграфии пограничного турон–коньякского интервала (рис. 3). Оставшуюся часть комплекса

составляют более мелкие раковины с относительно простой морфологией, состоящие из глобуллярных камер, не имеющие киля, с простым умбрикально–внутрикраевым или внутрикраевым устьем.

Высокое разнообразие видов рода *Marginotruncana* и отсутствие раковин *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) (зональная форма нижнего турона) указывает на принадлежность разреза, заключенного в интервале между пробами 1–5, к зоне *Marginotruncana pseudolineiana*, т. е. к средней зоне туронского яруса. В пробе 7 появляются первые *Marginotruncana coronata* (Bolli), что позволяет выделить начиная с этого уровня отложения одноименной зоны. Она отвечает верхнему турону в разрезах Центральной Польши [Walaszczuk, Peryt, 1998], верхнему турону–нижнему коньяку в разрезах Юго-Западного Крыма и Северо-Восточного Кавказа [Копаевич, 2010; Копаевич, Vishnevskaya, 2016; Vishnevskaya, Kopaevich, 2020]. Начиная с пробы 14 в разрезе появляются единичные раковины *Marginotruncana sinuosa* (Porthault), а с пробы 18 — также единичные умбрикально-выпуклые раковины группы *Dicarinella concavata* (Brotzen). Появление в разрезе вида *M. sinuosa* свидетельствует о присутствии в разрезе верхней части зоны *Marginotruncana coronata* Крымско-Кавказской зональной шкалы [Копаевич, 2010], а появление в пробе 18 морфотипа с сильно выпуклой умбрикальной стороной *Dicarinella concavata* — на безусловное присутствие в разрезе отложений нижнего коньяка [Coccioni et al., 2015].

БФ встречаются по всему разрезу, число их раковин колеблется от 20 до 60%. Таксономическое разнообразие невелико, не более 17 видов. Отметим постоянное преобладание известково-секреционного бентоса над агглютинирующими, который представлен всего 6 видами. Агглютинирующие формы доминируют только в пробе 7. В составе ассоциации БФ в нижней части разреза (пробы 1–5) встречаются виды, появившиеся и пользующиеся постоянным распространением в сеноманских–нижнетуронских отложениях, но поднимающиеся и в более высокие интервалы турона. Однако присутствие наряду с ними вида *Gavelinella moniliformis moniliformis* (Reuss) указывает на возраст отложений не древнее среднего турона, а появление первых *Protostensioeina* sp. в пробе 7 — на позднетуронский возраст пород. В верхней части разреза в пробе 16 отмечен индекс-вид *Reusella kelleri* Vasilenko, появляющийся в верхней части верхнего турона Восточно-Европейской платформы, а в пробе 18 — *Protostensioeina granulata granulata* (Olbertz), что указывает уже на раннеконьякский возраст вмещающих отложений [Беняминовский, 2008; Вишневская и др., 2018]. По всему разрезу встречаются раковины *Gyroidinoides nitidus* (Reuss) (пробы 4–20). В пробе 11 отмечено увеличение количественного содержания БФ с агглютинирующей стенкой и среди них *Ataxophragmium nautiloides* (Brotzen), появляющийся обычно в терминальной части турона [Беняминовский, 2008].

Анализ таксономического состава комплексов фораминифер из турон-коньякских отложений в Шапсугском карьере показал, что отложения формировались в условиях открытого морского бассейна с относительно высоким таксономическим разнообразием ПФ. В пробах, где таксономическое разнообразие уменьшается, преобладают виды с примитивной морфологией, относительно мелководные или переходные таксоны. Эти данные, а также флуктуации отношения ПФ/БФ указывают на уменьшение глубины и приближение источника сноса. С этими интервалами связано формирование прослоев терригенных отложений, которые встречаются в разрезе Шапсугского карьера, что также указывает на кратковременные снижения уровня моря и на возможные проявления тектонических движений. На это же указывает редкое присутствие ПФ, принадлежащих так называемым *K-стратегистам*, которым для осуществления жизненного цикла были необходимы прозрачная толща воды до глубины не менее 200 м и благоприятная температура [Коряевич, Vishnevskaya, 2016]. Скорее всего, глубина бассейна не превышала области внешнего шельфа-верхней части континентального склона. Это подтверждается и седиментологическими данными.

Изотопный анализ. Изотопная стратиграфия на основе кривой изменений значений $\delta^{13}\text{C}$ на протяжении позднего мела достаточно хорошо разработана, и изотопные события могут быть прослежены на значительные расстояния [Jarvis et al., 2006; Voigt et al., 1997; Wiese, 1999; Wood et al., 2004; Walaszczyk et al., 2010]. В турон-коньякском разрезе Шапсугского карьера по изменениям изотопной кривой и абсолютным значениям $\delta^{13}\text{C}$ определены интервалы, выделенные как изотопные зоны, которые можно сопоставить с рядом изотопных событий, выделенных в европейских разрезах соответствующего возраста (рис. 4) [Jarvis et al., 2006; Voigt et al., 1997; Wiese, 1999; Walaszczyk et al., 2010]. В характеристике зон исследованного разреза учитывались относительные значения (%), их изменения, максимумы и минимумы значений на изотопной кривой.

В зоне 1 в верхней части установлен локальный максимум на кривой $\delta^{13}\text{C}$, характерный для конца среднего турона [Gale, 1996; Wiese, 1999; Jarvis et al., 2006; Walaszczyk et al., 2010]. В западноевропейских разрезах это событие выделено как Pewsey Event [Voigt et al., 2004; Walaszczyk et al., 2010]. Граница между зонами 1 и 2 проводится по смене локального максимума на уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}$ и сопоставляется с границей среднего и верхнего турона. В основании зоны 2 выделяется максимум, соответствующий нижней части верхнего турона. Проявленный максимум значений $\delta^{13}\text{C}$ называется верхнетуронским событием (Hitch Wood Event или Hyphantoceras Event) [Voigt et al., 2004; Walaszczyk et al., 2010]. Смену тенденций изменения кривой значений $\delta^{13}\text{C}$ в верхней части верхнего турона

связывают с границей туронского и коньякского ярусов [Wiese, 1999; Jarvis et al., 2006; Walaszczyk et al., 2010]. Это событие на границе туронского и коньякского ярусов называют навигационным событием (Navigation Event) [Jarvis et al., 2006; Walaszczyk et al., 2010, 2021].

Локальный минимум значений $\delta^{13}\text{C}$ соответствует самым верхам верхнего турона. Указанное событие Международным союзом геологических наук выбрано в качестве вспомогательного маркера при установлении точки глобального стратотипа границы так называемого золотого гвоздя (GSSP), нижней границы коньякского яруса [Walaszczyk et al., 2021]. Зоны 3 и 4 соответствуют нижнему коньяку. Зафиксированный в зоне 4 максимум значения $\delta^{13}\text{C}$ коррелирует с изотопным событием Light Point Event в западноевропейских разрезах [Jarvis et al., 2006; Walaszczyk et al., 2010]. Изотопная кривая $\delta^{13}\text{C}$ меловых отложений в Шапсугском карьере имеет значительное сходство с изменением $\delta^{13}\text{C}$ в европейских разрезах [Jarvis et al., 2006; Walaszczyk et al., 2010]. Экскурсы этих значений — хорошие маркеры, которые можно проследить на значительные расстояния, что позволяет проводить достоверные стратиграфические корреляции. Таким образом, на основе анализа изменения значений $\delta^{13}\text{C}$ и построения изотопной кривой удалось детализировать стратиграфическое расчленение турон-коньякских отложений разреза и наметить в нем положение границ туронского и коньякского ярусов, а также среднего и верхнего турона (рис. 4).

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

Таким образом, интегративный подход к изучению верхнемеловых отложений в Шапсугском карьере на основе био- и хемостратиграфии послужил основой для определения границы турона и коньяка в этом разрезе. Отметим, что 1 мая 2021 г. Международный союз геологических наук ратифицировал точку глобального стратотипа границы Global Stratotype Section and Point (GSSP), так называемый золотой гвоздь нижней границы коньякского яруса верхнего отдела меловой системы [Walaszczyk et al., 2021]. Нижняя граница коньякского яруса зафиксирована в подошве слоя 46 разреза в карьере Зальцгиттер-Зальдер (Salzgitter-Salder) в Северной Германии (рис. 5). Граница определяется по первому появлению двусторчатых моллюсков иноцерамов вида *Cremnoconchus deformis erectus* (Meek) и дополняется углеродным изотопным навигационным (Navigation) событием, фиксирующим отрицательную аномалию значений $\delta^{13}\text{C}$ в этой точке. Также выбраны три вспомогательных разреза для уточнения характеристик границы в разных фаунах и отличающихся в географическом и биogeографическом плане. Это разрезы Ступия Надбрежна (Słupia Nadbrzeżna), расположенный в Центральной Польше; Стрелец (Střeleč) в Чешской Р-

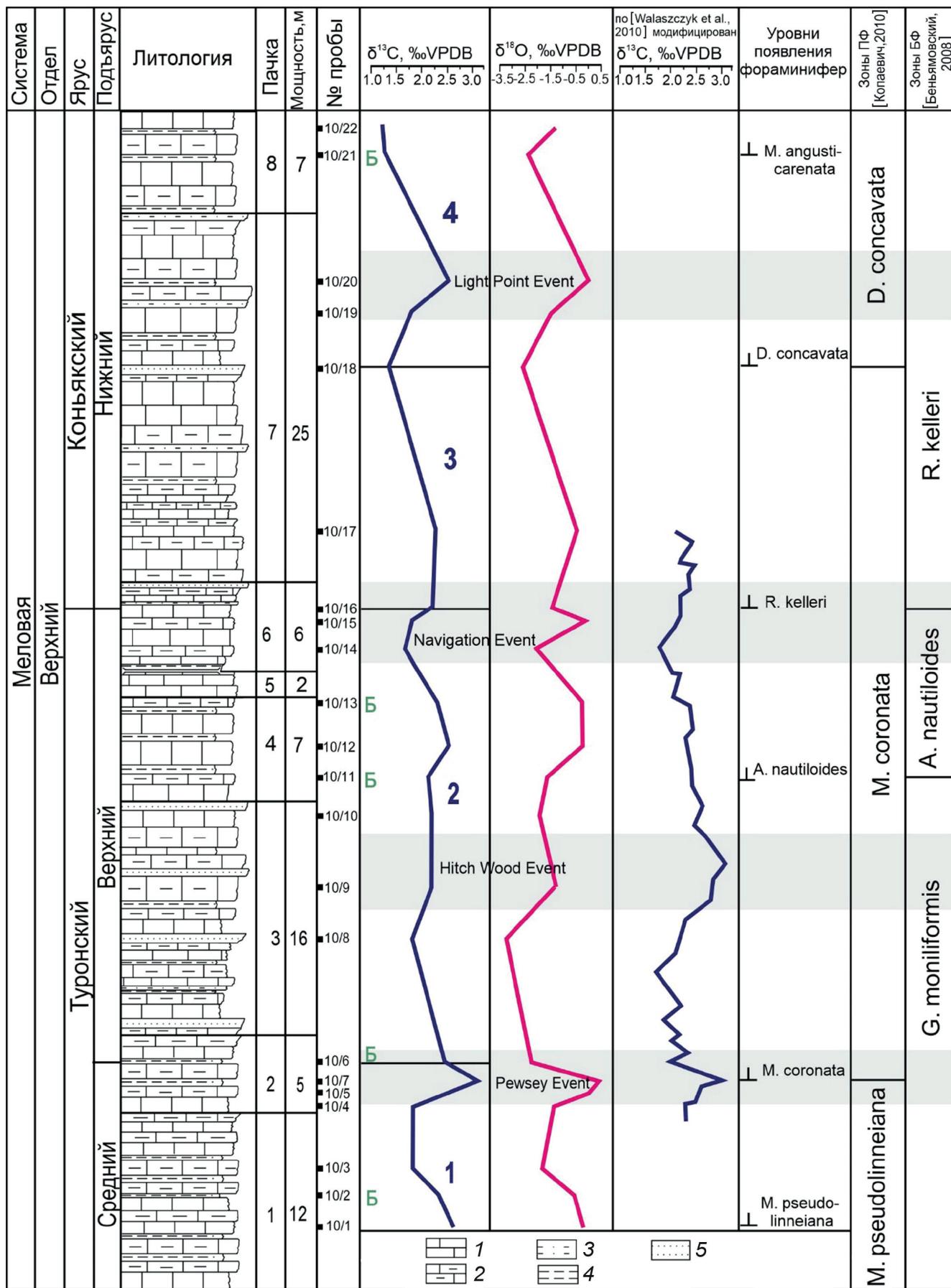


Рис. 4. Изотопные кривые $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ и зоны по фораминиферам: 1–4 — изотопные зоны $\delta^{13}\text{C}$. Названия изотопных событий, установленных в западноевропейских разрезах: Pewsey Event; Hitchwood (Hypnophceras) Event; Navigation Event; Light Point Event; Б — прослои бентонитовых глин

спублике; El Rosario на северо-востоке Мексики [Walaszczyk et al., 2021].

Важность этого решения несомненна для стратиграфов каждой страны, занимающихся проблемами меловой системы. С практической точки зрения это послужит поводом для приведения состояния региональных стратиграфических шкал в соответствие со стратотипом, что позволит проводить более достоверные сопоставления стратиграфических шкал и межрегиональные корреляции.

Установление глобального стратотипа границы и точки подошвы коньякского яруса ставит вопрос о выделении гипостратотипа (лимитотипа) этой границы на территории Российской Федерации. Авторы предлагают верхнемеловой разрез Шапсугского карьера в Абинском районе Северо-Западного Кавказа в качестве возможного гипостратотипа (лимитотипа) нижней границы коньякского яруса для территории Российской Федерации в соответствии со Стратиграфическим кодексом России, так как стратотип находится за ее пределами [Стратиграфический..., 2019]. Такому решению способствует и то, что отложения в Шапсугском карьере имеют схожий состав пород и представлены фактически в одинаковых или очень близких фациях с отложениями стратотипа границы на севере Германии.

Граница туронского и коньякского ярусов проходит внутри единой пачки 6, представленной ритмичным чередованием известняков и глинистых известняков, что подтверждает имеющуюся непрерывность стратиграфической последовательности и отсутствие существенных перерывов. Значительное сходство со стратотипом имеют комплексы планктонных и бентосных фораминифер. Изотопная кривая $\delta^{13}\text{C}$ для отложений в Шапсугском разрезе во многом совпадает с таковой в отложениях стратотипа границы туронского и коньякского ярусов [Walaszczyk et al., 2010, 2021]. В этом разрезе пока не найдены раковины иноцерамов и аммонитов для более корректной корреляции со стратотипическим разрезом, это существенный недостаток. Иноцерамы, однако, найдены в соседних разрезах района, откуда определены *Inoceramus lamarcki* Park. в низах натухайской свиты [Корсаков и др., 2013]. В Шапсугской синклинали найдены *Cremnoceramus ex gr. inconstans* Woods, *C. schloenbachi* (Boehm) [Корсаков и др., 2021]. Это может свидетельствовать о возможности их нахождения и в Шапсугском разрезе, что



Рис. 5. Палеогеографическая карта Европы (90 млн лет назад) с расположением стратотипа и пастратотипов GSSP подошвы коньякского яруса, а также предлагаемого гипостратотипа в Шапсугском карьере, по [Blakey, 2021], с изменениями

служит несомненным поводом для дальнейшего его изучения и сбора ископаемой фауны.

Граница турона и коньяка проходит внутри магнитозоны C33n нормальной полярности магнитостратиграфической шкалы мела [Гужиков и др., 2007; Wendler, 2013]. Поэтому этот метод нельзя применить для ее уточнения. Дополнительные преимущества Шапсугского разреза заключаются в наличии представительных комплексов пелагических и бентосных фораминифер, а также в отсутствии явных доказательств наличия перерывов, конденсированных горизонтов, уровней ненакопления осадков, следов размыва и эрозии. Важно и то, что местоположение разреза удобно для подъезда к нему, рядом в районе развитая инфраструктура. Решение проблемы границы туронского и коньякского ярусов представляется весьма актуальным для отечественной стратиграфии верхнего мела.

Выводы. 1. Осадконакопление на рубеже турона и коньяка проходило в относительно глубоководном открытом морском бассейне. Песчаные и алевролитовые прослои фиксируют кратковременные моменты отступания береговой линии в сторону бассейна, что подтверждается микропалеонтологическими данными.

2. На основе изменения значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ на изотопных кривых выделены событийные уровни, фиксирующие климатические флюктуации и колебания биопродуктивности палеобассейна. Интервалы между изотопными событиями выделены в качестве изотопных зон.

3. Экскурсы значений $\delta^{13}\text{C}$ можно сопоставить с рядом изотопных событий, установленных в раз-

резах Западной и Восточной Европы соответствующего возраста.

4. В разрезе установлена граница туронского и коньякского ярусов на базе комплексных хемо- и биостратиграфических данных. Определена граница среднего и верхнего турона.

5. Верхнемеловой разрез Шапсугского карьера предложен в качестве возможного гипостратотипа (лимитотипа) нижней границы коньякского яруса для территории Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьев С.Л. Путеводитель экскурсии 10-й Международной школы морской геологии. Верхнемеловая–датская флишевая формация Северо-Западного Кавказа. М.: Ин-т океанологии, 1992. 31 с.

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

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

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А. Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2007. С. 69–86.

Келлер Б.М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 129 с. (Тр. ин-та геол. наук; вып. 48. Геол. серия. № 15).

Копаевич Л.Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85, вып. 5. С. 40–52.

Корсаков С.Г., Горбова С.М., Каменев С.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Кавказская. Лист L-37-XXXIII (Геленджик). Объясн. зап. М.: Моск. филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021. 106 с.

Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Кавказская. Лист L-37-XXVII (Краснодар). Объясн. зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 234 с.

Ренгартен В.П. Опорные разрезы верхнемеловых отложений Дагестана. М.; Л.: Наука, 1965. 99 с.

Стратиграфический кодекс России. Изд. 3-е, испр. и доп. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

Coccioni R., Premoli Silva I. Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tetyan Cubbio section (Italy) // Newsletters on Stratigraphy. 2015. Vol. 48, N 1. P. 47–90.

Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C. Revised carbonate-water isotopic temperature scale // Geol. Soc. Amer. Bull. 1953. Vol. 64, N 11. 1315 p.

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

Благодарности. Авторы признательны сотрудникам геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова А.М. Никишину за советы по применяемой терминологии, В.Л. Косорукову — за помощь в обработке и интерпретации результатов рентгенофазового анализа.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №18-05-00495-а, 18-05-00503-а, 19-05-00361-а).

Kim S.T., O'Neil J. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61, N 16. P. 3461–3475.

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

Neuhuber S., Wagreich M., Wendler I., Spoetl C. Turonian oceanic red beds in the eastern Alps: Concepts for palaeoceanographic changes in the Mediterranean Tethys // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2007. Vol. 251, N 2. P. 222–238.

Shackleton N.J., Kennett J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analysis in DSDP Sites 277, 279, and 280 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 29: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 1975. P. 743–755.

Voigt S., Hilbrecht H. Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe: Correlation and relations with sea level and sediment stability // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1997. Vol. 134. P. 39–60.

Walaszczyk I., Čech S., Crampton J.S. et al. The global boundary stratotype section and point (GSSP) for the base of the Coniacian Stage (Salzgitter-Salder, Germany) and its auxiliary sections (Slupia Nadbrzežna, central Poland; Střeleč, Czech Republic; and El Rosario, NE Mexico) // Communication of IUGS Geol. Standards. 2021. P. 1–40.

Walaszczyk I., Peryt D. Inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian through Santonian deposits of the Middle Vistula Section, Central Poland // Zbl. Geol. Paläont. Teil 1. Hf. 11/12. 1998. S. 1501–1513.

Walaszczyk I., Wood C.J., Lees J.A. et al. The Salzgitter-Salder Quarry (Lower Saxony, Germany) and Slupia Nadbrzežna river cliff section (Central Poland): a proposed candidate composite global boundary stratotype section and point for the base of the Coniacian Stage (Upper Cretaceous) // Acta Geol. Polonica. 2010. Vol. 60, N 4. P. 445–477.

Wendler I. A critical evaluation of carbon isotope stratigraphy and biostratigraphic implications for Late Cretaceous global correlation // Earth. Sci. Rev. 2013. Vol. 126. P. 116–146.

Wiese F. Stable isotope data ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) from the Middle and Upper Turonian (Upper Cretaceous) of Liencres (Cantabria, northern Spain) with a comparison to northern Germany (Söhlde and Salzgitter-Salder) // Newsletter Stratigraphy. 1999. Vol. 37. P. 37–62.

Wood C.J., Walaszczyk I., Mortimore R.N., Woods M.A. New observations on the inoceramid biostratigraphy of the higher part of the Upper Turonian and the Turonian–Coniacian boundary transition in Poland, Germany and the UK // Acta Geol. Polonica. 2004. Vol. 54, N 4. P. 541–549.

Статья поступила в редакцию 07.11.2021, одобрена после рецензирования 09.03.2022, принята к публикации 31.08.2022

УДК 553.411:553.04

ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ИХ ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ

Петр Иванович Кушнарев¹✉, Алексей Андреевич Самсонов²

¹ ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья имени Н.М. Федоровского», Москва, Россия; kushnarpi@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; samsonov@geol.msu.ru

Аннотация. Рассмотрены вопросы выбора параметров разведочной сети на основе количественных критериев разведенности: точности оценки средних содержаний и ошибки геометризации. Допустимые значения критериев для запасов категории C_1 установлены по результатам анализа фактических данных. Типизация золоторудных месторождений базируется на оценке масштаба месторождений, их морфологии и фрактальной размерности; используется также оценка изменчивости содержания золота в пробах или композитах. Для оценки ошибок геометризации на ранних стадиях геологоразведочных работ предложена методика их определения, основанная на положениях фрактальной геометрии и на результатах геостатистических исследований.

Ключевые слова: разведочная сеть, категории запасов, производительность предприятия, точность оценки, ошибки геометризации, сложность строения

Для цитирования: Кушнарев П.А., Самсонов А.А. Типизация золоторудных месторождений для целей их оценки и разведки // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 43–50.

TYPIFICATION OF GOLD DEPOSITS FOR EVALUATION AND EXPLORATION PURPOSES

Petr I. Kushnarev¹✉, Alexey A. Samsonov²

¹ FSBI “All-Russian Scientific-research Institute of Mineral Resources named after N.M. Fedorovsky”, Moscow, Russia; kushnarpi@mail.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; samsonov@geol.msu.ru

Abstract: The issues of choosing the parameters of the exploration network based on quantitative criteria of exploration: the accuracy of the assessment of average grades and the error of geometrization are considered.

Acceptable values of criteria for C_1 category reserves are established based on the results of the analysis of actual data. The typification of gold deposits is based on an assessment of the scale of deposits, their morphology and fractal dimension; an assessment of the variability of gold grade in samples or composites is also used. To assess geometrization errors at the early stages of geological exploration, a method for determining them based on the positions of fractal geometry and on the results of geostatistical studies is proposed.

Key words: exploration network, reserves categories, enterprise productivity, estimation accuracy, geometrization errors, structural complexity

For citation: Kushnarev P.I., Samsonov A.A. Typification of gold deposits for evaluation and exploration purposes. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 4: 43–50. (In Russ.).

Введение. Проблема выбора параметров разведочной сети для получения запасов определенных категорий всегда была в центре внимания геологов-разведчиков. Особенно остро она ставилась для ранних стадий геологоразведочных работ, когда информация о свойствах изучаемого объекта была достаточно ограниченной.

Для решения этой задачи в настоящее время используются Методические рекомендации [Классификация..., 2006; Методические..., 2007], где приведена группировка месторождений по сложности строения. Предлагаемые в ней параметры разведочной сети опираются на примеры месторождений, анализ изученности которых проводился 40–50 лет назад. За прошедшее время резко возросло число разведуемых и отрабатываемых золоторудных объ-

ектов; среди них появились «крупнообъемные» месторождения типа штокверковых и минерализованных зон с относительно низким содержанием золота, которые ранее практически не рассматривались как объекты промышленного освоения.

Следует особо отметить, что в Методических рекомендациях [Методические..., 2007] отмечена необходимость обоснования сети на основе количественных показателей. В то же время достаточность той или иной сети с позиций критериев разведенности — точности подсчета запасов и ошибок геометризации — тогда не анализировалась; в нормативно-методических документах отсутствуют указания относительно допустимых значений критериев для запасов той или иной категории.

Основные недостатки существующей группировки золоторудных месторождений по сложности строения были рассмотрены в ряде работ [Иванов, Кушнарев, 2019, 2021; Кушнарев, 2019; Кушнарев, Лазарев, 2021] и в основном заключаются в следующем:

- группировка базируется на неоднозначно определяемых количественных характеристиках — коэффициентах рудоносности, вариации, показателе сложности;
- группировка не учитывает наличие в пределах месторождения запасов, отрабатываемых разными способами и характеризующихся разной морфологией вследствие оконтуривания по разным кондициям;
- группировка не связана с использованием критериев разведенности для категорий запасов;
- группировка включает в третью группу объекты, различающиеся по размерам и запасам в несколько раз, которые требуют изучения разной сетью.

В целом существующая группировка мало чувствительна к действительной сложности строения объектов.

Материалы и методы исследований. Для решения задачи выбора параметров сети проведены статистические и геостатистические исследования золоторудных месторождений различных морфологических типов и масштаба; выполнены расчеты по определению характеристик формы рудных тел и ошибок геометризации при разном шаге сети. На этой основе разработана *тиปизация золоторудных месторождений*, которая использует допустимые значения критериев разведенности, а также более подробную характеристику свойств скоплений полезного ископаемого, включая определение изменчивости содержания (коэффициент вариации) по пробам или композитам и фрактальную размерность объектов [Иванов, Кушнарев, 2021; Иудин, Колосов, 2012; Кушнарев и др., 2020].

В типизации используется привычное деление на группы сложности и морфологические типы оруденения. В ней учитывается масштаб объектов в форме производительности горнодобывающего предприятия.

Подходы, предлагающие использовать в качестве объекта оценки рудные объемы недр, отрабатываемые горнодобывающим предприятием за определенный срок, изложены в ряде работ отечественных и зарубежных авторов [Александрова, Куликов, 2020; Коткин и др., 2009; Abzalov, 2016; Coombs, 2008]. Календарный год — максимальный срок, на котором базируется отчетность предприятия, в том числе по финансово-экономическим показателям. Наиболее важна из них безубыточность работ за рассматриваемый период. Представляется, что именно это условие с позиций точности определения содержания золота должна обеспечивать выбранная разведочная сеть.

Типизация ориентирована на выбор параметров сети для категории C_1 , которую можно рассматривать как базовую относительно запасов других

категорий. Запасы категории В формально не требуются для месторождений 3- и 4-й групп сложности, а запасы категории C_2 играют ограниченную роль при оценке объектов на стадии разведки. Можно отметить, что запасы категории C_2 соответствуют ресурсам категории inferred в отчетах шаблона КРИРСКО, где они полностью не учитываются при геолого-экономической оценке [Александрова, Куликов, 2020; Australasian..., 2012].

В практике проведения геологоразведочных работ шаг сети для запасов категории В принимается в 2 раза меньше по сравнению с шагом для категории C_1 ; для категории C_2 он может быть увеличен в 2 раза.

В предлагаемой типизации принимается во внимание различие морфологических типов оруденения и характерной для них фрактальной размерности Хаусдорфа (D), которая рассматривается как один из классификационных признаков.

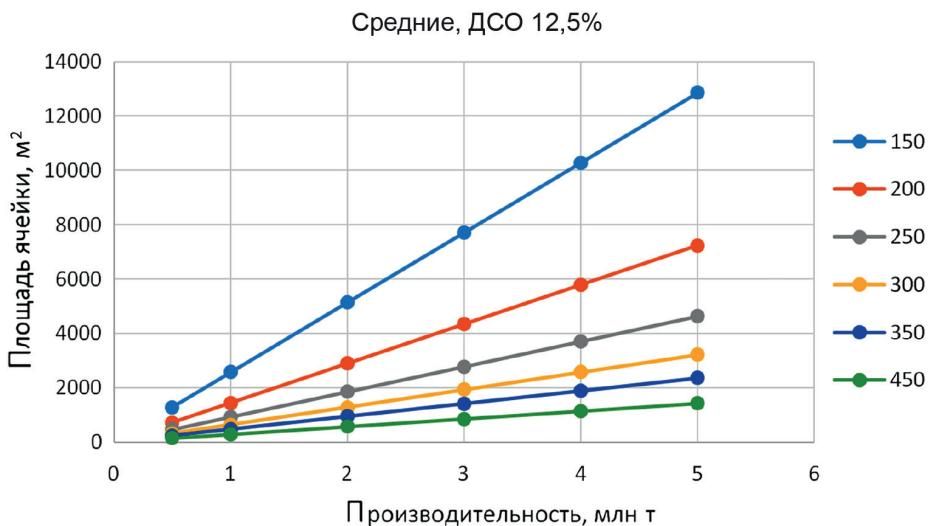
Теоретические основы фрактальной геометрии приложимы к геологическим явлениям, результаты оценки которых зависят от шкалы или базы измерений. В общем случае задача сводится к нахождению размерностей или пропорций, описывающих эту взаимосвязь [Горянинов, Иванюк, 2001; Иванов, Кушнарев, 2021; Иудин, Колосов, 2012]. Сущность практического использования выявленных закономерностей состоит в возможности прогноза показателей, интересующих исследователя, для любых условий измерений. Ведущая характеристика при этом анализе — фрактальная размерность объекта. Значения фрактальной размерности рудных тел для золоторудных месторождений разных масштаба и морфологических типов определены в работе [Иванов, Кушнарев, 2021]; эти величины использованы в предлагаемой типизации.

Исследование изменчивости геологоразведочных параметров — обязательный элемент характеристики свойств месторождения и сложности его строения. Вместе с тем в практике расчетов часто используются выборки, в которых характеристика содержания дается применительно к разведочным пересечениям. Такие выборки неоднородны по геометрической базе (по длине интервалов), в связи с чем получаемые оценки дисперсии и значения коэффициента вариации несостоительны, и их нельзя использовать в дальнейшем для решения задач определения геометрии разведочной сети.

В предлагаемой типизации используется оценка степени изменчивости содержания золота по пробам или композитам равной длины.

Для расчета параметров разведочной сети с позиций *точности оценки среднего содержания* в работе [Кушнарев, 2019] был предложен алгоритм, основные положения которого характеризуются ниже. Погрешность оценки среднего содержания или доверительный интервал (Δ) в соответствии с правилами математической статистики [Вентцель, 1964] оценивается по формуле

Рис. 1. Номограмма для определения площади ячейки сети для категории C_1 при допустимом стандартном отклонении 12,5% (средние по масштабу месторождения)



$$\Delta = t_a V / \sqrt{N}, \quad (1)$$

где t_a — значение критерия Стьюдента при доверительной вероятности a ; V — значение коэффициента вариации содержания золота, %; N — объем выборки.

В случае, если допустимая погрешность оценки задана, можно вычислить необходимое число наблюдений N по формуле

$$N = (t_a V / \Delta_{\text{доп}})^2. \quad (2)$$

Для удобства расчетов при $t_a = 1$ величина доверительного интервала заменяется допустимым относительным стандартным отклонением $S_{\text{доп}}$, в результате чего формула (2) приобретает вид $N = (V/S_{\text{доп}})^2$.

Вычисленное число наблюдений относится к блоку, сопоставимому по запасам руды с производительностью предприятия на определенный период. Принимается, что для запасов категории C_1 он составляет 1 год. Затем вычисляются объем блока, приходящийся на одну пробу и, с учетом длины пробы, площадь ячейки сети. Конкретные размеры

сторон ячейки предлагается вычислять отдельно с учетом ожидаемой анизотропии объекта.

Возможность эффективного использования формул математической статистики для оценки точности определения среднего содержания в условиях распределений, отличающихся от нормального, подтверждена в работе Ю.Т. Усикова [Усиков, 1988] при наличии большого числа наблюдений (≥ 50).

Реализация этого алгоритма требует задания допустимого относительного стандартного отклонения (ДСО). Фактические значения этого показателя были установлены на уже разведенных месторождениях разного масштаба, запасы которых подсчитаны по категории C_1 [Кушнарев, 2021]. По результатам этих исследований можно принять, что допустимое стандартное отклонение составляет 10% для крупных и уникальных по запасам месторождений, 12,5% для средних месторождений, 15% для мелких месторождений (преимущественно 4-я группа сложности).

Корректировку параметров сети можно выполнять по вспомогательным графикам-номограммам

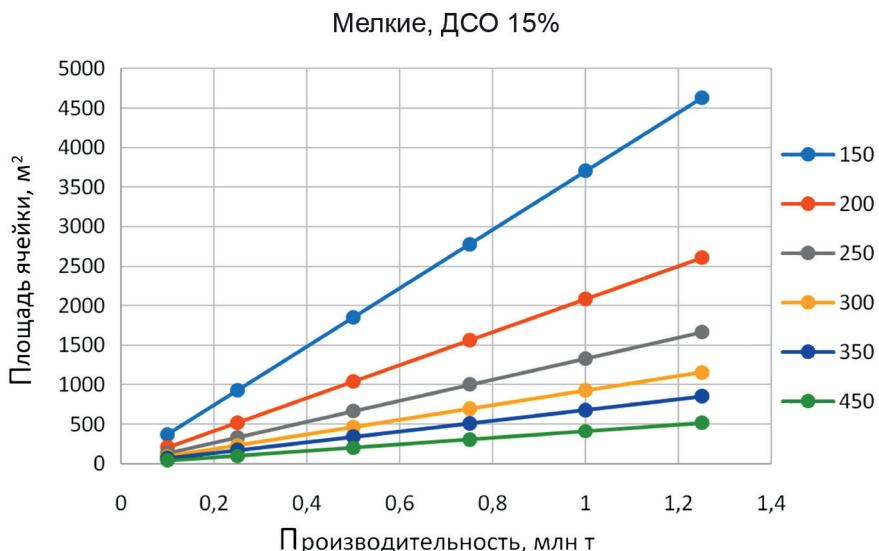


Рис. 2. Номограмма для определения площади ячейки сети для категории C_1 при допустимом стандартном отклонении 15% (мелкие по масштабу месторождения)

Таблица 1

Типизация золоторудных месторождений для целей разведки запасов категории С₁

Группа	Масштаб, запасы руды, млн т руды	A, млн т/год	Морфологический тип	D	Коэффициент вариации по пробам			
					1,5	1,5–2,5	2,5–3,5	более 3,5
2	Уникальные и крупные, более 250	более 15	штокверки	1,4–1,6	15000	7500	3500	–
			минерализованные жильно-прожилковые зоны	1,3–1,4	16000	8000	4000	–
			залежи прожилково-вкрапленных руд	1,1–1,3	18000	10000	5000	–
	Крупные, 100–250	5–15	штокверки	1,4–1,6	8000	4000	2500	–
			минерализованные жильно-прожилковые зоны	1,3–1,4	10000	5000	3000	–
			залежи прожилково-вкрапленных руд	1,1–1,3	12000	6000	3000	–
3	Средние, 20–100	1,5–5	жилы простого строения	1,1–1,2	10000	5000	2500	–
			штокверки	1,4–1,6	6000	3000	2000	–
			минерализованные жильно-прожилковые зоны	1,3–1,4	6000	3500	2500	–
			залежи прожилково-вкрапленных руд	1,1–1,3	6000	3500	2500	–
			жилы простого строения	1,1–1,25	5000	3000	2000	–
	Мелкие, 5–20	0,5–1,5	жилы сложного строения	1,25–1,5	4000	2500	1500	–
			минерализованные жильно-прожилковые зоны	1,3–1,4	2500	1200	800	500
			залежи прожилково-вкрапленных руд	1,1–1,3	2500	1200	800	500
			жилы простого строения	1,1–1,3	2500	1200	800	500
			жилы сложного строения	1,3–1,4	2000	1000	600	400
4	Весьма мелкие, менее 5	менее 0,5	трубообразные тела	1,0–1,2	2500	1200	800	500
			минерализованные жильно-прожилковые зоны	1,3–1,5	1500	800	600	400
			залежи прожилково-вкрапленных руд	1,1–1,3	1500	800	600	400
			жилы простого строения	1,1–1,3	1500	800	600	400
			жилы сложного строения	1,3–1,5	1200	600	400	300
			трубы и трубообразные тела	1,0–1,2	1500	800	600	400

(рис. 1, 2), на которых цветными линиями показаны значения коэффициента вариации.

Результаты оценки площади ячейки отражены в предлагаемой типизации в табл. 1. Типизация использует показатели, достаточно просто определяемые на ранних стадиях работ по фактическим данным или на основе аналогии. Можно отметить, что в сравнении с группировкой, предложенной в Методических рекомендациях [Методические..., 2007], она более гибко реагирует на изменение степени изменчивости содержания золота и имеет более четкие градации по масштабам изучаемых объектов. Кроме того, она позволяет осуществлять выбор параметров сети для отдельных частей месторождения, отличающихся степенью изменчивости и условиями отработки.

Для подтверждения эффективности алгоритма расчета параметров сети, положенного в основу предлагаемой типизации, выполнены исследования на месторождениях, относительно недавно проходивших госэкспертизу в ГКЗ Роснедра. Для ряда из них квалификация запасов по имеющейся разведоч-

ной сети была далеко не однозначной. Результаты исследований приведены в табл. 2.

Месторождение Карабльеем, находящееся в Чукотском АО, отрабатывается подземным способом с 1995 г. как жильный объект (ЖТ) золотокварцевой формации. К настоящему времени на нем проведена доразведка, выявившая новый морфологический тип оруденения — прожилково-жильные рудные тела (ПЖрт), характеризующийся повышенной мощностью, но малыми размерами по простирианию и ширине. Проведенные расчеты показали, что точность оценки содержания в $\pm 15\%$ в блоках, сопоставимых с годовой производительностью рудника, может обеспечиваться разведочной сетью 25×20 м для жильных тел и 20×15 м для прожилково-жильных рудных тел.

На проявлении Золотая Речка (Тенькинский район, Магаданская область) были проведены поисково-оценочные работы, по результатам которых зоны минерализации, изученные бурением по сети 100×50 м, были отнесены к прогнозным ресурсам категории Р₁. Расчеты показывают, что запасы ка-

Таблица 2

Примеры расчета параметров сети для категории C_1 для ряда месторождений

Объект	$S, \%$	$A, \text{млн т}$	ОМ	Объем, м^3	$L, \text{м}$	$S_{\text{об}} \text{м}^2$	$V, \%$	$N, \text{шт}$	$S_{\text{яч}} \text{м}^2$	$a \times b, \text{м}$
Каральвеем ЖТ	15	0,400	2,7	148148	0,5	296296	367	599	495	25×20
Каральвеем ПЖрт	15	0,400	2,7	148148	0,7	211640	407	735	289	20×15
Золотая речка	12	1,0	2,65	377358	2,0	188679	120	100	1887	60×30
Кундуими	15	0,15	2,7	55556	0,7	79366	152	102	778	40×20
Дражное	15	0,7	2,72	257353	0,8	321691	385	660	489	25×20
Угахан	12	2,2	2,7	814815	0,9	905345	187	243	3726	75×50
Западное	12	1,6	2,7	592592	0,9	658436	185	237	2778	50×50
Гора Рудная	15	0,78	2,7	288889	0,77	375180	192	164	2316	60×40
Озерновское	15	0,53	2,53	209486	0,55	308088	218	211	993	40×25

Примечания. Принятые обозначения: S — допустимая погрешность оценки; A — годовая производительность предприятия; ОМ — объемная масса; L — длина пробы в пересчете на истинную; $S_{\text{об}}$ — общая мощность блока применительно к длине пробы; V — коэффициент вариации; N — необходимое число проб на блок годовой производительности; $S_{\text{яч}}$ — площадь разведочной ячейки; a, b — стороны разведочной ячейки при оптимальном удлинении.

терии C_1 (при погрешности $\pm 12\%$) могут быть получены при плотности разведочной сети $60 \times 30 \text{ м}$. В этих условиях сеть для категории C_2 может быть принята равной $120 \times 60 \text{ м}$, что вполне соответствует уже имеющейся.

На месторождении Дражное расчетная площади ячейки сети оказалась почти в 2 раза меньше, чем фактическая. Это расхождение объясняется довольно высоким коэффициентом вариации содержания по сравнению с другими объектами.

В целом результаты расчетов, за некоторыми исключениями, показали достаточно хорошую сходимость по рекомендуемым параметрам разведочной сети с фактически принятыми для разведки месторождения.

Выбранные на основе типизации параметры разведочной сети требуют корректировки с учетом второго критерия разведенности запасов — ошибок геометризации, т. е. ошибок в определении пространственного положения оруденения. Необходимость использования этого критерия обсуждалась в литературе [Викентьев и др., 1979; Иванов, Кушнарев, 2019; Каждан, 1974; Коткин и др., 2009]. На основе обобщения опыта разведки рудных месторождений установлено, что для запасов категории C_1 допустимая величина ошибок геометризации в сечениях может составлять 30–50%. Вместе с тем сложность применения этого критерия была связана с тем, что для определения ошибок при разном шаге сети использовался эмпирический метод разрежения, требующий наличия участков детализации, на которых морфология рудных тел изучена с исчерпывающей полнотой.

В работе В.А. Викентьева с соавторами [1979] показано, что ошибка геометризации в сечении или разрезе теоретически может быть определена исходя из его размера (средней длины) по какому-либо направлению с учетом шага сети:

$$\delta(A) = 100 \cdot A / 4L, \% \quad (3)$$

где A — шаг сети по заданному направлению, L — средние размеры объекта по данному направлению.

Вместе с тем и в этом случае требовалось априорное знание средних размеров объекта.

В последнее время появились новые возможности для оценки этого параметра, а также ошибок геометризации на ранних стадиях работ. С этой целью могут быть реализованы два подхода: 1) с использованием фрактальной размерности объектов, 2) с использованием вариограмм индикаторов.

Применение принципов фрактальной геометрии для оценки ошибок геометризации можно пояснить на примере месторождения, на котором форма рудных тел изучена по относительно редкой разведочной сети, шаг которой по падению составляет $35-40 \text{ м}$ (рис. 3). Установлено также, что месторождение относится к морфологическому типу минерализованных зон, фрактальная размерность D для которых составляет в среднем 1,35 (табл. 1). В результате изучения морфологии рудных тел по разведочному контуру на разрезе определено, что их средняя длина составляет $59,3 \text{ м}$. Для вычисления этого параметра использована палетка, ориентированная по падению рудного тела.

Предполагается, что при отработке открытым способом максимально плотная сеть скважин буровзрывных работ, по которой будет оцениваться «истинная» форма рудного тела, составит $5 \times 5 \text{ м}$. Таким образом, ставится задача прогноза средней «истинной» длины рудного тела при данной плотности конечной сети наблюдений.

Для решения этой задачи вычисляется величина поправочного коэффициента, позволяющего привести фактические замеры по разведочному контуру к «истинным» размерам тел:

$$K_{\text{поп}} = D^{0,25 \cdot A/a}, \quad (4)$$

где D — фрактальная размерность; A — шаг сети, для которой определяется ошибка геометризации; a — шаг предельно плотной сети.

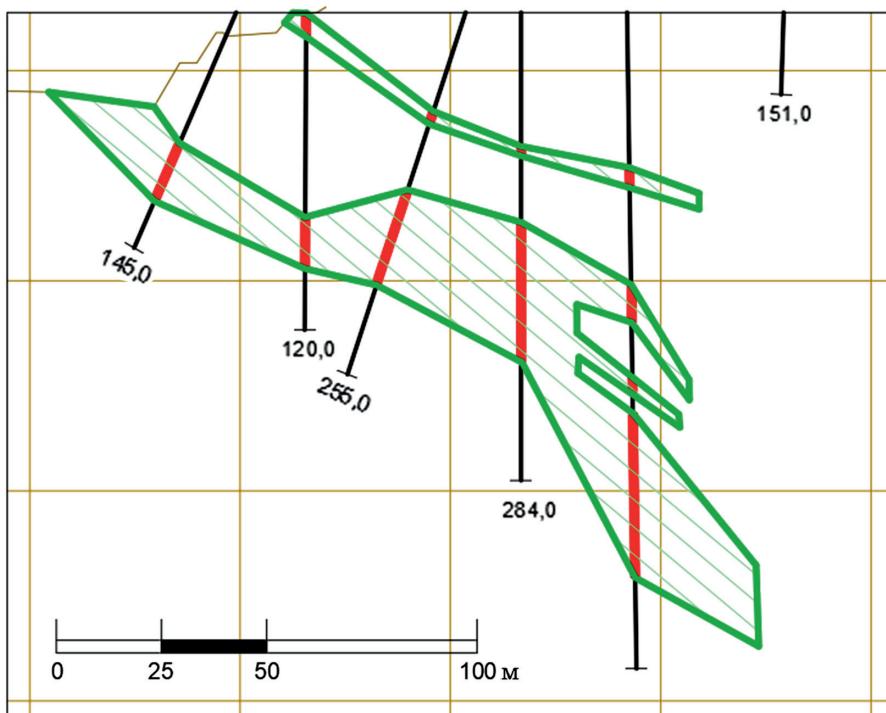


Рис. 3. Форма рудных тел в разрезе по данным геологоразведочных работ при шаге сети 35–40 м

«Истинная» длина рудного тела по заданному направлению определяется из выражения

$$L_{\text{ист}} = L_{\text{факт}} / K_{\text{попр}}. \quad (5)$$

Для приведенного примера величина поправочного коэффициента составит

$$K_{\text{попр}} = 1,35^{0,25 \cdot 40 / 5} = 1,35^2 = 1,8.$$

Таким образом, ожидаемая истинная длина рудного тела $L_{\text{ист}}$ по падению будет равна $L_{\text{ист}} = 59,3 / 1,8 = 33$ м.

Ошибка геометризации $\delta(A)$ вычисляется по аналитическому выражению (3):

$$\delta(A) = 100 \cdot 40 / 4 \cdot 33 = 30,3\%.$$

Можно заключить, что ошибка геометризации для шага 40 м по падению в этом случае составит 30,3%, что вполне удовлетворяет требованиям к оконтуриванию запасов категории C_1 .

Вариограммы индикатора для оценки ошибок геометризации можно применять на разведываемых и эксплуатируемых месторождениях, в том числе на участках, различающихся по морфологическим свойствам оруденения. Этот подход использует «геометрическую» природу вариограммы и широко применяется зарубежными специалистами [Александрова, Куликов, 2019; Давид, 1980; Abzalov, 2016; Coombs, 2008] для квалификации запасов по уже созданной разведочной сети.

Индикация означает нелинейное преобразование исходных данных, при котором значения содержания, попадающие в границы рудного тела, получают индекс 1, а безрудные и некондиционные пробы — индекс 0. Таким образом, значения индикатора в ячейках блочной модели характеризуют

вероятность наличия оруденения в этих точках пространства. Преимущества использования индикаторных моделей заключаются в том, что они учитывают размеры рудных образований при разных значениях бортового содержания. Пример вычисления вариограммы индикатора по одной из золоторудных залежей при бортовом содержании 0,4 г/т приведен на рис. 4.

Предел корреляции, или зона влияния вариограммы, в данном случае составляет около 40 м. Это значение можно рассматривать как средний размер залежи по выбранному направлению. В этом случае величина ошибки геометризации при шаге сети 40 м в соответствии с выражением (3) будет равна 25%, что также удовлетворяет требованиям к запасам категории C_1 . Возможности широкого использования такого приема ограничиваются имеющимися параметрами разведочной сети, часто недостаточной для уверенного построения вариограммы.

В целом опыт применения изложенных подходов показывает, что ведущее значение при определении плотности разведочной сети имеет оценка точности определения среднего содержания.

Заключение. Выбор параметров разведочной сети для разных категорий запасов должен базироваться на изучении морфологии оруденения, его масштабов и изменчивости геологоразведочных параметров, особенно значений содержания полезного компонента. Каждый из этих факторов требует количественной оценки.

Обоснование разведочной сети, особенно на ранних стадиях геологоразведочных работ, традиционно основано на группировке месторождений по сложности геологического строения, которая в настоящее время требует корректировки на основе

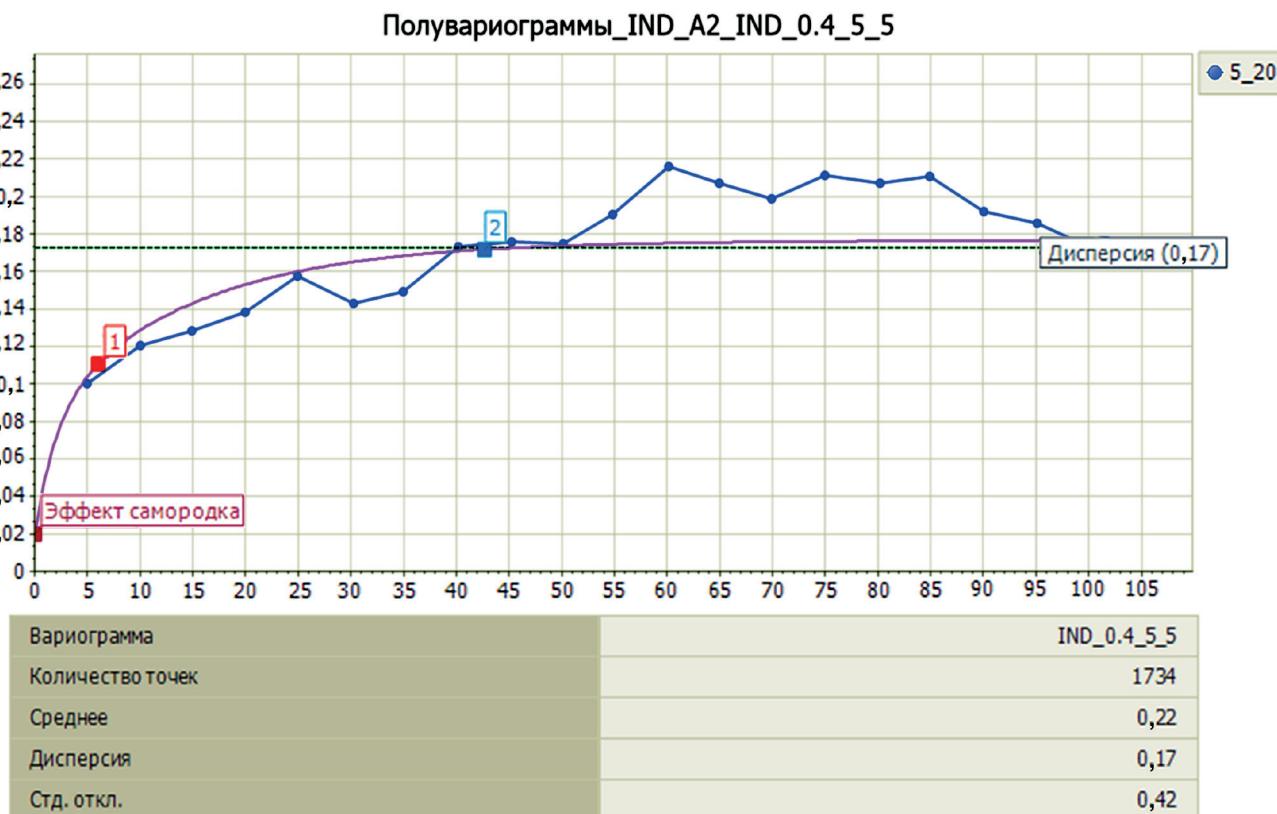


Рис. 4. Вариограмма индикатора по залежи А2 при бортовом содержании 0,4 г/т

использования критериев разведанности — точности оценки запасов и ошибок геометризации.

Классификационными признаками предлагаемой типизации золоторудных месторождений служат масштаб объекта в виде годовой производительности предприятия, морфологический тип в сочетании с определением фрактальной размерности, а также изменчивость содержания полезного компонента, определяемая по пробам равной длины или по композитам.

Допустимые значения погрешности оценки среднего содержания, определенные с учетом фактических данных для запасов категории C_1 , можно принять равными:

- для крупных и уникальных по запасам месторождений — 10%;
- для средних месторождений — 12,5%;
- для мелких месторождений (преимущественно 4-я группа сложности) — 15%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова А.Е., Куликов Д.А. Методы классификации запасов за рубежом // Недропользование XXI век. 2019. № 2. С. 34–42.

Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.: Наука, 1964, 576 с.

Викентьев В.А., Воронцов В.А., Кушнарев П.И., Яковский П.П. О свойствах ошибок геометризации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 2. С. 96–107.

Горянин П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. М.: ГЕОС, 2001. 311 с.

Давид М. Геостатистические методы при оценке запасов руд. М.: Недра, 1980. 360 с.

Рассчитанные значения площади ячеек сети приведены в типизации; размеры сторон ячейки определяются с учетом анизотропии формы рудных тел.

Оценка ошибок геометризации на ранних стадиях геологоразведочных работ затрудняется отсутствием участков детализации. В этих условиях корректировку выбранной сети по этому критерию можно проводить с использованием положений фрактальной геометрии, позволяющих выполнять расчеты ошибок на основе аналитических выражений. Второй способ оценки ошибок геометризации в условиях ограниченной информации о форме рудных тел заключается в использовании вариограмм индикаторов.

Предложенные типизация и алгоритмы расчетов позволяют корректнее определять рациональные параметры разведочной сети для получения запасов категории C_1 в различных конкретных ситуациях в зависимости от свойств изучаемого объекта.

Иванов С.Н., Кушнарев П.И. Оценка разведенности запасов твердых полезных ископаемых // Недропользование XXI век. 2019. № 2 (78). С. 82–92.

Иванов С.Н. Кушнарев П.И. Фрактальная геометрия при решении задач разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых // Разведка и охрана недр. 2021. № 2. С. 32–38.

Иудин Д.И., Колосов Е.В. Фракталы: от простого к сложному. Н. Новгород: ННГАСУ, 2012. 200 с.

Каждан А.Б. Методологические основы разведки полезных ископаемых. М.: Недра, 1974. 272 с.

Классификация запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М.: МПР, 2006. 6 с.

Коткин В.А., Малухин Г.Н., Мельникова А.В. и др. Количественная оценка точности и достоверности разведанных запасов месторождений твердых полезных ископаемых // Недропользование XXI век. 2009. № 1. С. 29–33.

Кушинарев П.И. Обоснование геометрии разведочной сети и квалификация запасов (на примере золоторудных месторождений) // Недропользование XXI век. 2019. № 5. С. 32–37.

Кушинарев П.И. Анализ погрешностей оценки запасов золоторудных месторождений // Разведка и охрана недр. 2021. № 4. С. 25–30.

Кушинарев П.И., Лазарев А.Б. Объекты оценки сложности геологического строения месторождений твердых полезных ископаемых // Разведка и охрана недр. 2021. № 5. С. 28–32.

Кушинарев П.И., Сытенков В.Н., Чичерина А.Г. Применение методов фрактальной геометрии для оценки потерь и разубоживания при разработке месторождений

сложного строения // Рациональное освоение недр. 2020. № 5. С. 64–72.

Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Золото рудное. М.: ГКЗ, 2007. 68 с.

Усиков Ю.Т. Достоверность геологической разведочной информации М.: Недра, 1988. 122 с.

Abzalov M. Applied mining geology // Springer Intern. Publ. Switzerland, 2016. 448 p.

Australasian code for reporting of exploration results, mineral resources and ore reserves. the JORC code 2012 edition. Prepared by the joint ore reserves committee of the Australasian Institute of mining and metallurgy, Australian Institute of geosci. and minerals Council of Australia (JORC), 2012. 44 p.

Coombs J. The art and science of resource estimation. A practical guide for geologists and Engineers. Australia, Pert, 2008. 231 p.

Статья поступила в редакцию 28.02.2022,
одобрена после рецензирования 09.03.2022,
принята к публикации 31.08.2022

УДК 550.8.01. 550.85

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ТИПОВ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ И ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА ПО ГЛУБИНЕ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Кирилл Владимирович Сыромятников¹, Руслан Рустемович Габдуллин^{2✉}

¹ Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия;
Sykirv@gmail.com, <https://orcid.org/my-orcid?orcid=0000-0001-8798-4425>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
Gabdullin@fgp.msu.ru

Аннотация. Продемонстрированы возможности методов статистического анализа на примере изучения современных донных осадков западной части Баренцева моря. В результате проведения кластерного и дисперсионного анализов установлены закономерности распределения гранулометрических типов современных донных осадков и концентрации в них органического углерода с глубиной в пределах сублиторальной и батиальной зон моря. На основании полученных результатов сделан вывод о том, что распределение осадков по размерности обусловлено механической дифференциацией осадочного материала по мере его транспортировки морскими течениями, а также расстоянием от основных источников сноса — Новой Земли, Кольского п-ова и Шпицбергена. При этом аккумуляция органического углерода в донных осадках была связана с особенностями распределения сообществ морских организмов в пределах рассмотренных фациальных зон. Высокое содержание органического углерода в батиальной зоне моря было связано с увеличением здесь первичной продуктивности, а также с переносом морскими течениями накопленного биогенного материала литоральной и сублиторальной зон в сторону батиали.

Ключевые слова: донные осадки Баренцева моря, фации Баренцева моря, дисперсионный анализ, кластерный анализ, гранулометрические типы осадков, западная часть Баренцева моря

Для цитирования: Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Закономерности распределения гранулометрических типов современных донных осадков и органического углерода по глубине в западной части Баренцева моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 51–61.

REGULARITIES OF DISTRIBUTION OF PARTICULATION TYPES OF MODERN BOTTOM SEDIMENTS AND ORGANIC CARBON BY DEPTH IN THE WESTERN PART OF THE BARENTS SEA

Kirill V. Syromyatnikov¹, Ruslan R. Gabdullin^{2✉}

¹ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia;
Sykirv@gmail.com, <https://orcid.org/my-orcid?orcid=0000-0001-8798-4425>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Gabdullin@fgp.msu.ru

Abstract. In this article, the possibilities of statistical analysis methods were demonstrated on the example of studying modern bottom sediments in the western part of the Barents Sea. As a result of cluster and dispersion analyses, regularities in the distribution of granulometric types of modern bottom sediments and organic carbon dissolved in them with depth within the sublittoral and bathyal zones of the sea were established. Based on the results obtained, it was concluded that the size distribution of sediments was due to the mechanical differentiation of sedimentary material as it was transported by sea currents, as well as the distance from the main sources of drift — Novaya Zemlya, the Kola Peninsula and Svalbard. At the same time, the accumulation of organic carbon in bottom sediments was associated with the peculiarities of the distribution of communities of marine organisms within the considered facies zones. The high content of organic carbon in the bathyal zone of the sea was associated with an increase in primary productivity here, as well as with the transfer by sea currents of the accumulated biogenic material of the littoral and sublittoral zones towards the bathyal.

Key words: bottom sediments, sediments of the Barents Sea, facies of the Barents Sea, analysis of variance, cluster analysis, granulometric types of sediments, western part of the Barents Sea

For citation: Syromyatnikov K.V., Gabdullin R.R. Regularities of distribution of particulation types of modern bottom sediments and organic carbon by depth in the western part of the Barents sea. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 4: 51–61. (In Russ.).

Введение. Исследование процессов седиментации в морях и океанах необходимо проводить на основе изучения химического, минерального и гранулометрического состава осадков, сформи-

ровавшихся в различных фациальных условиях. При этом количество данных для всестороннего изучения процесса осадконакопления обычно ограничено. В этом случае на помощь приходят методы

статистического анализа, которые позволяют проводить детальные исследования с использованием относительно небольшого количества признаков, рассматриваемых при описании осадков различных фациальных обстановок. Например, нами на основе проведения кластерного и дисперсионного анализов была обнаружена закономерность распределения гранулометрического состава современных донных осадков и концентрации в них органического углерода для западной части Баренцева моря в зависимости от глубины морского бассейна. При изучении морских фаций исследуемого региона были проанализированы такие факторы, как удаленность от береговой линии основных источников сноса осадочного материала, глубина морского бассейна и характер распределения живых организмов. Благодаря новым данным, полученным с помощью при-

менения статистических анализов, удалось выявить главные особенности процесса осадконакопления для западной части Баренцева моря на количественном уровне. На основе обнаруженной зависимости размерности осадков и сконцентрированного в них органического углерода от глубины морского бассейна стало возможно оценить их соотношение в пределах рассмотренных фациальных зон этого региона.

Баренцево море — окраинное море Северо-Ледовитого океана. Оно ограничено северным побережьем Европы и архипелагами Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля (рис. 1). Баренцево море расположено в пределах материковой отмели. Максимальная глубина моря составляет 600 м. У поверхностных течений морского бассейна наблюдается круговорот против часовой стрелки.

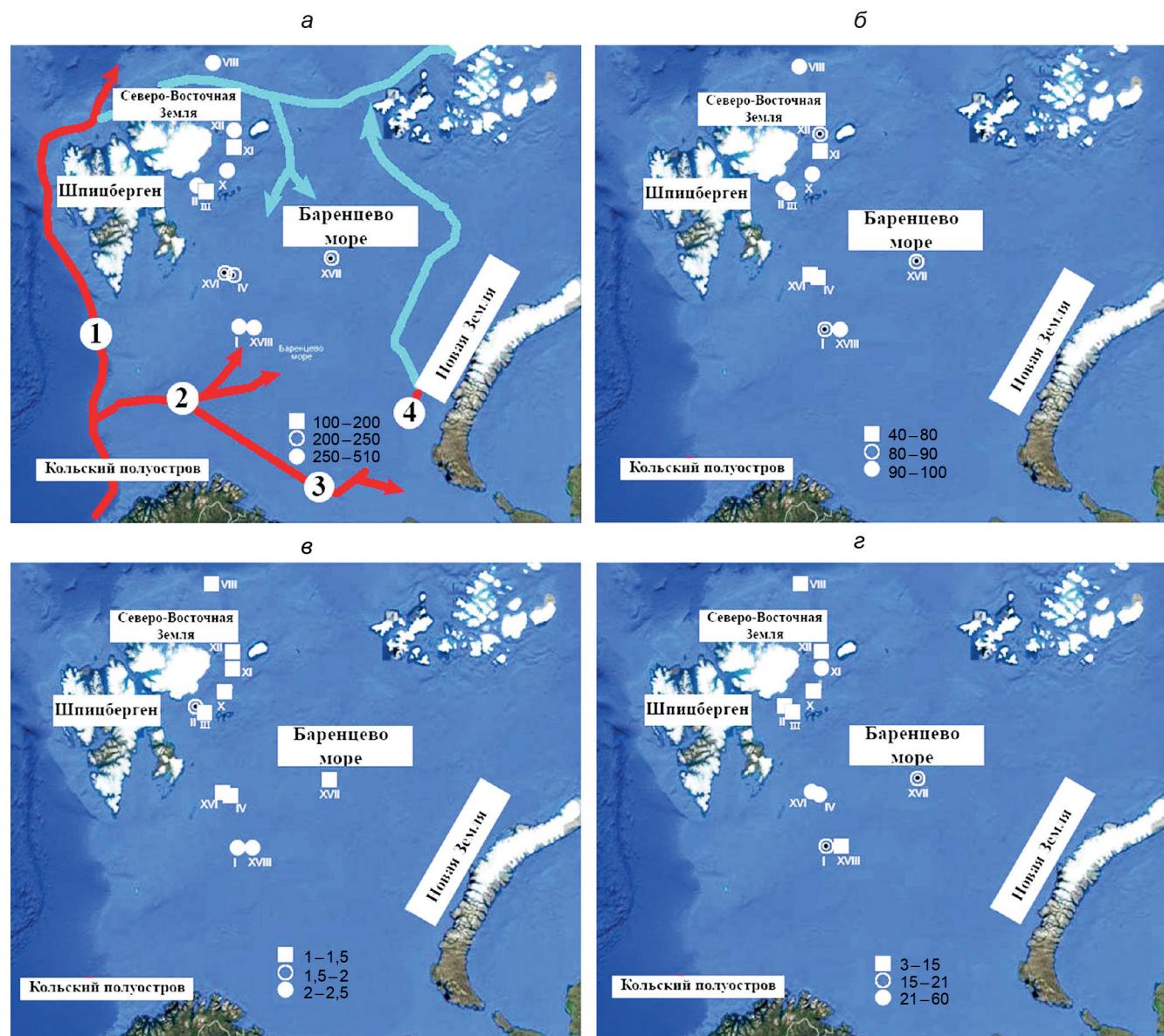


Рис. 1. Схематическая карта расположения исследуемых станций (табл. 1). Схематично показано направление течений: 1 — Шпицбергенское течение; 2 — Нордкапское течение; 3 — Мурманское течение; 4 — Новоземельское течение. Приведены данные для каждой станции: а — глубина; б — содержание суммы глинистой и алевритовой фракций; в — среднее содержание органического углерода; г — содержание суммы гравийной и песчаной фракции

Таблица 1

Положение исследуемых станций и способы отбора проб, по [Carroll et al., 2008]

Стан- ции	Широта, долгота	Место отбора проб	Пробо- отбор- ник	Глуби- на, м	Пелит+ алеврит (0–1 см), %	Гравий+ песок (0–1 см), %	$C_{\text{орг.макс}}$ (0–10 см), %	$C_{\text{орг.мин}}$ (0–10 см), %	$C_{\text{орг.ср}}$ (0–10 см), %
I	75°40, 30°10	Желоб острова Надежды	MC	345	80	20	2.38	1.92	2.15
II	79°03, 25°37	Южная часть Земли Короля Карла		320	94	6	1.61	1.45	1.53
III	79°01, 25°46	Окончание трога Эрика Эрикссона		198	92	8	1.39	1.19	1.29
IV	77°01, 29°29	Банка Хопен		222	54	46	1.4	1	1.2
VIII	81°20, 27°19	Северная часть Квитейского трога		503	97	3	1.62	1.32	1.47
X	79°22, 28°42	Северная часть Земли Короля Карла		303	94	6	1.32	1.13	1.225
XI	79°49, 29°44	Северо-восточная часть Земли Короля Карла		195	67	33	1.25	1.02	1.135
XII	80°09, 29°36	Центральная часть Квитейского трога	BC	286	86	14	1.54	1.3	1.42
XVI	77°05, 28°33	Северная часть котловины Хопен	MC	206	42	58	1.45	1.45	1.45
XVII	77°26, 40°18	Восточный Сторбанкен	BC	208	81	19	1.28	0.95	1.115
XVIII	75°40, 31°49	Желоб острова Надежды	BC	340	97	3	2.61	2.25	2.43

Примечания. Способы отбора проб: МС — мультикорер, ВС — бокс-корер, а также содержание в % от суммы пелита и алеврита, сумма гравия и песка, в интервале от 0 до 1 см. Содержание $C_{\text{орг.макс}}$ — максимальное содержание органического углерода в осадках, в интервале от 0 до 10 см; $C_{\text{орг.мин}}$ — минимальные содержания органического углерода в осадках в интервале от 0 до 10 см; $C_{\text{орг.ср}}$ — среднее содержание органического углерода в осадках в интервале от 0 до 10 см.

Для северной и западной частей морского бассейна характерен круговорот местных и арктических вод Карского моря и Северного Ледовитого океана. В центральной части моря существует система круговых течений. В южной и восточной периферии моря воды движутся на восток и север. При этом теплые атлантические воды Нордкапского течения движутся с юга по восточной периферии в сторону восточной и северной частей моря. Влияние этого течения характерно вплоть до северных берегов Новой Земли (рис. 1, а).

Отметим, что Баренцево море богато растительным и животным планктоном, а также бентосом и различными видами рыб.

Изучение пространственной и временной изменчивости содержания органического углерода и другого биогенного материала как в вертикальном разрезе, так и на площади Баренцева моря посвящено множество работ [Агатова, 2017; Кодрян и др., 2017; Политова и др., 2019; Pogodina, 1994; Reigstad et al., 2008; Romankevich, 2004; Romankevich et al., 2017; Vetrov et al., 2006; Wassmann et al., 2006; Wassmann, Slagstad, 1993]. Кроме того, в водах и донных осадках Баренцева моря проанализировано содержание углеводородов [Немировская, 2020]. Как известно,

концентрация $C_{\text{орг}}$ в осадках связана с разложением накопленного в них органического вещества. В современных отложениях западной части Баренцева моря биогенный материал в основном сформировался благодаря жизнедеятельности морских организмов. В некоторых научных исследованиях приводятся подробные данные о распределении планктонных и бентосных сообществ в Баренцевом море [Carroll et al., 2008a, b; Hodal, Kristiansen, 2008; Piepenburg et al., 1995; Renaud et al., 2008].

Исследование гранулометрических типов осадков и процессов седиментогенеза для различных фациальных обстановок Баренцева моря проведено ранее в работах [Алексеева и др., 2020; Гуревич, 2002; Котенев, 1979; Лаврушин и др., 1990; Левитан и др., 2007; Система..., 2021; Тарасов, 1988; Zaborska et al., 2008]. В дополнение к этому отметим, что в работе [Маслов и др., 2020] выполнен детальный анализ редких и рассеянных элементов в современных донных осадках Баренцева моря.

Изучение распределения гравийно-песчаных, пелито-алевритовых осадков, а также концентрации в них $C_{\text{орг}}$ (табл. 1, рис. 1) в западной части Баренцева моря позволяет сделать вывод о их закономерном распределении по глубине. При этом в

литоральной и сублиторальной зонах наблюдается широкое распространение гравийно-песчаных осадков, а содержание в них $C_{\text{опр}}$ несколько понижено и увеличивается лишь в сторону батиали. В такой морской обстановке заметно возрастает количество пелитово-алевритовых осадков и резко уменьшается содержание гравийно-песчаных отложений.

Материалы и методы исследований. Пробы современных донных осадков были отобраны с помощью мультикореров и бокс-кореров ($0,25 \text{ м}^2$) на 11 станциях (табл. 1, рис. 1) в направлении с юга на север на участке от 75° до 81° с. ш. в западной части Баренцева моря (рис. 1). Фактическим материалом для проведения исследований послужили данные, приведенные в табл. 1 [Carroll et al., 2008].

Для изучения закономерности распределения гранулометрических типов осадков и концентрации в них $C_{\text{опр}}$ по глубине выполнен кластерный анализ по методу Уорда. Отметим, что исследования с применением кластерного анализа широко используются при изучении различных морских осадков. В частности, в качестве примера можно привести работу по анализу химического состава поверхностного слоя донных осадков Белого моря [Кузьмина и др., 2009]. Как известно, кластерный анализ применяется для разбиения исследуемых объектов по их сходству на однородные группы, или кластеры, с учетом определенных признаков.

При кластерном анализе по методу Уорда выделяются кластеры исследуемых объектов на основе таких показателей, как распределение по глубине суммарного содержания алевритовой и пелитовой, гравийной и песчаной фракций, а также $C_{\text{опр}}$. Метод Уорда предполагает, что изначально каждый кластер состоит из одного объекта. Сначала объединяются два ближайших кластера. Для них определяются средние значения каждого признака и рассчитывается сумма квадратов отклонений:

$$V_l = \sum_i \sum_j (x_{ij} - \bar{x}_{jl})^2,$$

где l — номер кластера; i — номер объекта ($i = 1, 2, \dots, n_l$); n_l — количество объектов в l -м кластере; j — номер показателя ($j = 1, 2, \dots, k$); k — количество показателей, характеризующих каждый объект. В результате объединяются кластеры, соответствующие наименьшему приращению величины V_l .

В качестве меры сходства был применен квадрат евклидова расстояния, который измеряется в условных единицах:

$$\rho_k(x_i, x_j) = \sqrt{\sum_l (x_{il} - x_{jl})^2},$$

где x_i, x_j — координаты i -го и j -го объектов в k -мерном пространстве; $x_{il} - x_{jl}$ — величина l -й компоненты у i -го (j -го) объекта ($l = 1, 2, \dots, k$; $i, j = 1, 2, \dots, n$).

Для изучения тенденции распределения гранулометрических типов осадков и среднего содержания $C_{\text{опр}, \text{ср}}$ по глубине применялся однофакторный дисперсионный анализ — метод ANOVA, проверя-

ющий влияние на зависимую переменную одной независимой переменной [Иванов, 2005].

Метод однофакторного дисперсионного анализа используется в случаях, когда исследуются изменения результативного признака под влиянием изменяющихся условий или градаций какого-либо фактора. Однофакторный дисперсионный анализ применялся ранее при изучении зависимости цвета донных осадков в южной части поднятия Менделеева и на континентальном склоне Восточно-Сибирского моря в зависимости от величины отношения Mn/Al [Левитан и др., 2014]. Кроме того, дисперсионный анализ успешно использовался для исследования взаимоотношений ряда компонентов верхнеплиоценовых отложений в Индийском океане [Сыромятников, Левитан, 2021].

Результаты исследований и их обсуждение. Кластерный анализ суммарного содержания пелитовой и алевритовой фракций по глубине позволил выделить два кластера. Первый включает 8 станций, а второй — 3 станции (табл. 2, 5, рис. 2, 5). При этом для центроида первого кластера характерно среднее содержание суммы пелита и алеврита, равное 90,13%, что отвечает среднему значению глубины 312,9 м, а для центроида второго кластера — 54,33% и 207,7 м соответственно (табл. 2).

Таблица 2

Результаты кластерного анализа по суммарному распределению пелита и алеврита в зависимости от глубины

Кла- стерь	Число об- разцов	%	Центроиды	
			пелит+алеврит, %	глубина, м
1	8	72,7	90,13	312,9
2	3	27,3	54,33	207,7

На дендрограмме, приведенной на рис. 2, видна иерархическая структура группировки образцов по глубине на основе данных о суммарном содержании пелита и алеврита, а также глубины. В этом случае можно рассматривать разделение образцов на два кластера (рис. 2, табл. 2, 3) на основе различия в евклидовом расстоянии, которое приводится в условных единицах (у.е.).

Диаграмма рассеивания (рис. 3) показывает, как группируются исследуемые кластеры на плоскости в зависимости от двух переменных — суммы содержания пелита и алеврита и глубины. Каждый кластер представлен на диаграмме собственным символом и цветом. Из анализа графика следует, что первый кластер объединяет данные с более высокими суммарными значениями содержания пелита и алеврита, которым соответствуют большие значения глубины, а второй — со значительно меньшими суммами содержания пелита и алеврита и меньшей глубиной.

Для более детального изучения распределения пелитово-алевритовых осадков в западной части Баренцева моря был применен однофакторный дисперсионный анализ. Этим методом определяют

Рис. 2. Дендрограмма результатов кластерного анализа распределения суммы пелита и алеврита в зависимости от глубины

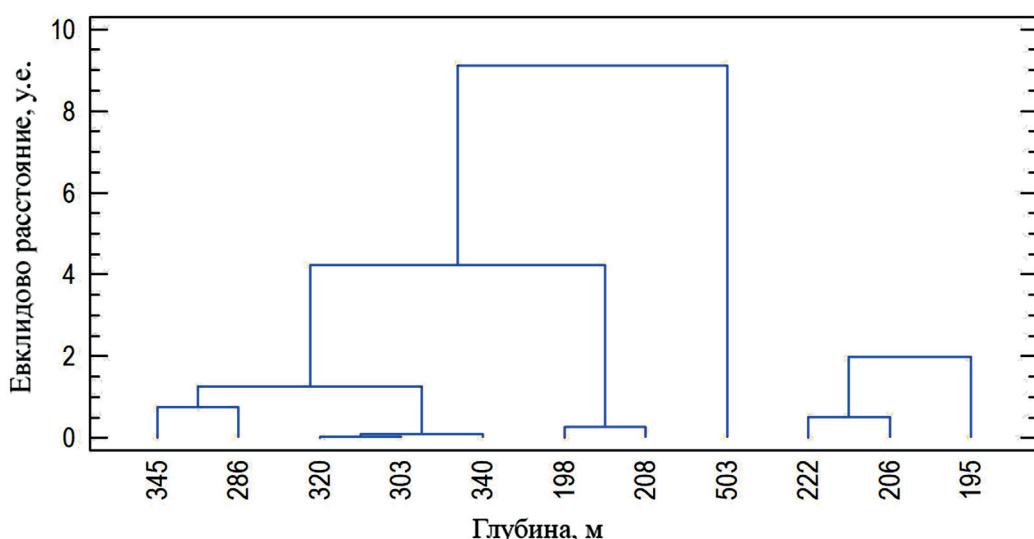
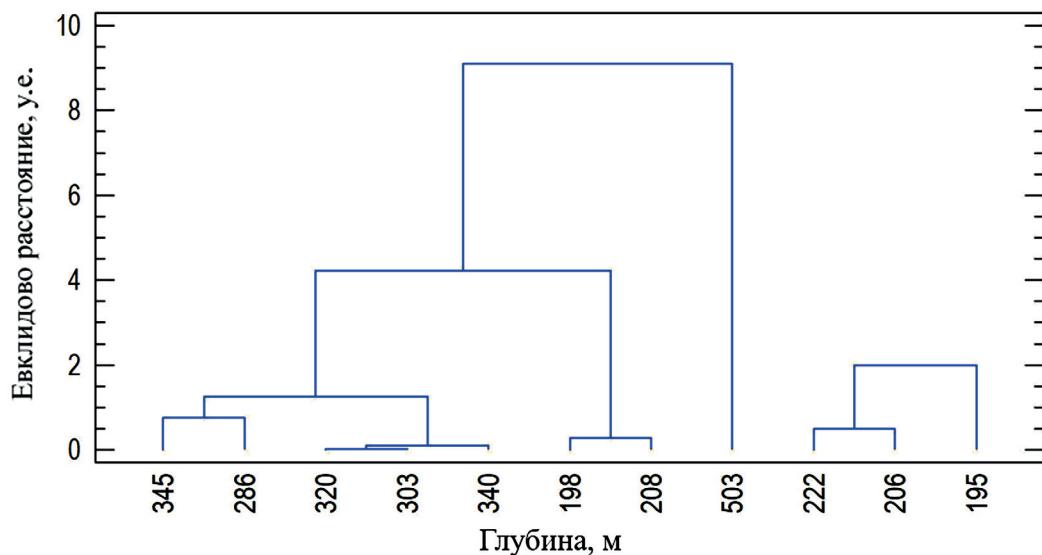


Рис. 3. Дендрограмма результатов кластерного анализа распределения суммы гравия и песка в зависимости от глубины



соотношения систематической (межгрупповой) дисперсии к случайной (внутригрупповой) дисперсии в измеряемых данных. В качестве оценки изменчивости используется сумма квадратов отклонения значений показателя от среднего (SS). При этом общая сумма квадратов раскладывается на межгрупповую сумму квадратов и внутригрупповую сумму квадратов:

$$SS_{\text{общ}} = SS_{\text{мг}} + SS_{\text{вг}}$$

где $SS_{\text{общ}}$ — общая сумма квадратов; $SS_{\text{мг}}$ — межгрупповая сумма квадратов; $SS_{\text{вг}}$ — внутригрупповая сумма квадратов.

Метод ANOVA был выполнен на основе выделенных кластеров распределения суммарного содержания пелита и алеврита по глубине. При этом кластеры были изменены таким образом, чтобы средняя большая глубина (312,9 м) и большее значение суммы пелита и алеврита (90,13%) соответствовали второму кластеру, а меньшие средние значения глубины (207,7) и суммы алеврита и пелита (54,33%) — первому кластеру (табл. 3). В результате определена

Таблица 3

Данные о принадлежности наблюдений к определенным кластерам на основе данных о суммарном содержании пелита и алеврита в зависимости от глубины моря

Станция	Глубина, м	Пеллит+алеврит, %	Кластеры
I	345	80	2
II	320	94	2
III	198	92	2
IV	222	54	1
VIII	503	97	2
X	303	94	2
XI	195	67	1
XII	286	86	2
XVI	206	42	1
XVII	208	81	2
XVIII	340	97	2

Примечание. Значение кластеров поменяли местами.

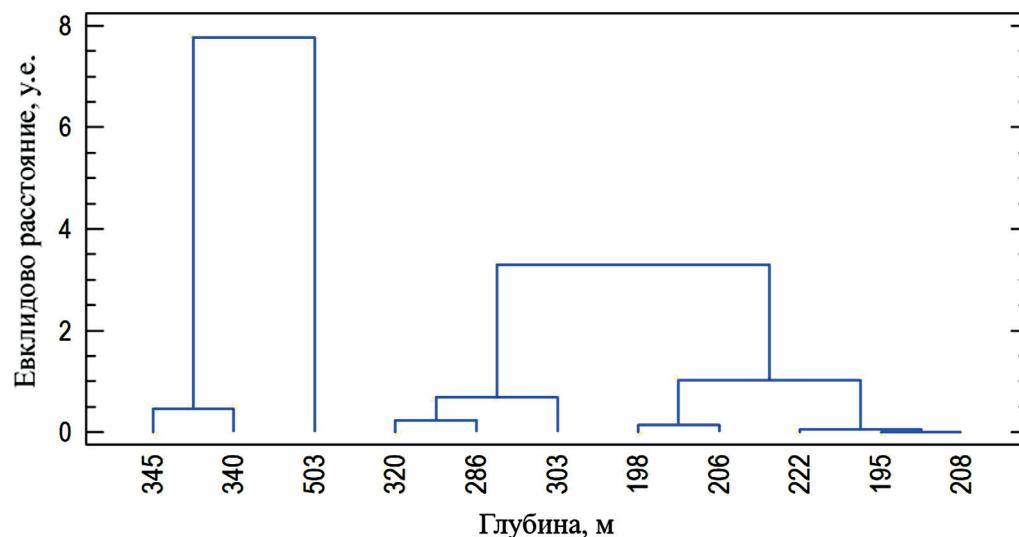


Рис. 4. Дендрограмма результатов кластерного анализа распределения суммы гравия и песка в зависимости от глубины

значимость влияния фактора морской обстановки в зависимости от глубины — от сублиторальной зоны в сторону батиали. Здесь отмечается рост суммарного содержания пелита и алеврита от 54,33 до 90,13%, а значения средних глубин составляют 207,7 м и 312,9 м соответственно. Результаты одноФакторного дисперсионного анализа показывают разложение дисперсии суммарного содержания пелита и алеврита на две компоненты — межгрупповую и внутригрупповую (табл. 4). При этом отношение межгрупповой оценки и внутригрупповой оценки (по критерию Фишера, F) составляет 39,09 (табл. 4). На статистическую значимость различий между содержанием суммы пелита и алеврита в зависимости от принадлежности осадков к определенному кластеру, в данном случае от глубины (рис. 4), указывает вероятность ошибки (P -значение) по критерию Фишера: $P \leq 0,05$ с достоверностью 95% (табл. 4).

Результаты кластерного анализа по суммарному содержанию гравия и песка в зависимости от глубины по методу Уорда позволили выделить два кластера. Первый включает 8 станций, а второй — 3 станции (табл. 5, 6, рис. 5, 6). Отметим на основе данных о центроидах первого и второго кластеров (табл. 5),

Таблица 4
Результаты дисперсионного анализа по суммарному распределению алеврита и пелита по глубине

Источник	Сумма квадратов	Степени свободы	Средние квадраты	F -отношение	P -значение
Между группами	2795	1	2795	39,09	0,0001
Внутри групп	643,55	9	71,51		
Общая	3438,55	10			

что начиная со средней глубины 207,7 м, соответствующей сублиторальной зоне, в сторону батиаль-

Таблица 5
Результаты кластерного анализа по суммарному распределению гравия и песка по глубине

Кластер	Число образцов	%	Центроиды	
			гравий+песок (%)	глубина, м
1	8	72,7	9,9	312,9
2	3	27,3	45,7	207,7

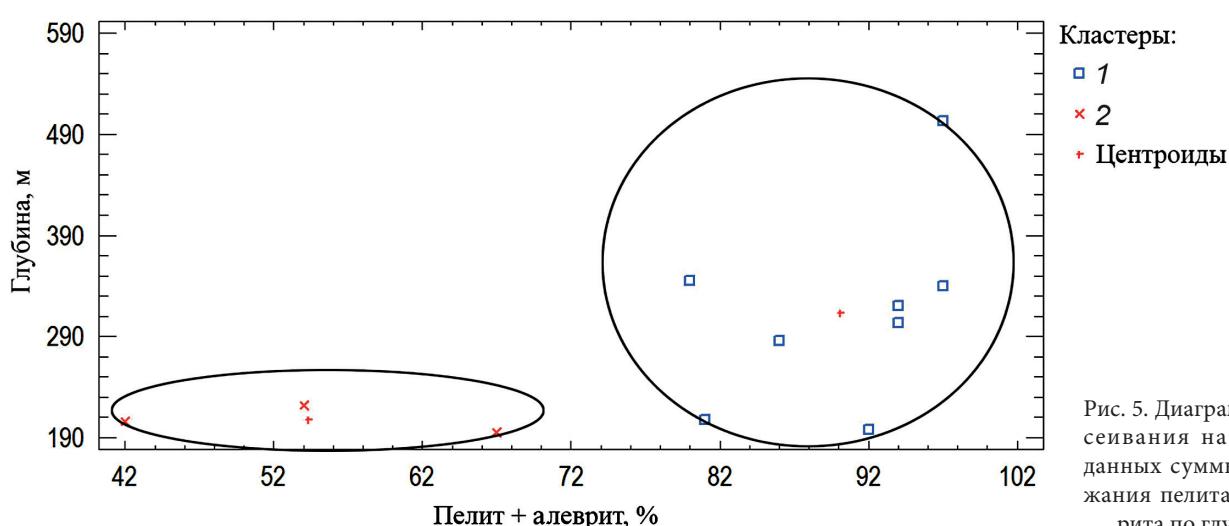


Рис. 5. Диаграмма рассеивания на основе данных суммы содержания пелита и алеврита по глубине

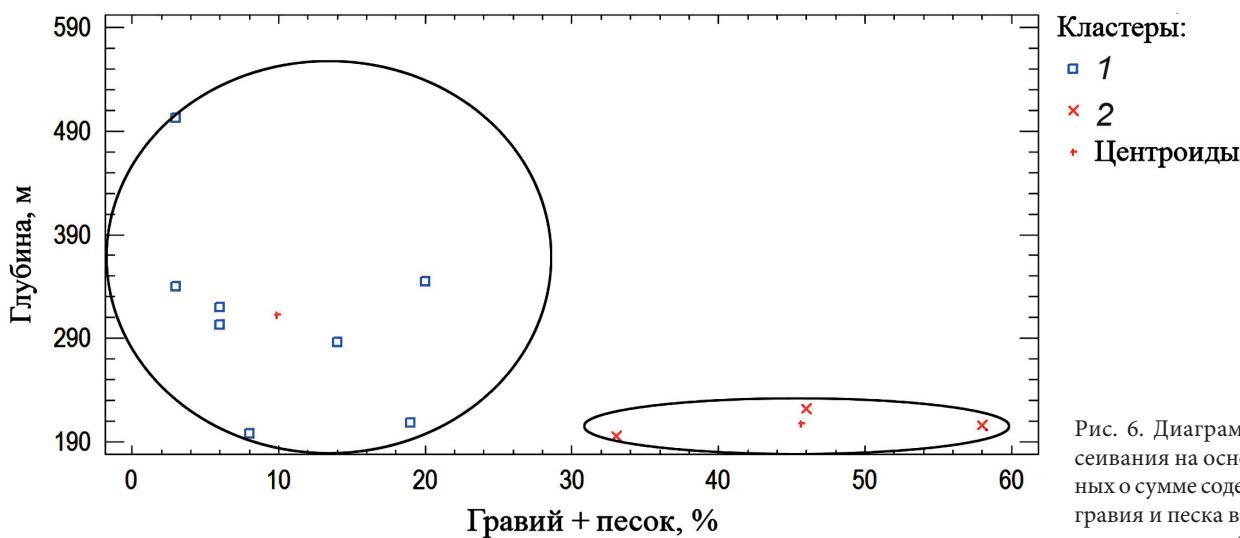


Рис. 6. Диаграмма рассеивания на основе данных о сумме содержания гравия и песка в зависимости от глубины

Таблица 6

Данные о принадлежности наблюдений к определенным кластерам на основе данных о суммарном содержании гравия и песка в зависимости от глубины моря

Станции	Глубина, м	Гравий+песок, %	Кластеры
I	345	20	2
II	320	6	2
III	198	8	2
IV	222	46	1
VIII	503	3	2
X	303	6	2
XI	195	33	1
XII	286	14	2
XVI	206	58	1
XVII	208	19	2
XVIII	340	3	2

Примечание. Значение кластеров поменяли местами.

с уровнем достоверности 95%, на что указывает вероятность ошибки по критерию Фишера $F: P \leq 0,05$ (табл. 7, рис. 7).

Кластерный анализ распределения среднего содержания органического углерода ($C_{\text{орг.ср}}$) по глубине в исследуемом регионе позволил выделить два кластера (табл. 8, 9). Первый кластер включает 3 станции и объединяет данные с значениями $C_{\text{орг.ср}}$ и глубины, равными 2,02% и 396 м соответственно, что отвечает батиальной зоне морского бассейна. Второй кластер включает 8 станций и объединяет наблюдения со значениями $C_{\text{орг.ср}}$, равными 1,03%, со средними значениями глубины 242,3 м сублиторальной зоны моря.

На дендрограмме, приведенной на рис. 8, можно наблюдать разделение обоих выделенных кластеров по глубине и среднему содержанию $C_{\text{орг.ср}}$. Диаграмма рассеивания в данном случае (рис. 9) показывает, что исследуемые кластеры на плоскости сгруппиро-

ной зоны (312,9 м) происходит резкое уменьшение содержания суммы гравия и песка от 45,7 до 9,9%.

На приведенной дендрограмме (рис. 5) можно наблюдать, как группируются образцы на основе данных о суммарном содержании гравия и песка, а также о глубине морского бассейна. В результате отчетливо видно разбиение на два кластера на основе различия в евклидовом расстоянии. При этом результаты совпадают с данными о суммарном содержании пелита и алеврита. Это объясняется тем, что в рассматриваемой двухкомпонентной системе суммарное содержание гравия и песка, а также пелита и алеврита составляет 100%. При этом данные кластерного анализа существенно отличаются по значениям среднего суммарного содержания пелита и алеврита, а также гравия и песка на одном и том же интервале глубины — от 207,7 до 312,9 м (табл. 5).

Диаграмма рассеивания (рис. 6) отображает исследуемые кластеры на плоскости в зависимости от двух переменных — суммарного содержания гравия и песка и глубины морского бассейна. Первый кластер объединяет данные со значительно меньшими значениями суммарного содержания гравия и песка (9,9%), которым соответствуют повышенные значения глубины батиальной зоны (312,9 м), а второй отличается высокими значениями содержания суммы гравия и песка, но при этом меньшими значениями глубины, характерными для сублиторальной зоны моря.

При проведении ANOVA по изучению распределения суммарного содержания гравия и песка в зависимости от глубины морского бассейна значение кластеров были изменены таким образом, чтобы первому кластеру соответствовали меньшие значения глубины (207,7 м) и большее суммарное содержание гравия и песка (45,7%), а второму — большие значения глубины (312,9 м) и меньшее значение суммы гравия и песка, равное 9,9% (табл. 6). В результате анализа выявлено резкое уменьшение суммарного содержания гравия и песка при увеличении глубины морского бассейна от сублиторали (207,7 м) в сторону батиали (312,9 м): от 45,7 до 9,9%,

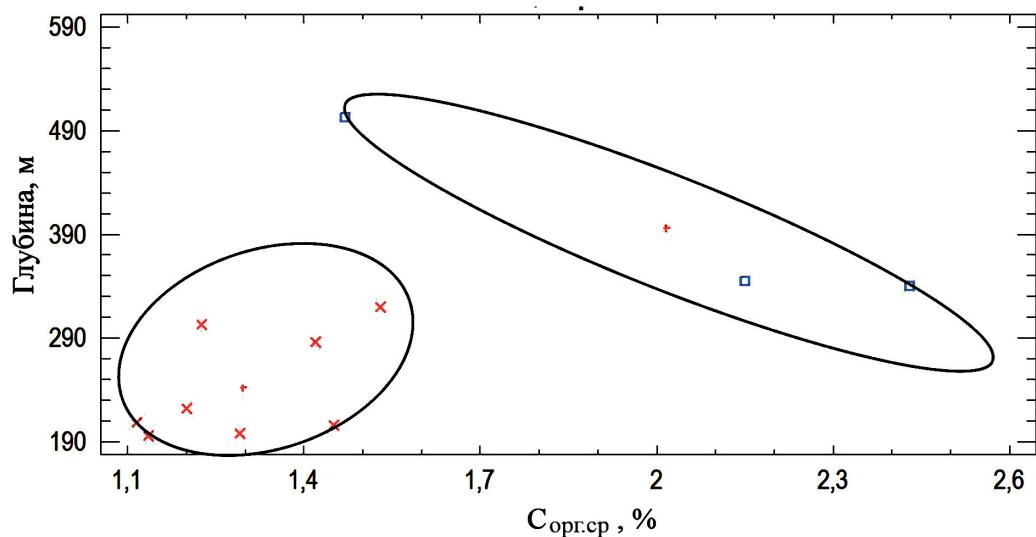


Таблица 7

Рис. 7. Диаграмма распределения на основе данных о среднем содержании органического углерода по глубине

Таблица 9

Результаты дисперсионного анализа по суммарному распределению гравия и песка по глубине

Источник	Сумма квадратов	Степени свободы	Средние квадраты	F-отношение	P-значение
Между группами	2795	1	2795	39,09	0,0001
Внутри групп	643,55	9	71,51		
Общая	3438,55	10			

Таблица 8

Результаты кластерного анализа по распределению среднего содержания органического углерода ($C_{\text{орг.ср}}$) в зависимости от глубины

Кластер	Число образцов	%	Центроиды	
			$C_{\text{орг.ср}}, \%$	Глубина, м
1	3	27,3	2,02	396
2	8	72,7	1,3	242,3

Данные о принадлежности наблюдений к определенным кластерам на основе данных о среднем содержании органического углерода $C_{\text{орг.ср}}, \%$

Station	Depth	$C_{\text{орг.ср}}, \%$	Кластеры
I	345	2,15	2
II	320	1,53	1
III	198	1,29	1
IV	222	1,2	1
VIII	503	1,47	2
X	303	1,225	1
XI	195	1,135	1
XII	286	1,42	1
XVI	206	1,45	1
XVII	208	1,115	1
XVIII	340	2,43	2

Примечание. Значение кластеров поменяли местами.

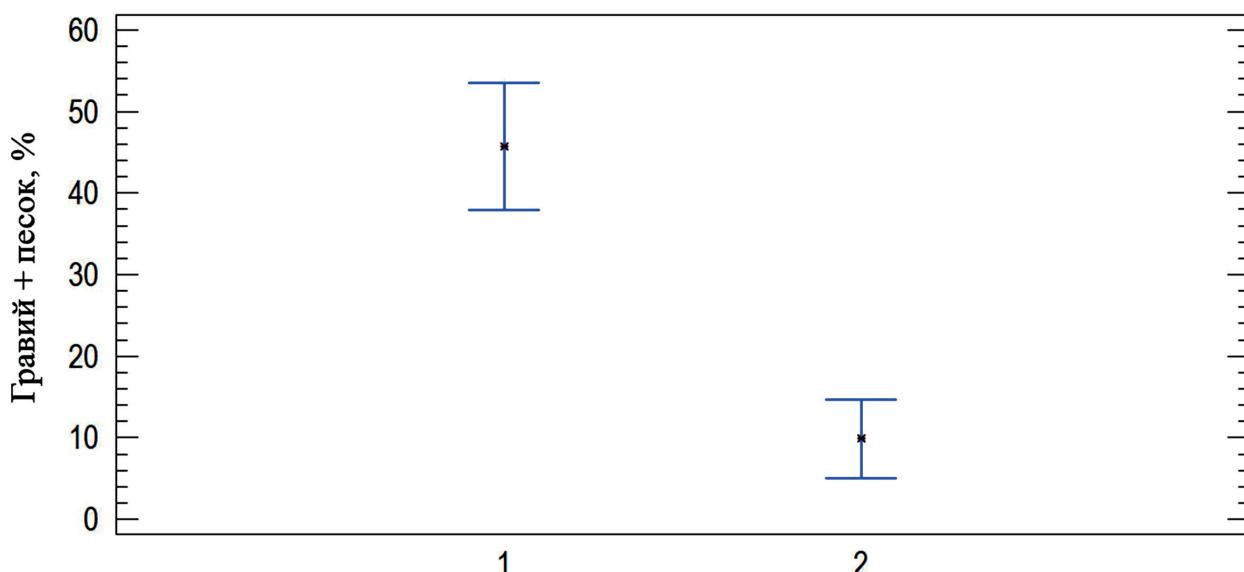


Рис. 8. Средние и 95%-ные доверительные интервалы распределения суммы пелита и алеврита (в % по оси абсцисс): 1 — зона сублиторали (207,7 м); 2 — зона батиали (312,9 м)

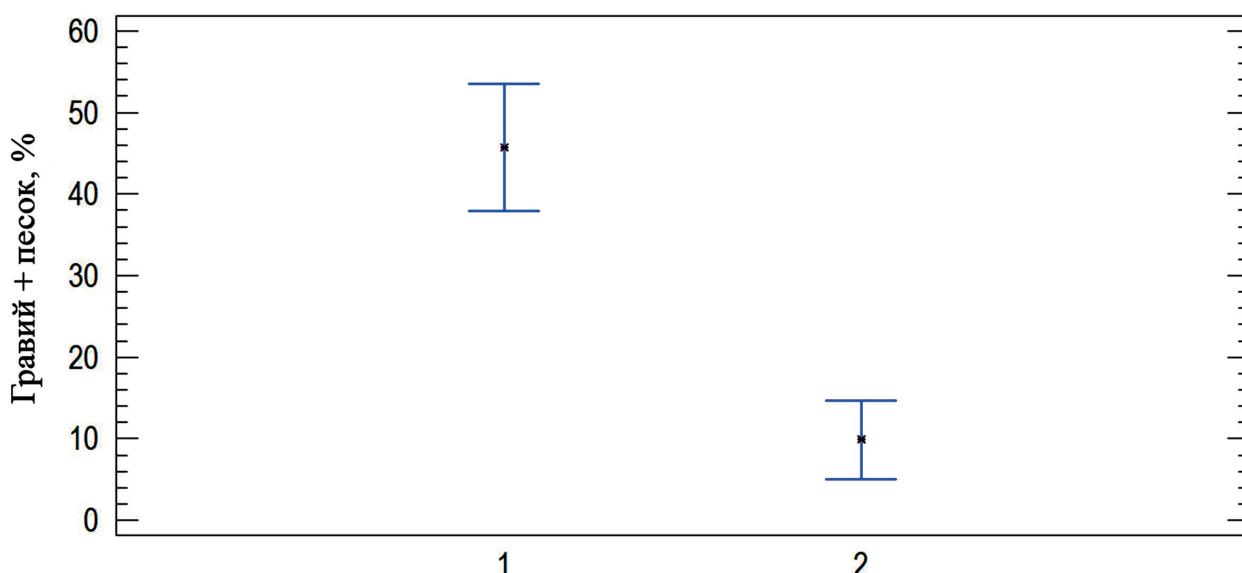


Рис. 9. Средние и 95%-ные доверительные интервалы распределения суммы гравия и песка (в % по оси абсцисс): 1 — зона сублиторали (207,7 м); 2 — зона батиали (312,9 м)

ваны в зависимости от двух переменных — среднего содержания органического углерода и глубины морского бассейна.

В результате применения ANOVA на основе выделенных кластеров установлена закономерность распределения C_{opr} в зависимости от глубины морского бассейна в изученном регионе.

В рассматриваемом случае наблюдается разложение дисперсии по среднему содержанию $C_{\text{opr},\text{cp}}$ на два компонента — межгрупповой и внутригрупповой (табл. 10). При этом F -отношение составляет 15,60 и представляет собой отношение межгрупповой оценки к внутригрупповой. Закономерность увеличения $C_{\text{opr},\text{cp}}$ с 1,3 до 2,02% на участке со средней глубиной от 242,3 м в зоне сублиторали в сторону батиальной зоны (до 396 м) определена с достоверностью 95%, что отвечает вероятности ошибки (значению P) менее 0,05 (табл. 10, рис. 10).

Заключение. Таким образом, в результате проведения кластерного и дисперсионного анализов обнаружена закономерность распределения гравийно-песчаных, пелитово-алевритовых осадков, а также сконцентрированного в них органического углерода.

Отметим, что повышенное содержание суммы гравия и песка характерно для литоральной и су-

блиторальной зон моря, уменьшение содержания в 4,6 раза происходит в сторону батиальной зоны. При этом средняя глубина составляет 312,9 м. В отличие от материала гравийно-песчаной размерности, пелито-алевритовые осадки имеют высокую концентрацию в батиальной зоне, она снижается в сублиторальной зоне в западной части Баренцева моря. При этом наблюдается рост суммарного содержания пелита и алеврита в 1,65 раза от сублиторали в сторону батиали.

Подчеркнем, что характер накопления гравийно-песчаных и пелитово-алевритовых осадков в исследуемом регионе обусловлен механической дифференциацией осадочного материала при его транспортировке морскими течениями от основных источников сноса, характерных для этого региона — Новой Земли, Кольского п-ова, Шпицбергена — к областям разгрузки. В исследуемом регионе главные поставщики терригенного материала, помимо един-

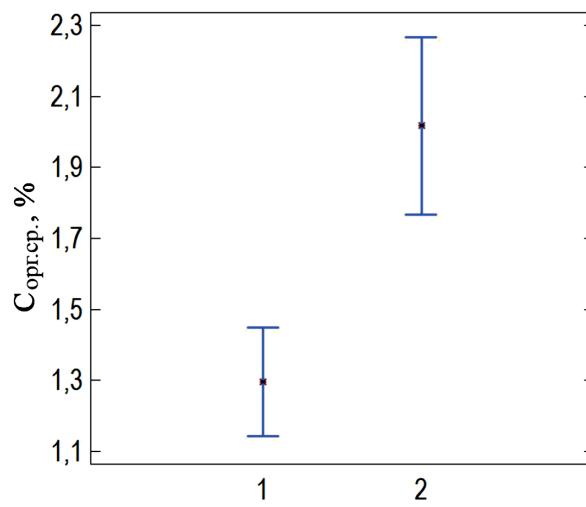


Рис. 10. Средние и 95%-ные доверительные интервалы распределения среднего содержания $C_{\text{opr},\text{cp}}$ (в % по оси абсцисс): 1 — зона сублиторали (242,3 м); 2 — зона батиали (396 м)

Источник	Сумма квадратов	Степени свободы	Средние квадраты	F-отношение	P-значение
Между группами	1,13	1	1,13	15,60	0,003
Внутри групп	0,65	9	0,07		
Общая	1,78	10			

ственной питающей артерии — р. Печора — морские течения, основное из которых здесь теплое Нордкапское течение со стороны Атлантического океана (рис. 1, а). Кроме того, дополнительным источником поступления гравийно-песчаного материала в осадки Баренцева моря служили морские льды [Elverhøi, Solheim, 1989]. При этом область распространения морского льда в Баренцевом море характерна в основном для зон литорали и сублиторали, где и были обнаружены повышенные значения концентрации гравия и песка.

Увеличение концентрации $C_{\text{опр}}$ в осадках батиальной зоны в рассматриваемом регионе связано с повышенной здесь первичной продуктивностью. Как известно, Баренцево море имеет высокую биопродуктивность по сравнению с другими морями аналогичного происхождения. Здесь широко распространен фитопланктон, который питает зоопланктон и имеет определенные области скопления. Увеличение концентрации $C_{\text{опр}}$ в зоне батиали связано с транспортировкой биогенного материала морскими течениями от зон литорали и сублиторали [Астахов и др., 2013], что подтверждают результаты проведенных исследований. Кроме того, наблюдается зависимость концентрации $C_{\text{опр}}$ от размерности осадков. Максимальные значения его содержания характерны для пелитово-алевритовых отложений. Это подтверждается приблизительно одинаковым увеличением концентрации пелитово-алевритовых

осадков в 1,65 раза и $C_{\text{опр}}$ в 1,6 раза в сторону батиали морского бассейна. Глинистые минералы, как известно, обладают высокой дисперсностью, что активизирует физико-химические процессы и химические реакции. Поэтому пелитово-алевритовые осадки обладают лучшей адсорбционной активностью, в том числе органических веществ, по сравнению с гравийно-песчаными [chem21.info/info/1634368/].

Заметим, что осадконакопление в различных морских обстановках может существенно отличаться. Основные факторы, которые влияют на процессы седиментации, в каждой конкретной обстановке могут отличаться не только по природе, но и по доле участия каждого из них. Необходимо учитывать весь комплекс физико-географических, биологических, химических и историко-геологических процессов при изучении различных фациальных зон морских бассейнов. В проведении научных исследований, связанных с выявлением основных факторов, участвующих в осадочном процессе, и установлением доли их участия успешно помогают методы математической статистики.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета «Математические методы анализа сложных систем».

Участие К.В. Сыромятникова финансово поддержано в рамках госзаказа ГЕОХИ РАН № 137-2019-0007.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агатова А.И. Органическое вещество в морях России. М.: ВНИРО, 2017. 257 с.
- Алексеева Т.Н., Политова Н.В., Козина Н.В. Гранулометрический состав поверхностного слоя донных осадков Баренцева моря // Океанология. 2020. Т.60, № 6. С. 915–929.
- Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 9. С. 1348–1365.
- Гуревич В.И. Современный седиментогенез и геэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. М.: Научный мир, 2002. 134 с.
- Иванов О.В. Статистика. Учебный курс для социологов и менеджеров. Ч. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 224 с.
- Кодрян К.В., Торгунова Н.И., Агатова А.И. Растворенное и взвешенное органическое вещество в период изменчивости ледового покрова Баренцева моря // Тр. ВНИРО. 2017. Т. 169. С. 191–203.
- Копелевич О.В., Артемьев В.А., Глуховец Д.И. Оценка биогеохимических характеристик поверхностного слоя вод Баренцева моря летом 2017 г. по оптическим данным // Геология морей и океанов. М.: Изд-во ИО РАН, 2017. № 4. С. 87–91.
- Котенев Б.Н. К палеогеографии Баренцева моря в позднеледниковые и голоцене // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 20–27.
- Кузьмина Т.Г., Леин А.Ю., Лучшева Л.Н. и др. Химический состав поверхностного слоя донных осадков Белого моря // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 2. С. 115–132.
- Лаврушин Ю.А., Алексеев В.В., Чистякова И.А., Хасанкаев В.Б. Типы осадков и эволюция обстановок осадконакопления Баренцева моря // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 6. С. 915–929.
- Баренцева моря в поздне- и послеледниковое время // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 82–90.
- Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 403 с.
- Левитан М.А., Сыромятников К.В., Рошина И.А., Штайн Р. Соотношение цвета и химического состава четвертичных донных осадков из южной части поднятия Менделеева и континентального склона Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2014. № 3. С. 233–248.
- Маслов А.В., Политова Н.В., Козина Н.В. и др. Редкие и рассеянные элементы в современных донных осадках Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 1. С. 3–27.
- Немировская И.А. Углеводороды в водах и донных осадках Баренцева моря в период изменчивости ледового покрова // Литология и полезные ископаемые. 2020. Т. 65, № 7. С. 679–692.
- Политова Н.В., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Лохов А.С. Рассеянное осадочное вещество Баренцева моря // Океанология. 2019. Т. 59. С. 777–790.
- Система Баренцева моря / Гл. ред. А.П. Лисицын. М.: ГЕОС, 2021. 672 с.
- Сыромятников К.В., Левитан М.А. Применение дисперсионного и регрессионного анализов для изучения взаимоотношений ряда компонентов верхнеплиоценовых отложений Индийского океана // Геохимия. 2021. Т. 66, № 2. С. 114–126.
- Тарасов Г.А. Особенности позднечетвертичной седиментации в Баренцевом море // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М.: Наука, 1988. С. 82–93.
- Carroll M.L., Denisenko S., Renaud P., Ambrose W. Benthic infauna of the seasonally ice-covered western Barents Sea: latitudinal

- pattern sandrelation-ships to physical forcing // Deep-Sea Res. II. 2008a. Vol. 55. P. 2340–2351.
- Carroll J., Zaborska A., Papucci C. et al.* Accumulation of organic carbon in western Barents Sea sediments // Deep-Sea Res. II. 2008b. Vol. 55. P. 2361–2371.
- Elverhøi A., Solheim A.* The Barents Sea ice sheet — sedimentological discussion // Polar Res. 1983. Vol. 1, N 1. P. 23–41.
- Hodal H., Kristiansen S.* The importance of small-celled phytoplankton in spring bloom sat the marginal ice zone in the northern Barents Sea // Deep-Sea Res. II. 2008. Vol. 55. P. 2176–2185.
- Piepenburg D., Blackburn T.H., von Dorrien C.F. et al.* Partitioning of benthic community respiration in the Arctic (North western Barents Sea) // Marine Ecology-Progress. 1995. Ser. 118. P. 119–213.
- Pogodina I.A.* Micropaleontological studies of Upper Quaternary sediments the Barents Sea // Foraminifers of the Barents Sea (hydrobiology and Quaternary paleoecology). Apatity: Publ. house of the KSC RAS, 1994. P. 71–83.
- Reigstad M., Wexels Riser C., Lalande C. et al.* Vertical export of carbon, phytoplankton and faecal pellets in the Arctic Barents Sea // Deep-Sea Res. II. 2008. Vol. 55. P. 2308–2319.
- Renaud P., Morata N., Carroll M.L. et al.* Pelagic-benthic coupling in the western Barents Sea: processes and time-scales // Deep-Sea Res. II. 2008. Vol. 55. P. 2372–2380.
- Romankevich E.A., Korneeva G.A., Shevchenko V.P. et al.* Suspended organic matter in Barents Sea // Oceanography. 2000. Vol. 40, N 2. P. 208–216.
- Vetrov A., Romankevich E.A.* The Barents Sea: distribution, sources, variability and burial of organic carbon // The Organic Carbon cycle in the Arctic Ocean. Berlin. Heidelberg: Springer, 1993. P. 266–278.
- Wassmann P., Reigstad M., Haug T. et al.* Food web and carbon flux in the Barents Sea // Progress in Oceanography. 2006. Vol. 71. P. 232–287.
- Wassmann P., Slagstad D.* Seasonal and annual dynamics of particulate carbon flux in the Barents Sea // Polar Biology. 1993. Vol. 13. P. 363–372.
- Zaborska A., Carroll J., Papucci C. et al.* Recent sediment accumulation rates for the western margin of the Barents Sea // Deep-Sea Res. II. 2008. Vol. 55. P. 2352–2360.

Статья поступила в редакцию 09.03.2022,
одобрена после рецензирования 12.07.2022,
принята к публикации 31.08.2022

УДК 550.383, PACS 91.25. NG

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ТАРХАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ УРОЧИЩА СКЕЛЯ (КЕРЧЕНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Ольга Валентиновна Пилипенко¹, Юлиана Валерьевна Ростовцева^{2✉},
Наталья Викторовна Сальная³

¹ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН; Геофизический центр РАН, Москва, Россия; pilipenko@ifz.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геофизический центр РАН, Москва, Россия; rostovtseva@list.ru

³ Геологический институт РАН; Геофизический центр РАН; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; natasavi@inbox.ru

Аннотация. Выполнено петромагнитное и палеомагнитное исследование отложений тарханского регионарного яруса разреза урочище Скеля (Керченский п-ов, Восточный Паратетис). Основной носитель естественной остаточной намагниченности в аргунских слоях тарханского регионарного яруса — титаномагнетит, в отложениях терских и кувинских слоев, помимо титаномагнетита, присутствует сульфид железа (моноclinный пирротин и/или грейгит). Палеомагнитный тест складки направлений естественной остаточной намагниченности, записанной в породах аргунских толщ, положительный, что свидетельствует о доскладчатом возрасте образования намагниченности. Сопоставление с магнитохронологической шкалой GTS 2020 показывает, что интервал прямой полярности в нижней части аргунских отложений предположительно можно сопоставить с хроном C5Bn, интервал обратной полярности в верхней части аргунских отложений — с C5ADr, возраст границы C5Bn/C5ADr можно оценить в ~14,7 млн лет.

Ключевые слова: миоцен, тарханский регионарный ярус, петромагнетизм, палеомагнетизм, магнитостратиграфия

Для цитирования: Пилипенко О.В., Ростовцева Ю.В., Сальная Н.В. Палеомагнетизм тарханских отложений в разрезе урочища Скеля (Керченский полуостров) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 62–76.

PALEOMAGNETISM OF TARKHANIAN SEDIMENTS OF THE SECTION SKELYA (KERCH PENINSULA)

Ol'ga V. Pilipenko¹, Yuliana V. Rostovtseva^{2✉}, Natalia V. Salnaia³

¹ Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS; Geophysical Center RAS, Moscow, Russia; pilipenko@ifz.ru

² Lomonosov Moscow State University; Geophysical Center RAS, Moscow, Russia; rostovtseva@list.ru

³ Geological Institute RAS; Geophysical Center RAS; Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia; natasavi@inbox.ru

Abstract. With the goal to correlate the magnetostratigraphic data of the Eastern Paratethys obtained by researchers in different years a rockmagnetic and paleomagnetic investigations of the Tarkhanian sediments of the Skelya section was carried out. The main carrier of the natural remanent magnetization is titanomagnetite in the Argunian beds of the Tarkhanian regional stage; in addition to titanomagnetite there is iron sulfide (monoclinic pyrrhotite and/or greigite) in the deposits of the Terskian and Kuvinian beds. The paleomagnetic fold test of natural remanent magnetization directions, recorded in the rocks of the Argunian beds, is positive, which indicates a pre-folding age of the magnetization formation. A comparison with the magnetochronological scale GTS 2020 shows that the normal polarity interval in the lower part of the Argunian beds can presumably be compared with the C5Bn chron. The reversal polarity interval in the upper part of the Argunian beds is with C5ADr. The age of the C5Bn/C5ADr boundary can be estimated as ~14.7 Ma.

Key words: Miocene, Tarkhanian regional stage, rockmagnetism, paleomagnetism magnetostratigraphy

For citation: Pilipenko O.V., Rostovtseva Yu.V., Salnaia N.V. Paleomagnetism of Tarkhanian sediments of the section Skelya (Kerch Peninsula). *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 4: 62–76. (In Russ.).

Введение. Достоверность датирования стратиграфических границ регионарных разрезов опирается на магнитостратиграфическую корреляцию разрезов. В береговых обнажениях Керченского п-ова, в разрезах Коп-Такыл, урочище Скеля, в разрезе Малый Камышлак вскрыты отложения верхов майкопа, тархана и низов чокрака миоценового возраста. В последние годы авторы статьи в плотную зани-

маются петромагнитными и палеомагнитными исследованиями пород тарханского регионарного яруса разреза Коп-Такыл, расположенного на Черноморском побережье Керченского п-ова (рис. 1) [Pilipenko et al., 2020, 2021]. В результате исследований установлено, что глинистые отложения тархана в основном характеризуются прямой полярностью намагниченности, за исключением единичных точек обратной



Рис. 1. Схематическая карта исследуемого района. На врезке показано расположение исследуемого района на географической карте

и неопределенной полярности, расположенных в верхах нижнего и в кровле среднего тархана (рис. 2). Образование грейгита в результате сульфатредукции не исключает возможности развития процессов разрушения первичной естественной остаточной намагниченности (NRM) и образования вторичной химической остаточной намагниченности (CRM), вследствие чего могло произойти полное или интервальное перемагничивание этих пород. Полученные направления намагниченности для нижней части верхнего тархана в разрезе Кон-Такыл согласуются с результатами М.А. Певзнера [Певзнер, 1986] (рис. 2), который отобрал образцы из 125-метровой толщи глин, залегающих между средним тарханом

(тарханским мергелем) и низами чокрака (биогермными мшанковыми известняками) в разрезе ур. Скеля (Керченский п-ов, Азовское побережье) (рис. 1). Разрез ур. Скеля представляет собой восточное крыло Камышлакской антиклинали. В ходе работ М.А. Певзнера отобраны образцы с шагом ~5 м, что могло привести к пропуску границ магнитозон [там же].

Отложения мощностью 75 м, подстилающие мшанковые биогермные известняки чокрака и вскрытые в разрезе ур. Скеля, также были отобраны и изучены В.М. Трубихиным (шаг отбора 5 м). В ходе этих рекогносцировочных исследований установлено, что переходные слои тархана-чокрака

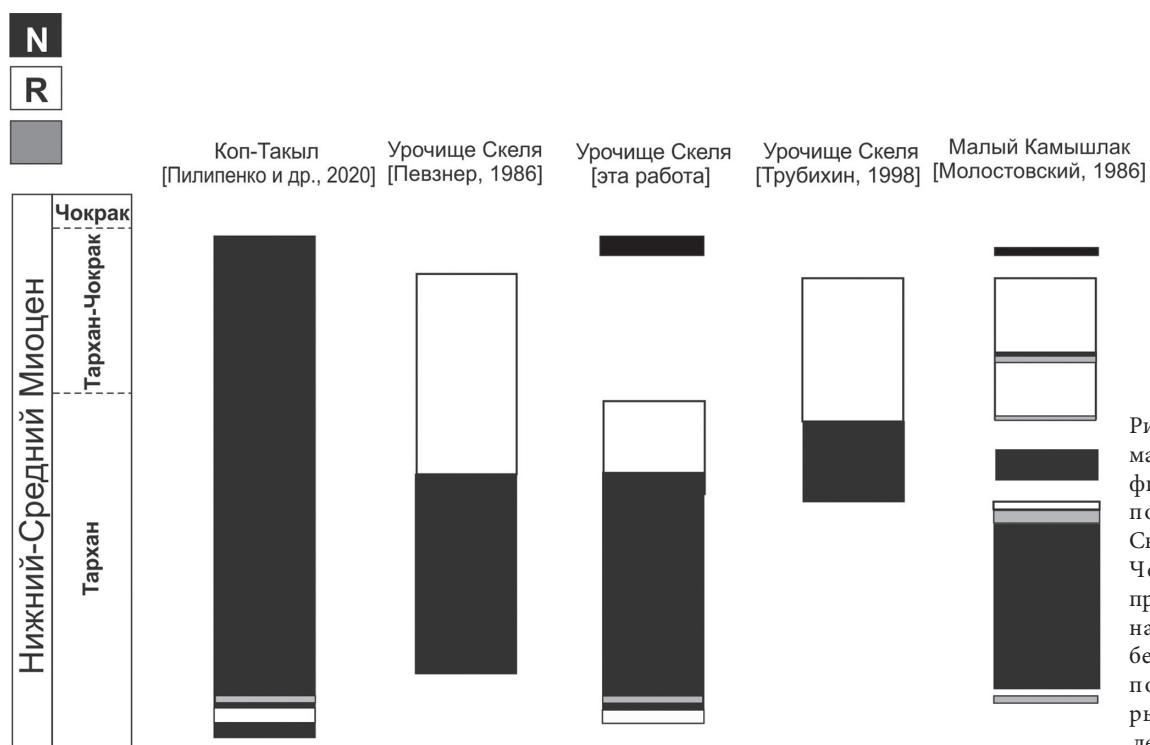


Рис. 2. Корреляция магнитостратиграфических колонок по разрезам ур. Скеля и Кон-Такыл. Чёрный цвет — прямая полярность намагниченности, белый — обратная полярность, серый — неопределенная полярность

намагничены обратно, а средняя часть верхнего тархана — прямо (устное сообщение В.М. Трубихина) (рис. 2). Обобщенные результаты палеомагнитных исследований отложений миоцена Восточного Паратетиса [Трубихин, 1998] были представлены в тезисной форме. Такая форма представления материалов затрудняет анализ полученных данных и не позволяет использовать их для построения магнитостратиграфической шкалы изучаемых отложений Керченского п-ова.

В работе [Молостовский, 1986] приведены результаты исследований намагниченности пород тарханского регионаряса, вскрытых в разрезе Малый Камышлак, соседнем с разрезом ур. Скеля. Разрез Малый Камышлак приурочен к западному крылу Камышлакской антиклинали.

Отсутствие сходимости в приведенных послойных описаниях пород разреза Малый Камышлак и разреза ур. Скеля затрудняет сопоставление результатов исследования Э.А. Молостовского с данными, полученными М.А. Певзнером и В.М. Трубихиным для соседних аналогичных отложений.

Таким образом, в силу приведенных причин возникла необходимость в получении собственных оригинальных петромагнитных и палеомагнитных данных по породам тарханского регионаряса, имеющим лучшую обнаженность в разрезе ур. Скеля на Керченском п-ове.

Объект исследования. Разрез ур. Скеля, находящийся на восточном крыле Камышлакской антиклинали [Певзнер, 1986], расположен на Азовском побережье Керченского п-ова ($45^{\circ}45'$ с. ш., $36^{\circ}46'$ в. д.), в 2,5 км западнее пос. Юркино (рис. 1). Здесь в береговом обрыве обнажаются породы верхов майкопа, тархана и низов чокрака. Отложения верхов майкопа и тархана представлены преимущественно глинами,

содержащими отдельные прослои карбонатных пород и конкреций. Над глинами тархана залегают образования нижнего чокрака, представленные в основном водорослево-мшанковыми биогермными известняками. Далее на восток в береговых обрывах азовского побережья в сторону пос. Юркино фрагментарно прослеживаются выходы толщ верхнего чокрака и карагана, представленные чередованием глин с прослойями карбонатных пород.

В отобранных отложениях снизу вверх выделяются следующие слои (рис. 3, 4) [Ростовцева, 2012].

1. Глины темно-серые (до черных), тонкослоистые, с вторичными выделениями ярозита, в нижней части закрытые оползнем (кувинские отложения тархана). Мощность ~1,5 м.

2. Карбонатный светло-серый прослой сливного вида, тонкозернистый, линзовидный, с раковинами моллюсков *Lentipecten corneus denudatus*, известный как тарханский мергель (терские слои тархана). Этот прослой — хороший литологический и палеонтологический маркер, поскольку является бронирующим и содержит обильную и разнообразную морскую фауну. Мощность ~0,2 м,

3. Глины темно-серые, тонкослоистые, с очаговой пиритизацией, в основании известковистые (3–4 м), с редкими раковинами моллюсков, в средней части бескарбонатные и слабоизвестковистые, в верхах с отдельными карбонатными прослойями (аргунские слои тархана). Мощность ~63 м.

4. Глины серо-зеленоватые, тонкослоистые, с песчаной и алевритовой примесью, в верхней части с прослоем тонкозернистого песчаника толщиной 0,3 м (аргунские слои тархана). Мощность ~23 м.

5. Глины серо-зеленые, тонкослоистые, с прослойями карбонатных пород, в верхней части с обилием раковин птеропод (тархан-чокракские отложения),

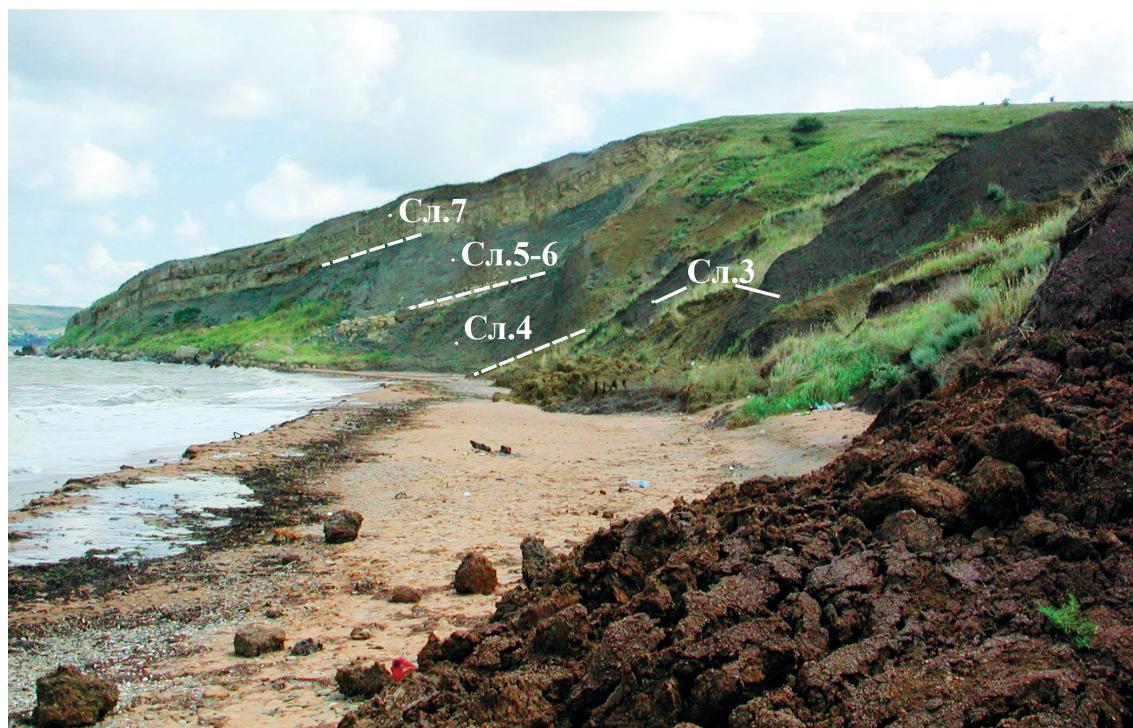


Рис. 3. Общий вид тарханских отложений в разрезе ур. Скеля

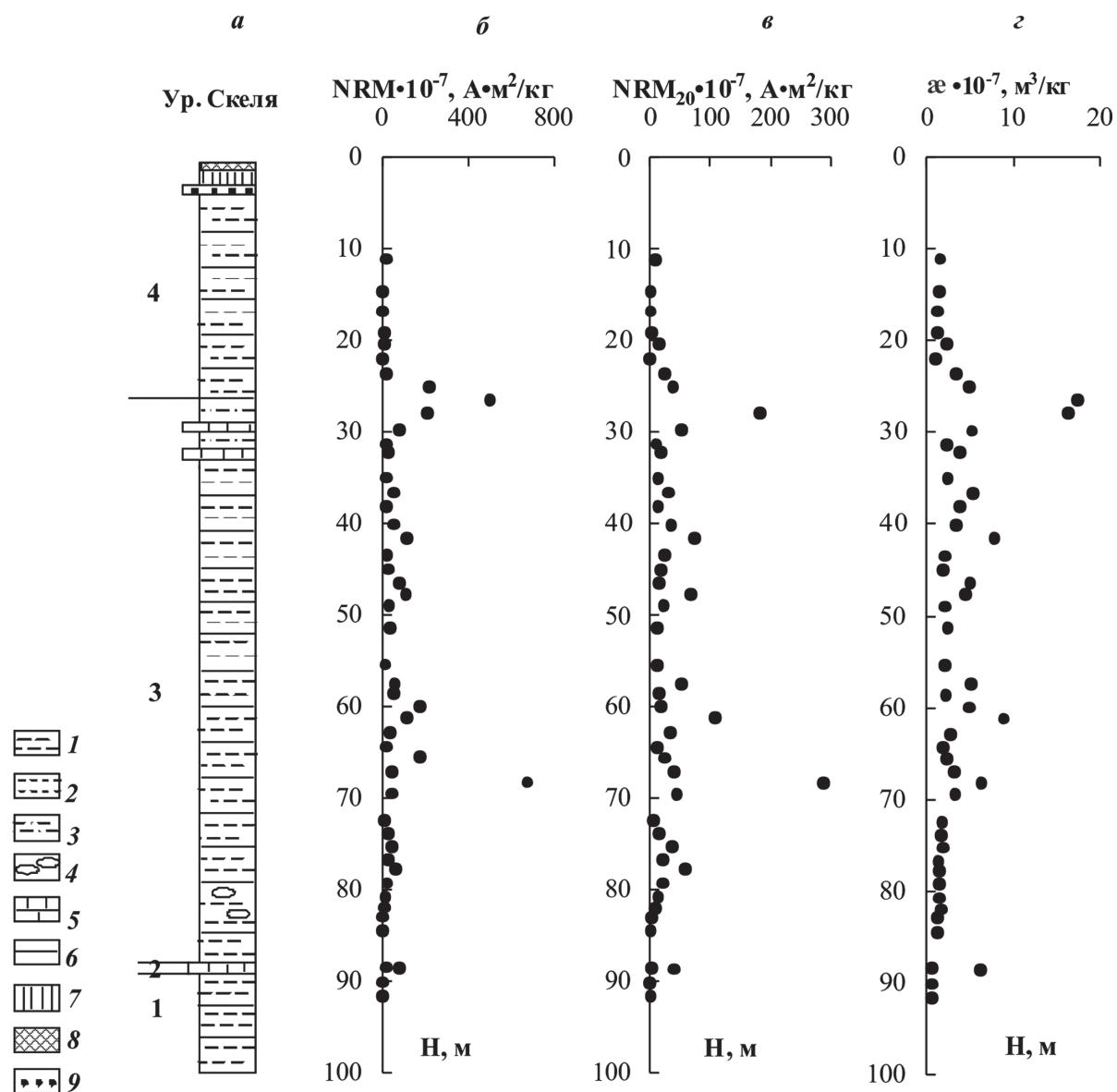


Рис. 4. Литологическая колонка разреза ур. Скеля (а): 1 — глины, 2 — глины известковистые, 3 — глины с тонкими песчаными прослойками, 4 — карбонатные конкреции, 5 — карбонатные прослои, 6 — границы слоев, 7 — лёссовидные суглинки, 8 — современная почва, 9 — пески. Цифры 1–4 около литологической колонки обозначают выделенные слои. Кривые изменения магнитных характеристик от глубины разреза Н: естественная остаточная намагниченность NRM (б), естественная остаточная намагниченность NRM₂₀ после чистки переменным магнитным полем 20 мТл (в), магнитная восприимчивость α (г)

закрытые в основном оползневыми массами. Мощность ~15–20 м.

6. Частое переслаивание тонкопесчаных и глинистых прослоев (тархан-чокракские отложения). Мощность ~0,35 м.

7. Мшанковые биогермные известняки (чокрак). Мощность ~4–5 м.

Объем тархана в этом районе различные исследователи понимают по-разному [Андрусов, 1890; Барг и др., 1975; Жижченко, 1940; Носовский и др., 1976]. Мы склоняемся к оценке, сделанной в работах [Барг и др., 1975; Носовский и др., 1976], и относим к тархану 3,5 м глин, подстилающих тарханский мергель, собственно слой тарханского мергеля и ~80 м вышележащих глин. Отложения, залегающие между слоем тарханского мергеля и мшанковыми

биогермными известняками чокрака, из-за присутствия в них спирателл известны в литературе как спиропалисовые глины.

Материалы и методы исследований. Отбор коллекций образцов. Для петромагнитных и палеомагнитных исследований отобрано 49 ориентированных штуфов из верхней части нижнетарханских (кувинских) слоев (в ~150 см под тарханским мергелем) до верхнетарханских (аргунских) слоев) отложений. Общая мощность отобранных отложений ~80 м с интервалом ~1,5 м. Ориентированные штуфы взяты в основном по напластованию коренных пород из свежерасчищенных вертикальных стенок разреза. Затем штуфы были распилены на горизонтальные пластины, из которых изготовлены ориентированные кубические образцы объемом 8 см³ (по

2–3 образца с уровня). Число изученных образцов составило 160. Для проведения термомагнитного анализа выпилены образцы объемом 1 см³, по 2 образца с уровня. Для снятия коэрцитивных спектров выпилены образцы объемом ~2 см³.

Оборудование и методы исследования. Измерены и исследованы стандартные магнитные параметры: естественная остаточная намагниченность (NRM), массовая магнитная восприимчивость (χ); остаточная коэрцитивная сила (Bcr), остаточная намагниченность насыщения SIRM, созданная в постоянном магнитном поле 0,6 Тл, безгистерезисная остаточная намагниченность (ARM), созданная в переменном магнитном поле 1,2 Тл в присутствии постоянного магнитного поля 50 мкТл. Измерения NRM и ARM выполнены на SQUID-магнитометре (2G Enterprises, США, чувствительность прибора составляет около 10⁻⁷ А/м), расположенным в немагнитной комнате (Lodestar Magnetics, США). Чистка переменным магнитным полем от 0 до 130 мТл осуществлялась на SQUID-магнитометре. Изотермическая остаточная намагниченность насыщения (SIRM) создана на установке импульсного намагничивания Impulse Magnetizer IM-100 (ASC Scientific, США). Измерения SIRM выполнены на магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия, чувствительность прибора составляет 2·10⁻⁶ А/м). Магнитная восприимчивость, анизотропия магнитной восприимчивости (AMS) измерены на каппаметре Multi-Function Kappabridge MFK1-FA (AGICO, Чехия). Остаточная коэрцитивная сила измерена на коэрцитивном спектрометре J-Meter (Россия).

На образцах со всех отобранных уровней сняты петли магнитного гистерезиса и кривые обратного разрушающего поля на вибромагнитометре VSM (PMC Micro Mag 3900, США) и определены коэрцитивные отношения Bcr/Bc и Mrs/Ms, где Ms — магнитный момент насыщения, Mrs — остаточный магнитный момент насыщения, Bc — коэрцитивная сила. Выполнено два вида термомагнитного анализа: по температурной зависимости магнитного момента насыщения (Ms(T)) и по температурной зависимости остаточного магнитного момента (Mrs(T)). Термомагнитный анализ Ms(T) выполнен на вибромагнитометре конструкции Ю.К. Виноградова (Орион, Россия), термомагнитный анализ Mrs(T) — на трехкомпонентном термомагнитометре (Орион, Россия). Все образцы перед началом исследований взвешены на весах CAUY120 (CAS-electronic balance, Япония). Измерения выполнены в Центре коллективного пользования петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм Института физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН.

Для всех образцов объемом 2 см³ со всех уровней отбора сняты коэрцитивные спектры нормального и обратного остаточного индуктивного намагничивания на коэрцитивном спектрометре J-Meter в лаборатории палеоклиматологии, палеоэкологии, палеомагнетизма Института геологии и нефте-

зовых технологий Казанского (Приволжского) Федерального университета. Коэрцитивные спектры проанализированы и разложены вейвлет-анализом, в качестве базисной функции разложения использовалась вейвлет «мексиканская шляпа».

Результаты исследований и их обсуждение. **Магнитные свойства пород.** NRM до чистки измерена и нормирована на плотность образцов. Средняя по трем образцам величина NRM изменяется в широком диапазоне (2,1–678,7)·10⁻⁷ А·м²/кг (рис. 4, б). В интервале глубины 25–28 м (кровля слоя 3) наблюдаются несколько повышенные значения NRM.

Величина магнитной восприимчивости в целом демонстрирует низкие значения по разрезу: среднее значение объемной магнитной восприимчивости для первых дублей образцов составляет ~5,7·10⁻⁴ ед. СИ. Это свидетельствует о том, что ферромагнитная и парамагнитная фракции контролируют величины магнитной восприимчивости и магнитную анизотропию пород [Tarling, Hrouda, 1993]. Средняя по трем дублям с уровня величина χ варьирует по разрезу от 0,76·10⁻⁷ до 17,49·10⁻⁷ м³/кг, что свидетельствует об изменении магнито-минералогического состава по разрезу. Изменения χ коррелируют с изменениями NRM (рис. 4, г): коэффициент линейной корреляции (r) между числовыми рядами NRM и χ до чистки для участвующих в сравнении 49 пар точек высокозначимый и равен 0,66 [Тейлор, 1985].

Остаточная коэрцитивная сила Bcr изменяется в диапазоне 34–68 мТл (рис. 5, б). Величина отношения Mrs/Ms по изученной части разреза изменяется в диапазоне 0,06–0,65, за исключением трех образцов. Таким образом, основным носителем намагниченности в данных породах служит низкокоэрцитивный магнитный минерал.

Для изучения состава магнитных минералов — носителей естественной остаточной намагниченности — была отобрана демонстрационная коллекция, состоящая из 11 образцов объемом ~1 см³ каждый, в скобках — глубина отбора (H , м: № 1 ($H=90,05$), № 2 ($H=88,55$), № 3 ($H=88,4$), № 15 ($H=68,2$), № 20 ($H=61,1$), № 32 ($H=41,5$), № 41 ($H=26,4$), № 43 ($H=25$), № 48 ($H=16,7$), № 49 ($H=14,6$), № 50 ($H=11$), на которой выполнен термомагнитный анализ по зависимости Ms(T) в магнитном поле 0,7 Тл. Термомагнитный анализ образцов № 1, 3, 32, 41, 43, 48, 49, 50 по зависимости Ms(T) показал, что после 400–450 °C наблюдается перегиб и, как правило, небольшой рост величины магнитного момента (рис. 6). Рост магнитного момента после 400 °C связан с образованием магнетита из немагнитных соединений. После нагрева до 600 °C на кривой первого нагрева появляется точка перегиба в районе температуры Кюри магнетита. Даже при температуре 700 °C магнитный момент полностью не разрушается и остается парамагнитная составляющая. Кривые второго нагрева проходят много выше кривых первого нагрева и имеют перегиб при температуре ~580 °C, что свидетельствует об образовании магнетита в ходе

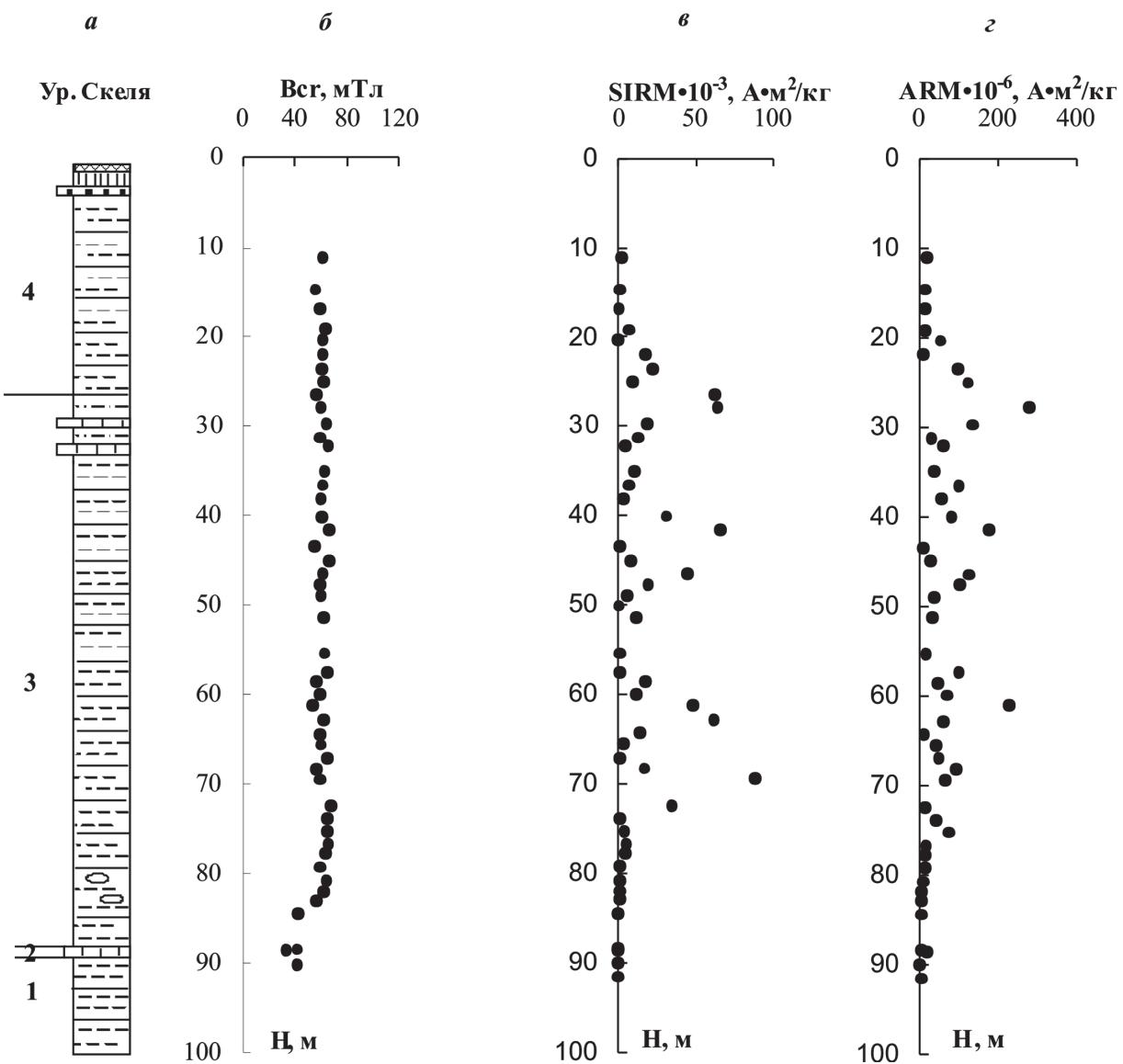


Рис. 5. Литологическая колонка разреза урочища Скеля (а); кривые изменения магнитных характеристик от глубины разреза Н: остаточная коэрцитивная сила Вср (б), остаточная намагниченность насыщения SIRM (в), безгистерезисная остаточная намагниченность ARM (г). Условные обозначения см. на рис. 4

нагрева. Также на кривых второго нагрева иногда остаются пики в области ~500 °C, характеризующие образование магнетита.

Термомагнитный анализ образца № 20 показал наличие двух перегибов, соответствующих ~420 °C и температуре Кюри магнетита ~580 °C на кривой первого нагрева. Перегиб около 420 °C связан с образованием магнетита из немагнитных соединений, например, пирита. Кривая второго нагрева проходит заметно ниже кривой первого нагрева, имеет перегиб при температуре ~580 °C и соответствует магнетиту, образовавшемуся в ходе нагрева.

На трехкомпонентном термомагнитометре по зависимости остаточного магнитного момента Mrs, созданного в поле 0,6 Тл, от температуры на образцах глин объемом 1 см³ с достаточно высокими начальными значениями NRM (№ 15 ($H = 68,20$ м), № 20 ($H = 61,10$ м), № 32 ($H = 41,50$ м), № 41 ($H = 25,40$ м), № 43 ($H = 25,00$ м) выполнен термомагнитный ана-

лиз Mrs(T) (рис. 7). Анализ для других образцов не представлялся возможным из-за низких начальных значений NRM и, как следствие, низких значений остаточного магнитного момента.

Термомагнитный анализ Mrs(T) образцов показал, что кривые первого нагрева Mrs(T) имеют выпуклый вид и содержат слабо выраженный перегиб около ~300–320 °C. Остаточный магнитный момент полностью разрушается при температуре ~430–460 °C. Кривые второго нагрева проходят много выше кривых первого нагрева и имеют перегиб при температуре ~580 °C, что свидетельствует об образовании магнетита в ходе нагрева. Таким образом, в образце, возможно, присутствуют сульфид железа с температурой блокирования ~320 °C (моно-клинический пирротин или греййт) и титаномагнетит с температурой блокирования ~430–460 °C. Сильное увеличение магнитного момента на кривой второго нагрева, скорее всего, связано с образованием магне-

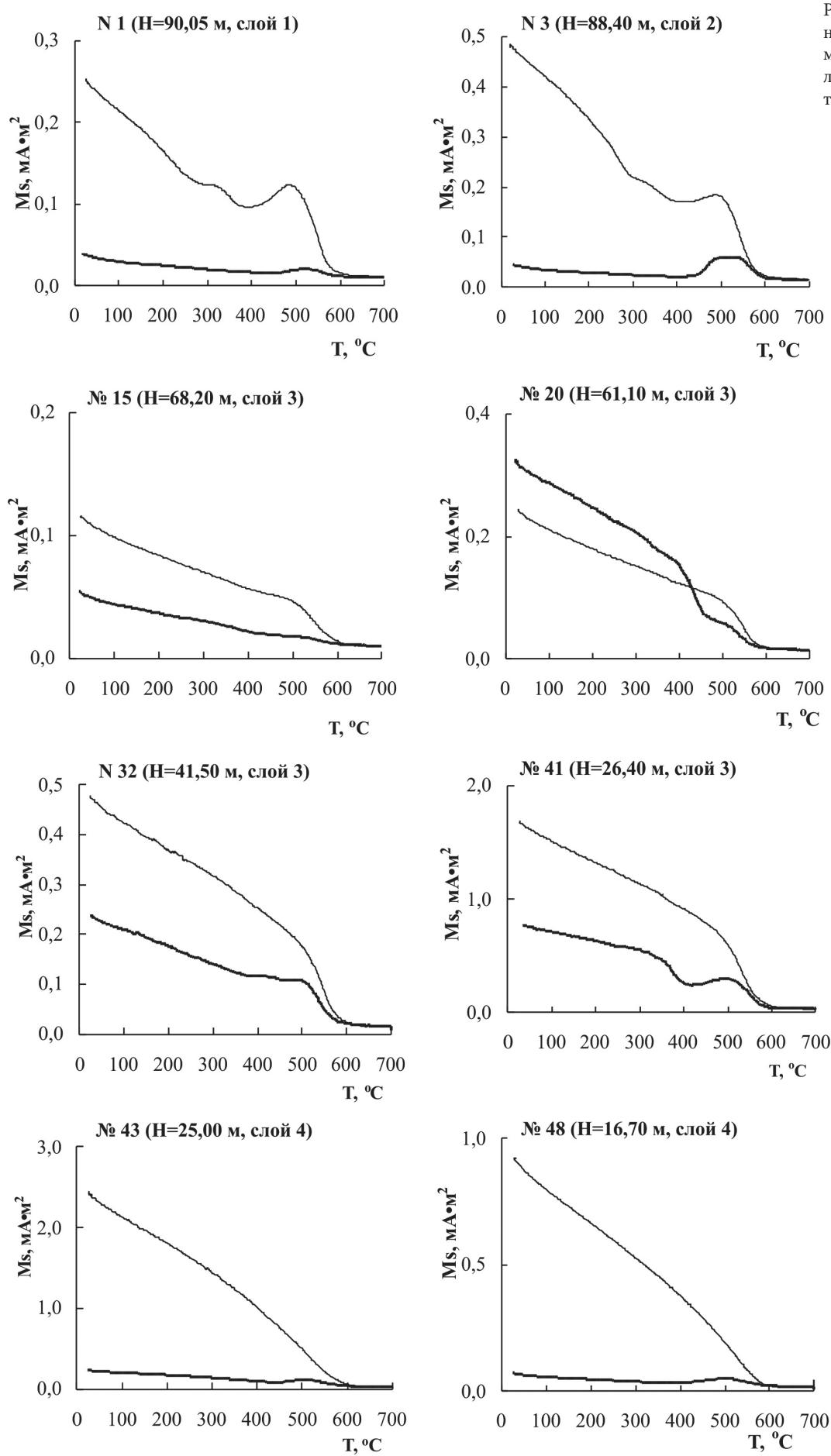
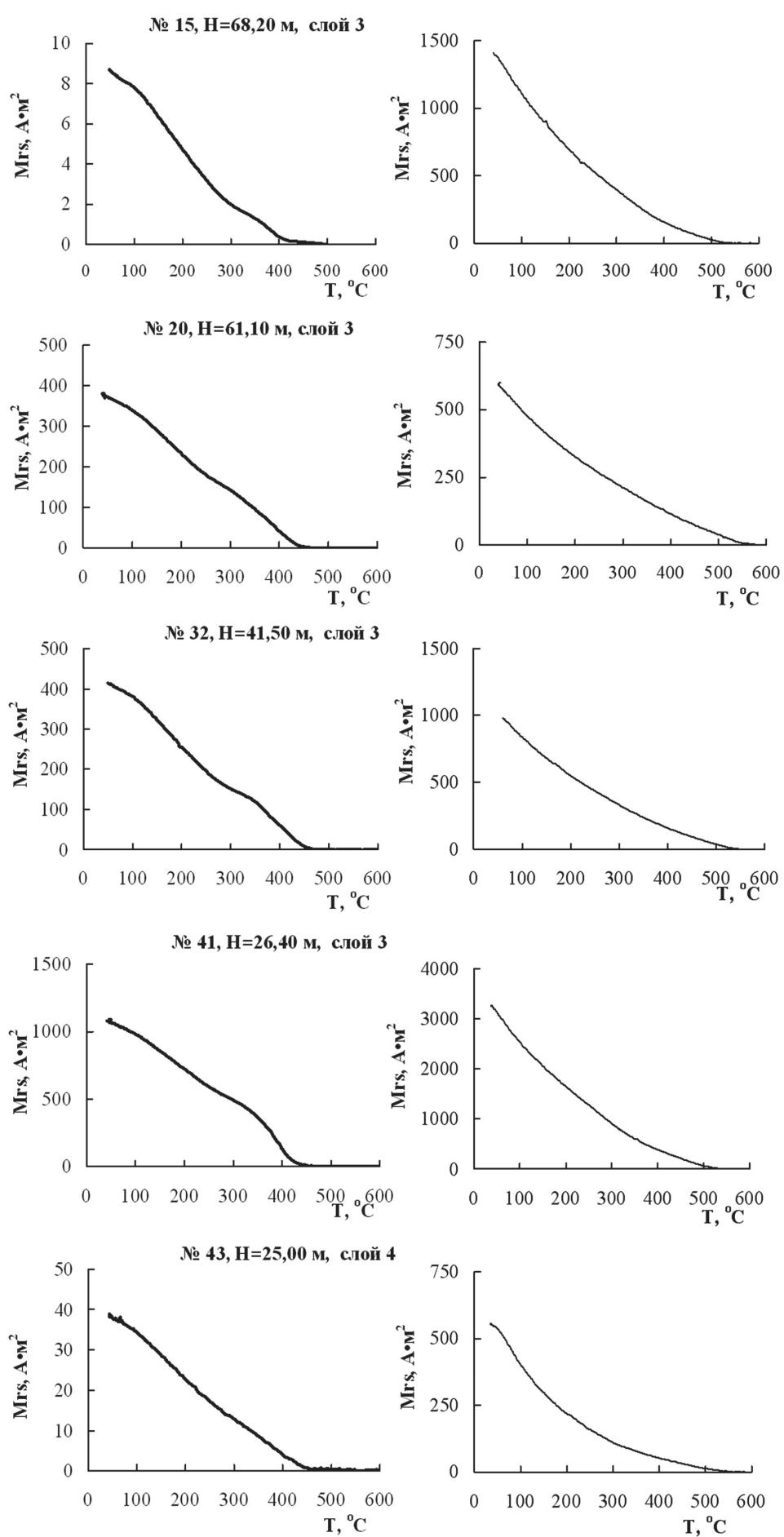


Рис. 6. Кривые термомагнитного анализа зависимости $Ms(T)$. Жирная линия — первый нагрев, тонкая линия — второй нагрев

Рис. 7. Кривые термомагнитного анализа зависимости $Mrs(T)$.
Колонка слева — первый нагрев,
колонка справа — второй нагрев



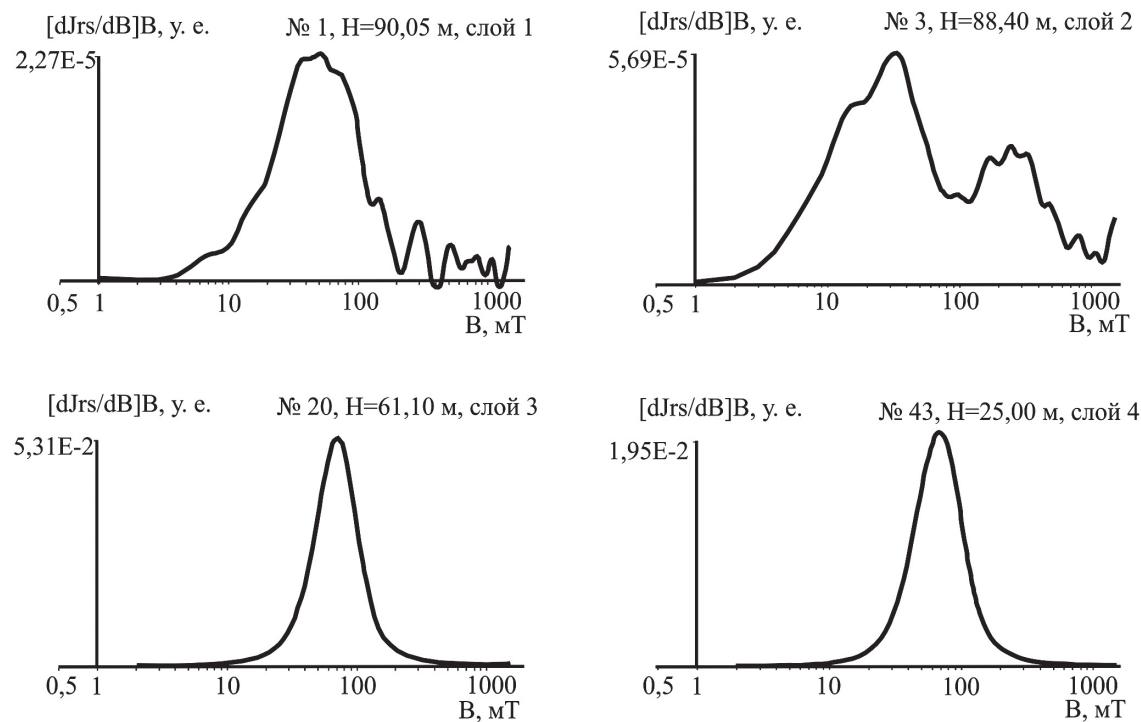


Рис. 8. Коэрцитивные спектры прямого намагничивания

тита из немагнитных соединений, например пирита, или с гетерофазным разложением титаномагнетита на магнетит Fe_3O_4 и ильменит.

Для разделения магнитных минералов по жесткости были сняты коэрцитивные спектры нормального и обратного остаточного индуктивного намагничивания на коэрцитивном спектрометре J-Meter конструкции П.Г. Ясонова [Буров и др., 1986; Нургалиев, Ясонов, 2009] для образцов объемом 2 cm^3 со всех уровней отбора. Вейвлет-анализ спектров, снятых на образцах, которые отобраны из слоев 1 и 2 вейвлет-преобразованием «мексиканская шляпа», показал наличие перекрывающихся трех-четырех пиков, соответствующих минералам с разной магнитной жесткостью (рис. 8). Спектры образцов, отобранных из слоев 3 и 4, напротив, представляют собой отдельные гауссоиды, соответствующие единственному минералу.

Таким образом, основной магнитный минерал — носитель естественной остаточной намагниченности — в породах изученной части разреза представлен титаномагнетитом. В породах слоев 1, 2 помимо титаномагнетита присутствует сульфид железа (моноклинный пирротин и/или греййт).

Поскольку основной магнитный минерал в изученном разрезе — титаномагнетит, можно оценить доменную структуру магнитных зерен с помощью диаграммы Дэя–Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002a,b]. Большинство изученных образцов содержит зерна титаномагнетита псевдооднодоменной структуры (PSD) и смесь однодоменных (SD) и суперпарамагнитных (SP) зерен (рис. 9).

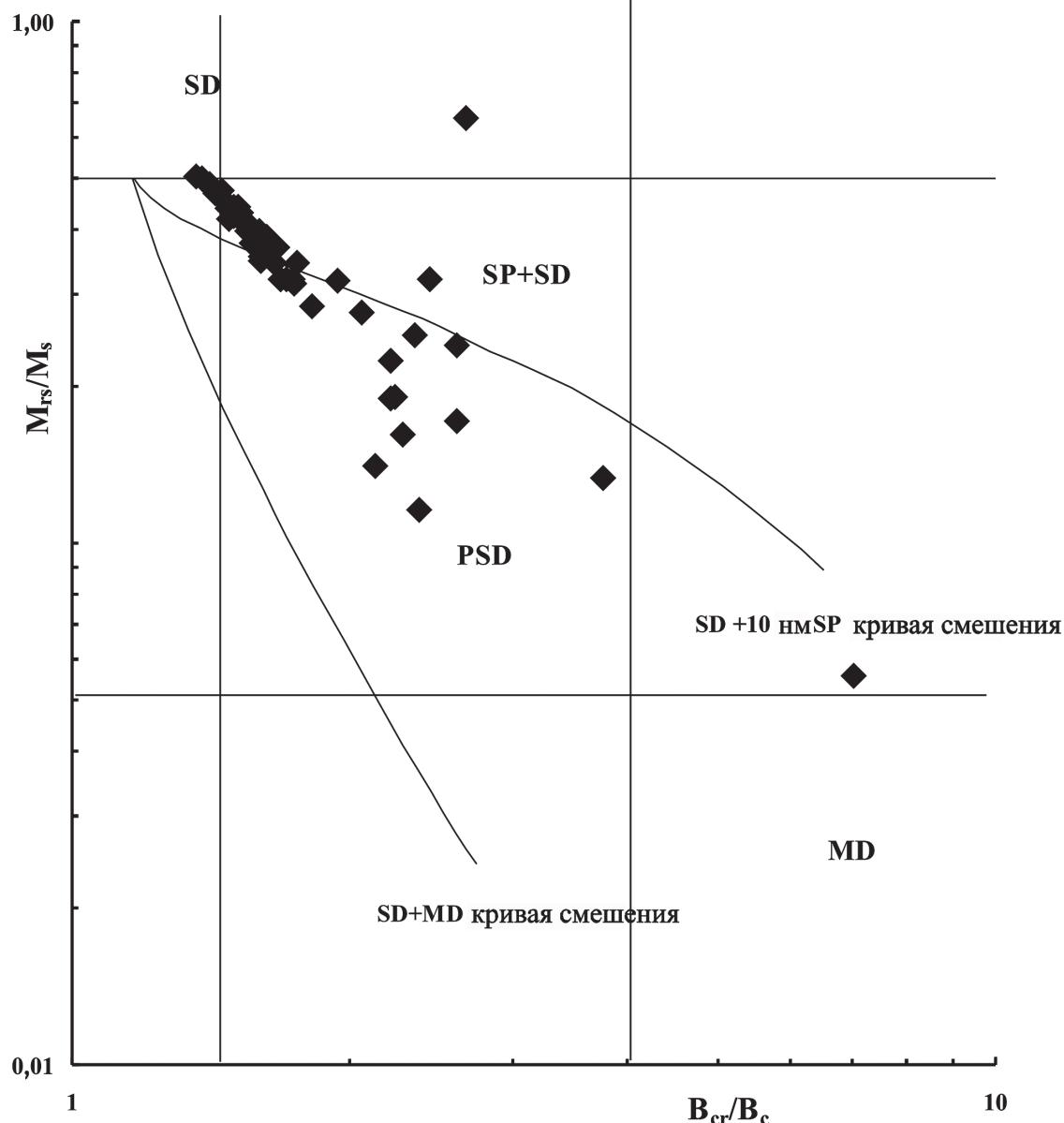
Для определения относительного изменения размера зерен по разрезу были использованы от-

ношения магнитных параметров SIRM/α и ARM/α. Деление остаточных намагниченностей SIRM и ARM, зависящих от размера зерна и концентрации зерен-носителей NRM, на магнитную восприимчивость дает параметр, независимый от концентрации. Мелкие частицы, чей размер лежит в однодоменной SD и псевдооднодоменной PSD областях, будут достигать более высоких отношений SIRM/α и ARM/α в областях, где имеет место обилие этих частиц. На рис. 10 (б, в) видно, что в слое 1, 2 и нижней части слоя 3, а также в верхней части пачки 4 имеют место интервалы, характеризующиеся пониженными величинами отношений SIRM/α и ARM/α. Таким образом, в этих частях разреза присутствуют крупные частицы титаномагнетита.

Исследование анизотропии магнитной восприимчивости. Для определения сохранности формы магнитных минералов в условиях складкообразования на всех образцах коллекции изучена анизотропия магнитной восприимчивости (AMS). Результаты исследования AMS показали, что в географической системе координат направления минимальной оси эллипса магнитной восприимчивости имеют западное склонение и расположены по одну сторону от оси складки (азимут складки $\sim 45^\circ$). В стратиграфической системе координат минимальная ось эллипса анизотропии направлена вертикально, что отвечает картине осадконакопления в спокойных условиях. Значения параметра формы эллипса анизотропии (T) на графике зависимости T от степени анизотропии магнитной восприимчивости (P) указывают на преобладание плоскостного типа анизотропии магнитной восприимчивости в образцах. Такая картина распределения осей магнитной

Рис. 9. Диаграмма

Дэя–Данлопа



восприимчивости свидетельствует о сохранении первичной формы магнитных минералов в условиях складкообразования (рис. 11).

Результаты палеомагнитных исследований. Для получения направлений намагниченности, записанной в осадочных породах разреза ур. Скеля, авторы использовали чистку переменным полем — по 3 образца с уровня отбора. Для выделения характеристической компоненты намагниченности для всех образцов сняты кривые размагничивания от первоначальной NRM₀ до 60 мТл с шагом 5 мТл (рис. 12). На диаграммах Зийдервельда видно, что выделяются две компоненты намагниченности. Переменным магнитным полем ~5 мТл снимается вязкая низкокоэрцитивная компонента намагниченности. Помимо вязкой компоненты, на диаграммах Зийдервельда выделяется одна компонента, идущая в ноль, направление которой принимается за характеристическое.

Величины склонения (D) и наклонения (I) намагниченности, полученные после чистки переменным магнитным полем и проведения компонентного анализа по программе R.J. Enkin PMGSC-Paleomagnetism Data Analysis (ver. 4.2) [Enkin, 2003], удовлетворительно согласуются для 3 образцов с одного уровня (средняя степень ориентировки — кучность распределения направлений трех векторов естественной остаточной намагниченности ~366), что позволяет усреднить и построить кривые I и D по разрезу (рис. 13, б, в).

Пересчет величин угловых компонент характеристической намагниченности на координаты виртуального геомагнитного полюса и исключение из рассмотрения единичных точек обратной полярности показали, что самый верх слоя 1 можно отнести к R-горизонту; слои 2 и 3 — к горизонту прямой N полярности; слой 4 несет запись геомагнитного поля обратной полярности R (рис. 13).

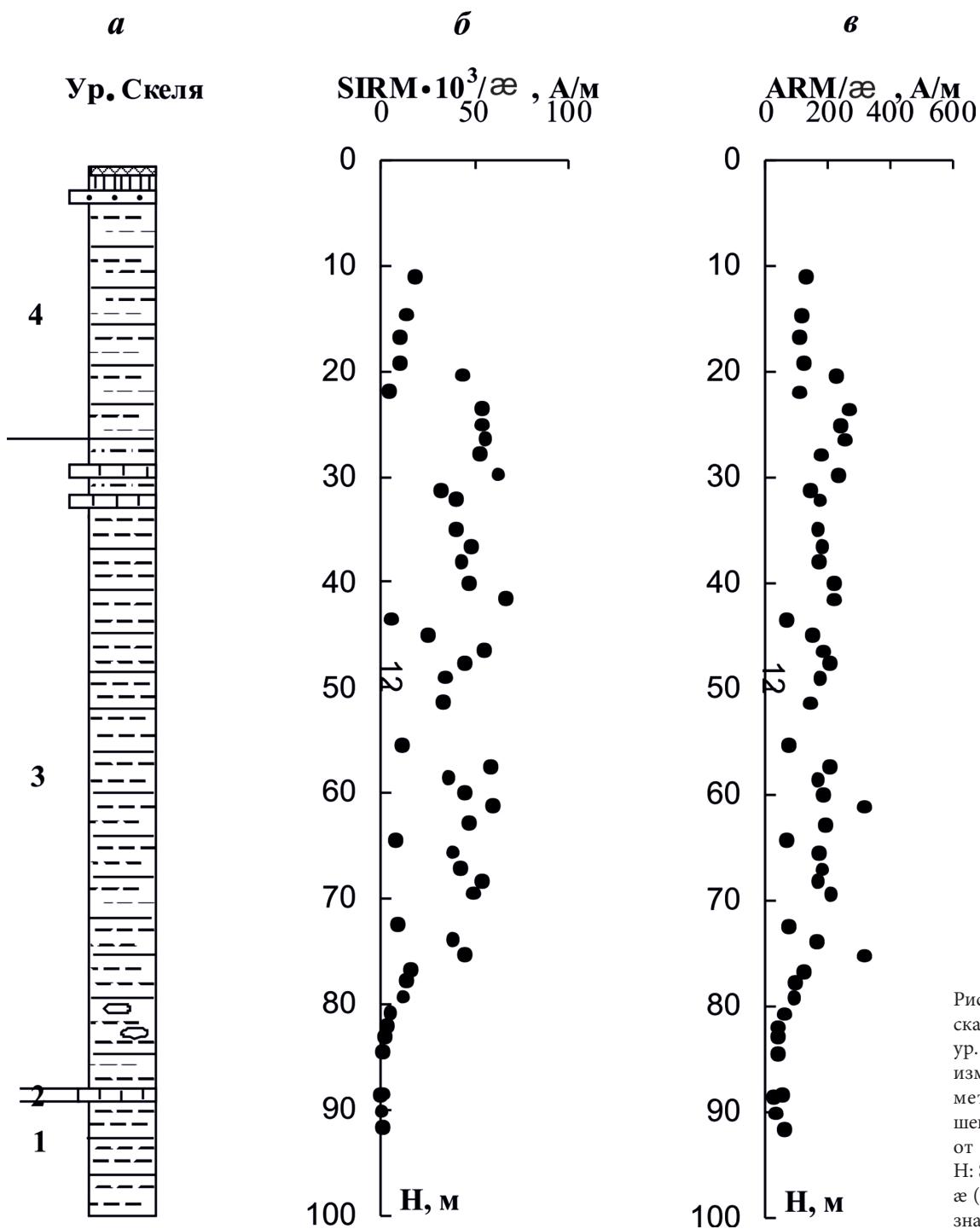


Рис. 10. Литологическая колонка разреза ур. Скеля (a); кривые изменения гранулометрических отношений в зависимости от глубины разреза Н: SIRM/аэ (б), ARM/аэ (в). Условные обозначения см. на рис. 4

Палеомагнитный тест складки направлений намагниченности, записанных в породах аргунских толщ (слои 3 и 4), выполненный по программе PMGSC (Paleomagnetic Data Analysis, ver. 4.2) [Enkin, 2003], дал положительный результат (Optimal untilting at $78,3 \pm 50,1\%$ untilting, test positive), что свидетельствует о доскладчатом возрасте образования намагниченности.

Обратно намагниченные породы в изученной части разреза Скеля залегают сразу под тарханским мергелем в верхней части кувинских слоев, а также захватывают целиком слой 4 аргунских отложений. Породы слоя 3 аргунских отложений намагниченны

прямо. Согласно данным [Palcu et al., 2019], тарханский регионарус расположен в средней части среднего миоцена, соответствует ланггию Средиземноморья и локализован в пределах хрома C5Bn. Если не принимать во внимание единичную точку неопределенной полярности в терских слоях, то интервал прямой полярности, приходящийся на слои 2 и 3, можно сопоставить с хроном C5Bn. Слой 4 в верхней части аргунских отложений, характеризующийся обратной полярностью, можно сопоставить с C5ADr. Предположительно возраст границы C5Bn/C5ADr по магнитохронологической шкале GTS 2020 можно оценить в $\sim 14,7$ млн лет [Gradstein et al., 2020].

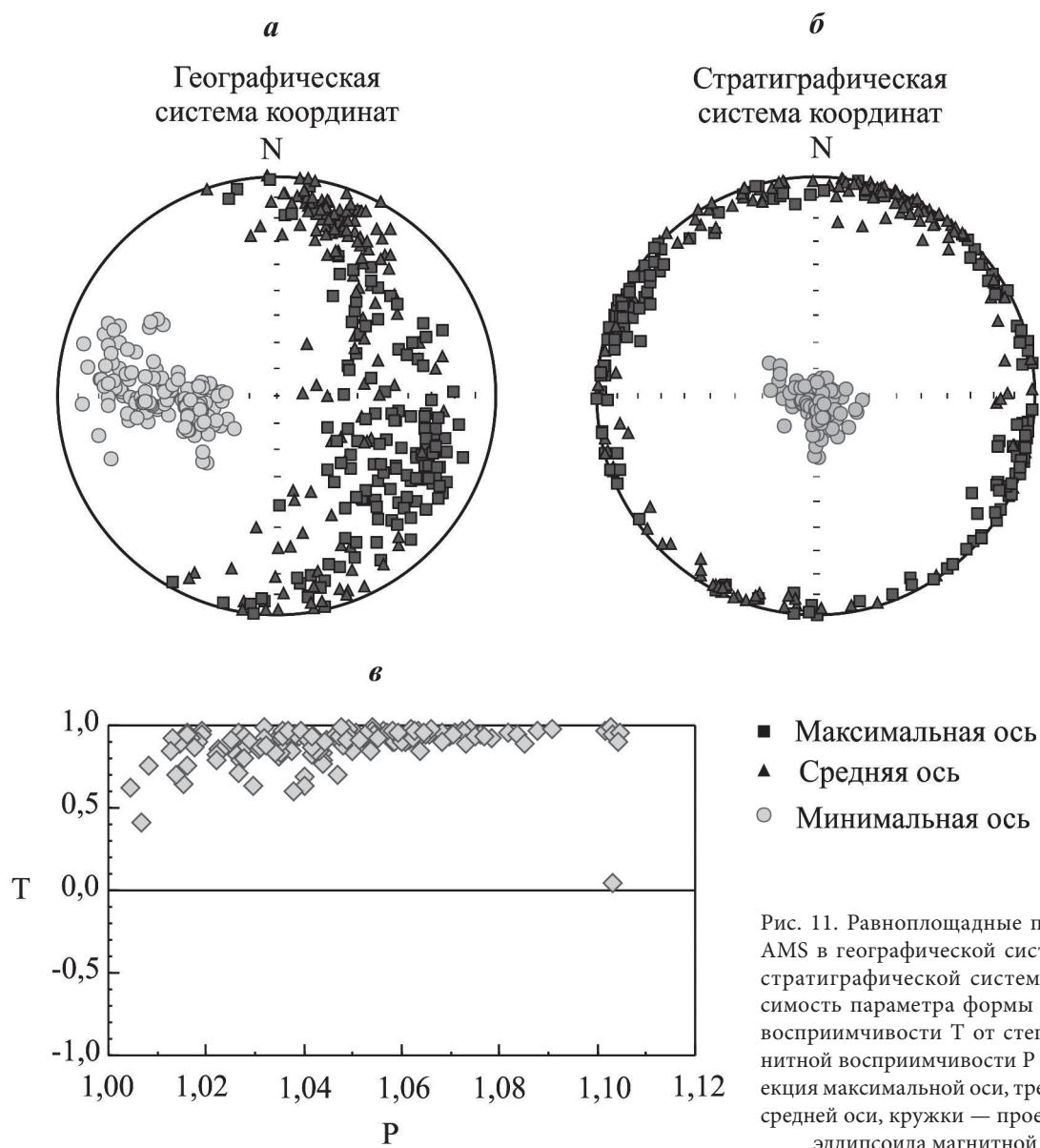


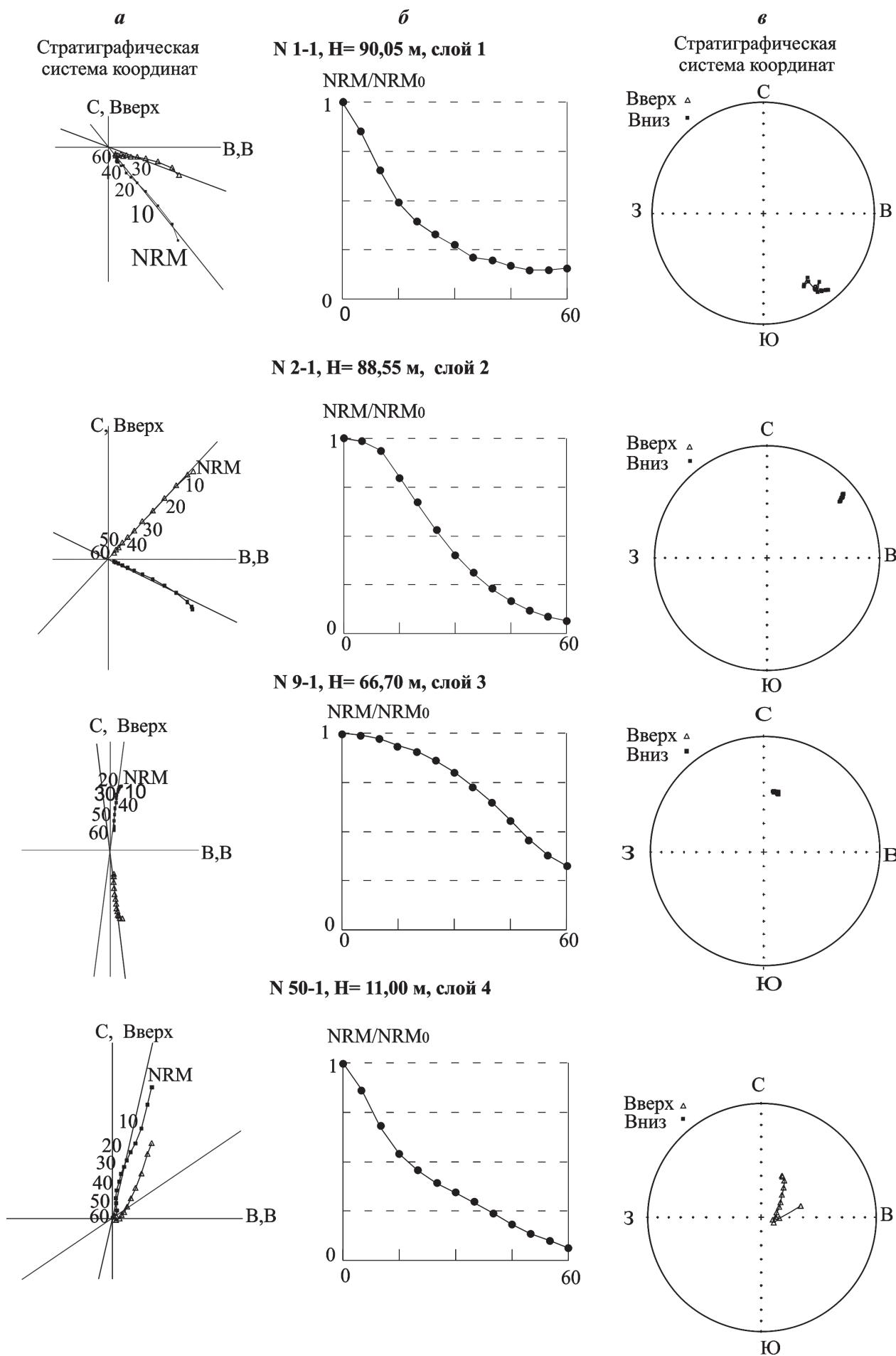
Рис. 11. Равноплощадные проекции главных осей AMS в географической системе координат (*а*) и в стратиграфической системе координат (*б*); зависимость параметра формы эллипсоида магнитной восприимчивости *T* от степени анизотропии магнитной восприимчивости *P* (*в*). Квадратики — проекция максимальной оси, треугольники — проекция средней оси, кружки — проекция минимальной оси эллипса магнитной восприимчивости

Таким образом, исследование магнитных минералов по жесткости путем разложения вейвлет-преобразованием коэрцитивных спектров прямого и обратного намагничивания показало, что слои 3 и 4 содержат единственный минерал-носитель естественной остаточной намагниченности. Термомагнитный анализ зависимости остаточного магнитного момента насыщения от температуры на образцах из этих слоев выявил титаномагнетит. Размер зерен титаномагнетита лежит в однодоменной и псевдооднодоменной областях. Наличие зерен титаномагнетита в морских осадочных толщах обычно свидетельствует о наличии терригенного сноса с суши: зерна титаномагнетита были принесены с осадками, поступающими со стоком рек и сносимыми с мелководья, поэтому естественная остаточная намагниченность имеет седиментационную природу. В слоях 3 и 4 надежно выделяется характеристическая компонента намагниченности. Палеомагнитный тест складки положительный. Нижняя часть аргунских отложений (нижняя часть

слоя 3) представлена преимущественно глинами, которые формировались в относительно глубоководных условиях при наличии связи бассейна с открытыми морскими водами. Верхняя часть аргунских отложений (слой 4) образовывалась в условиях обмеления бассейна при усилении поступления обломочного материала [Ростовцева, 2012].

В маломощных слоях 1 и 2 присутствует несколько ферромагнитных минералов-носителей NRM: титаномагнетит и сульфид железа — моноклинный пирротин и/или греййт. Низкие величины гранулометрических отношений SIRM/æ, ARM/æ в слоях 1 и 2 и в нижней части слоя 3 свидетельствуют о наличии крупной фракции, т. е. о близости источников сноса.

Несмотря на хорошее совпадение полярности намагниченности, полученной в нижней части разрезов ур. Скеля и Коп-Такыл (рис. 2), не исключено перемагничивание нижних слоев разреза ур. Скеля. Таким образом, однородные по составу магнитных минералов-носителей естественной остаточной на-



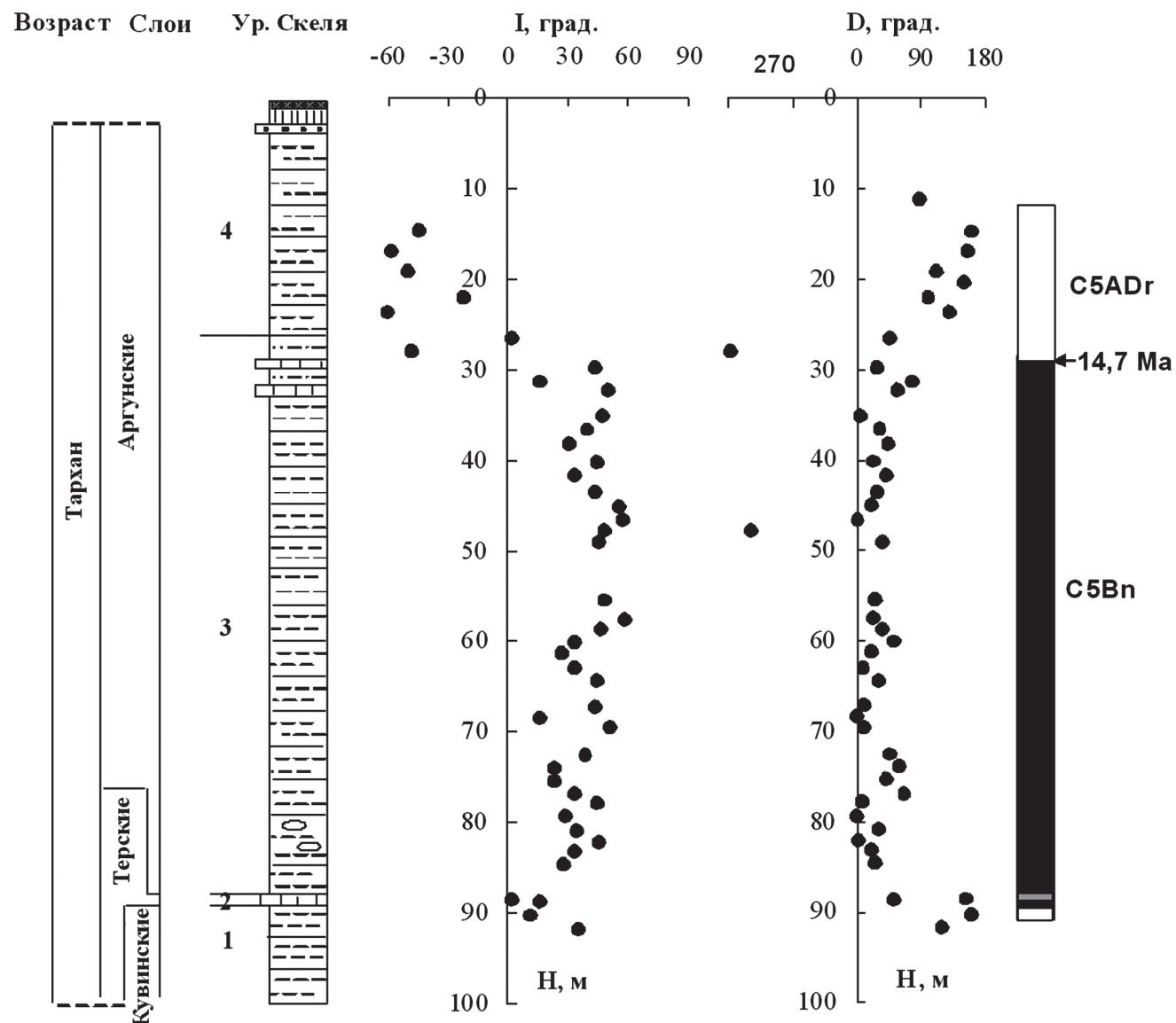


Рис. 13. Литологическая колонка (а); кривые зависимости средних значений наклонения I (б) и склонения D (в) от мощности разреза H после чистки переменным магнитным полем и применения компонентного анализа. Чёрное — прямая полярность намагниченности, белое — обратная полярность, серое — неопределенная полярность

магнитенности слои 3 и 4 общей мощностью ~73 м пригодны для дальнейших циклостратиграфических исследований методами спектрального анализа временных рядов как магнитной восприимчивости, так других магнитных параметров, чувствительных к изменению климата.

Заключение. В ходе петромагнитных и палеомагнитных исследований отложений тарханского регионаряса миоцена разреза ур. Скеля установлено, что основной ферримагнитный минерал в отложениях пород аргунских слоев представлен титаномагнетитом. Аргунские отложения на заключительном этапе накопления формировались при увеличении поступления обломочного материала со стоком рек. Природа намагниченности седиментационная.

Выделенный интервал прямой полярности намагниченности в нижней части аргунских слоев можно сопоставить с хроном C5Bn.

Интервал обратной полярности намагниченности, приходящийся на верхнюю часть аргунских слоев, сопоставим с хроном C5ADr. Предположительно возраст границы C5Bn/C5ADr можно оценить в ~14,7 млн лет по магнитохронологической шкале GTS 2020. Отложения кувинских и терских слоев содержат несколько минералов-носителей естественной остаточной намагниченности — титаномагнетит и грейгит (моноклинный пирротин). Химическая природа намагниченности грейгита предполагает аккуратное отношение к выделенным направлениям намагниченности.

Рис. 12. Диаграммы Зайдервельда (а), цифры обозначают величину переменного магнитного поля в мТл; кривые размагничивания NRM/NRM₀ демонстрационных образцов переменным магнитным полем (б); стереографические проекции вектора NRM в стратиграфической (древней) системе координат (в)

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность руководителю проекта А.И. Рыбкиной за всестороннюю помощь в организации полевой и исследовательской работы, С.Д. Меркулову, А.А. Одинцову за помощь в отборе образцов и подготовке коллекции к экспериментальным исследованиям, Д.М. Кузиной и В.В. Антоненко за

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андрусов Н.И. Известняки Керчи и их фауна // Зап. имп. Санкт-Петербургского минерал. об-ва. 1890. Т. 2, № 26. С. 193–345.

Барг И.М., Григорович А.С., Носовский М.Ф. Про стратиграфичне положения спіріалісів глин Криму // Тектоніка і стратиграфія. Вип. 7. Київ: Наук. думка, 1975. С. 62–65.

Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань: Изд-во Каз. гос. ун-та, 1986. 167 с.

Жижченко Б.П. Нижний и средний миоцен // Стратиграфия СССР. Т. 12. Неоген. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 11–227.

Молостовский Э.А. Шкала магнитной полярности мезлзоя и кайнозоя и ее значение для стратиграфии: по материалам западной части СССР: Докт. дисс. Саратов, 1986. 401 с.

Носовский М.Ф., Барг И.М., Пишиванова Л.С., Андреева-Григорович А.И. Об объеме тарханского яруса на юге СССР // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1976. С. 22–31.

Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Полезная модель «Коэрцитивный спектрометр»: патент № 81805 // Государственный реестр полезных моделей Российской Федерации. 2009. 27 марта.

Певзнер М.А. Стратиграфия среднего миоцена — плиоцена Юга Европы (по палеомагнитным данным): Автoref. докт. дисс. М., 1986.

Ростовцева Ю.В. Седиментогенез в бассейнах среднего и позднего миоцена Восточного Паратетиса (стратотипический Керченско-Таманский регион): Автoref. докт. дисс. М., 2012.

Тейлор Дж. Введение в теорию ошибок. М.: Мир, 1985. 272 с.

Трубихин В.М. Палеомагнитная шкала и стратиграфия неоген-четвертичных отложений Паратетиса // Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров). Волгоград; Тамань, 1998. С. 13–17.

организацию и содействие в работе на коэрцитивном спектрометре в лаборатории палеоклиматологии, палеоэкологии, палеомагнетизма Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского (При-волжского) Федерального университета.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 19-77-10075).

Day R., Fuller M.D., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetite: Grain size and composition dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. Vol. 13. P. 260–266.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/ Ms versus Hcr/Hc). 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res. 2002a. Vol. 107, Iss. B3, 2056, 10.1029/2001JB000486.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/ Ms versus Hcr/Hc). 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // J. Geophys. Res. 2002b. Vol. 107, Iss. B3, 2057, 10.1029/2001JB000487.

Egli R. Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108, Iss. B2. P. 1–25.

Enkin R.J. The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // Earth Plan. Scie. Lett. 2003. Vol. 212, N 1–2. P. 151–161.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The geologic time scale 2020, Vol. 2. Amsterdam: Elsevier, 2020. P. 1141–1215.

Palcu D.V., Popov S.V., Golovina L.A. et al. The shutdown of an anoxic giant: Magnetostratigraphic dating of the end of the Maikop Sea // Gondwana Res. 2019. Vol. 67. P. 82–100.

Peters C., Thompson R. Magnetic identification of selected natural iron oxides and sulphides // J. Magnetism and Magnetic Materials. 1998. Vol. 183. P. 365–374.

Pilipenko O.V., Filina E.V., Rostovtseva Yu.V., Novruzov Z. Petromagnetism and paleomagnetism of the Tarkhanian sediments in Kop-Takyl section (the Kerch Peninsula) // Russ. J. Earth Scie. 2020. Vol. 20. ES3003. DOI: 10.2205/2020ES000712.

Pilipenko O.V., Salnaya N.V., Rostovtseva Yu.V., Novruzov Z. Rock-magnetic studies of the Tarkhanian sediments in Kop-Takyl section (the Kerch peninsula) // Russ. J. Earth Scie. 2021. Vol. 21. ES2005. DOI: 10.2205/2021ES000765.

Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. London; Glasgow; N.Y.; Tokyo; Melbourne; Madras: Chapman & Hall, 1993. 277 p.

Статья поступила в редакцию 14.12.2021, одобрена после рецензирования 09.03.2022, принята к публикации 31.08.2022

УДК 550.8.01. 550.85

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ДОЮРСКИХ И ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

**Владимир Львович Шустер¹✉, Ольга Валерьевна Тюкавкина²,
Валентин Васильевич Шелепов³, Ирина Леонидовна Капитонова⁴**

¹ Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия; tshuster@mail.ru

² Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия; tov.sing@mail.ru

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

⁴ Российский университет дружбы народов (РУДН), Москва, Россия; kapitonova-il@rudn.ru

Аннотация. Рассмотрены вопросы изучения особенностей литолого-петрографического состава и формирования залежей нефти в пределах месторождений Сургутского свода и Фроловской мегавпадины. Отмечено, что формирование залежей осадочного чехла связано с особенностями геологического строения и нефтеносностью пород фундамента. На рассмотренной территории высокий этаж нефтеносности осадочного чехла наблюдается в пределах центральной части Сургутского свода, а отложения доюрской части разреза могут быть дополнительными источниками интенсификации углеводородов в нижне-среднеюрских отложениях. Наличие зон глубинных разломов — поисковый критерий для обнаружения в них вторичных коллекторов как в зонах деструкции, фундаменте, так и в нижне-среднеюрских отложениях, следовательно, месторождения могут формироваться за счет вертикально восходящей миграции глубинных флюидов через разломы, секущие фундамент и горизонты осадочного чехла.

Рассмотрены вопросы перспектив нефтегазоносности нижне-среднеюрских отложений, которые необходимо связывать как с гранитоидными массивами, так и с детальностью выделения условий осадконакопления и установления зон контакта осадочного чехла с нежелезающими образованиями.

Ключевые слова: осадочный чехол, фундамент, рифтогенез, залежь нефти

Для цитирования: Шустер В.В., Тюкавкина О.В., Шелепов В.В., Капитонова И.Л. Оценка перспектив нефтегазоносности доюрских и юрских отложений в центральной части Западно-Сибирской плиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 77–83.

ASSESSMENT OF OIL-AND-GAS-BEARING CAPACITY OF PRE-JURASSIC AND JURASSIC DEPOSITS OF THE CENTRAL PART OF THE WEST SIBERIAN PLATE

**Vladimir L. Schuster¹✉, Ol'ga V. Tyukavkina², Valentin V. Shelepo³,
Irina L. Kapitonova⁴**

¹ Institute of Oil and Gas Problems RAS, Moscow, Russia; tshuster@mail.ru

² Institute of Oil and Gas Problems RAS, Moscow, Russia; tov.sing@mail.ru

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

⁴ Peoples' Friendship University of Russia (RUDN University), Moscow, Russia; kapitonova-il@rudn.ru

Abstract. There were examined the issues of studying the features of the lithological and petrographic composition and the formation of oil deposits within the fields of the Surgut dome fold and the Frolov megadepression. It was noted that the formation of deposits of the sedimentary cover is associated with the peculiarities of the geological structure and the oil-bearing capacity of the basement rocks. In the considered territory, a high level of oil-bearing sedimentary cover is observed within the central part of the Surgut dome fold, and the deposits of the Pre-Jurassic part of the section can be additional sources of intensification of hydrocarbons in the Lower-Middle Jurassic deposits. The presence of zones of deep snaps is a search criterion for the detection of secondary reservoirs in them both — in destruction zones, basement, and in the Lower-Middle Jurassic deposits, therefore, deposits can be formed due to the vertically ascending migration of deep fluids through faults that cross the basement and horizons of the sedimentary cover.

There were examined the issues of the prospects for the oil and gas content of the Lower-Middle Jurassic deposits, which must be associated with both granitoid massifs and the details of identifying the conditions of sedimentation and the establishment of contact zones of the sedimentary cover with the underlying formations.

Key words: sedimentary cover, basement, rifting, oil deposit

For citation: Schuster V.L., Tyukavkina O.V., Shelepo V.V., Kapitonova I.L. Assessment of oil-and-gas-bearing capacity of pre-jurassic and jurassic deposits of the central part of the West Siberian plate. *Moscow University Geol. Bull.* 2022, 4: 77–83. (In Russ.).

Введение. В настоящее время вопросы перспектив нефтегазоносности юрских отложений составляют предмет напряженных дискуссий и обсуждений, которые обусловлены принятием в 1970–1980-е гг. на государственный баланс большого объема запасов углеводородов, извлечение которых в настоящее время — достаточно дорогостоящее мероприятие. Резкое падение дебитов нефти после применения методов увеличения нефтеотдачи (МУН) предопределяет постоянное воздействие на коллекторы для поддержания рентабельного уровня добычи, однако применение МУН на длительно разрабатываемых месторождениях обеспечивает годовой объем добычи углеводородов, не превышающий 0,1–0,3% от суммы запасов по категориям А+В+С1.

В разное время изучением геологии и условий формирования юрских продуктивных отложений в исследуемом районе занимались С.М. Беккина, Р.М. и С.Р. Бембель, Н.С. Гатиятуллин, С.М. Гязова, Ф.Г. Гурари, В.П. Девятов, Г.К. Ешимов, О.Г. Зарипов, В.И. Исаев, А.Е. Ковешников, А.Э. Конторович, Ю.В. Коржов, И.М. Кос, С.Г. Кузьменков, Г.А. Куриленкова, Г.А. Лобова, Т.Е. Лунёва, В.М. Мегеря, Н.М. Недоливко, И.И. Нестеров, Г.Р. Новиков, Ф.К. Салманов, А.В. Соколов, В.П. Сонич, А.В. Ступакова, В.С. Сурков, А.А. Трофимук, О.В. Тюкавкина, И.Ш. Усманов, Ю.В. Филипович, Ю.Г. Эрвье и многие другие.

Сейчас, в условиях значительной выработанности неокомских залежей, основные перспективы связаны с разработкой сложнопостроенных коллекторов юры, и, согласно вышеизложенному, можно констатировать, что геологическое доизучение юрских горизонтов в пределах Западно-Сибирской плиты актуально в теоретическом и практическом отношениях.

Материалы и методы исследований. Работа заключалась в обработке и анализе промысловых данных, количественном сопоставлении результатов исследований вещественного состава пород, полученных за продолжительный период как авторами статьи, так и их многочисленными предшественниками, а также в выявлении закономерностей свойств пород фундамента Верхнеляминского вала (Фроловская мегавпадина), ограниченного крупными глубинными разломами, вдоль которых происходило активное движение тектонических блоков.

Результаты исследований и их обсуждение. **Основные закономерности условий формирования пород фундамента и зон глубинных разломов.** Породы доюрского комплекса в центральной части Фроловской мегавпадины вскрыты 76-ю скважинами. Толщина изученных бурением доюрских пород составляет от 33 до 246 м. Породы фундамента представлены эфузивами и гранитами, где широко развиты вторичные изменения, выраженные в развитии хлорита, альбита, пренита, халцедона, кальцита [Беккина, Усманов, 2009; Гатиятуллин, Баранов, 2015; Кузина и др., 2014; Лобова и др., 2018; Ступакова и др., 2015]. По данным С.М. Беккиной, И.Ш. Ус-

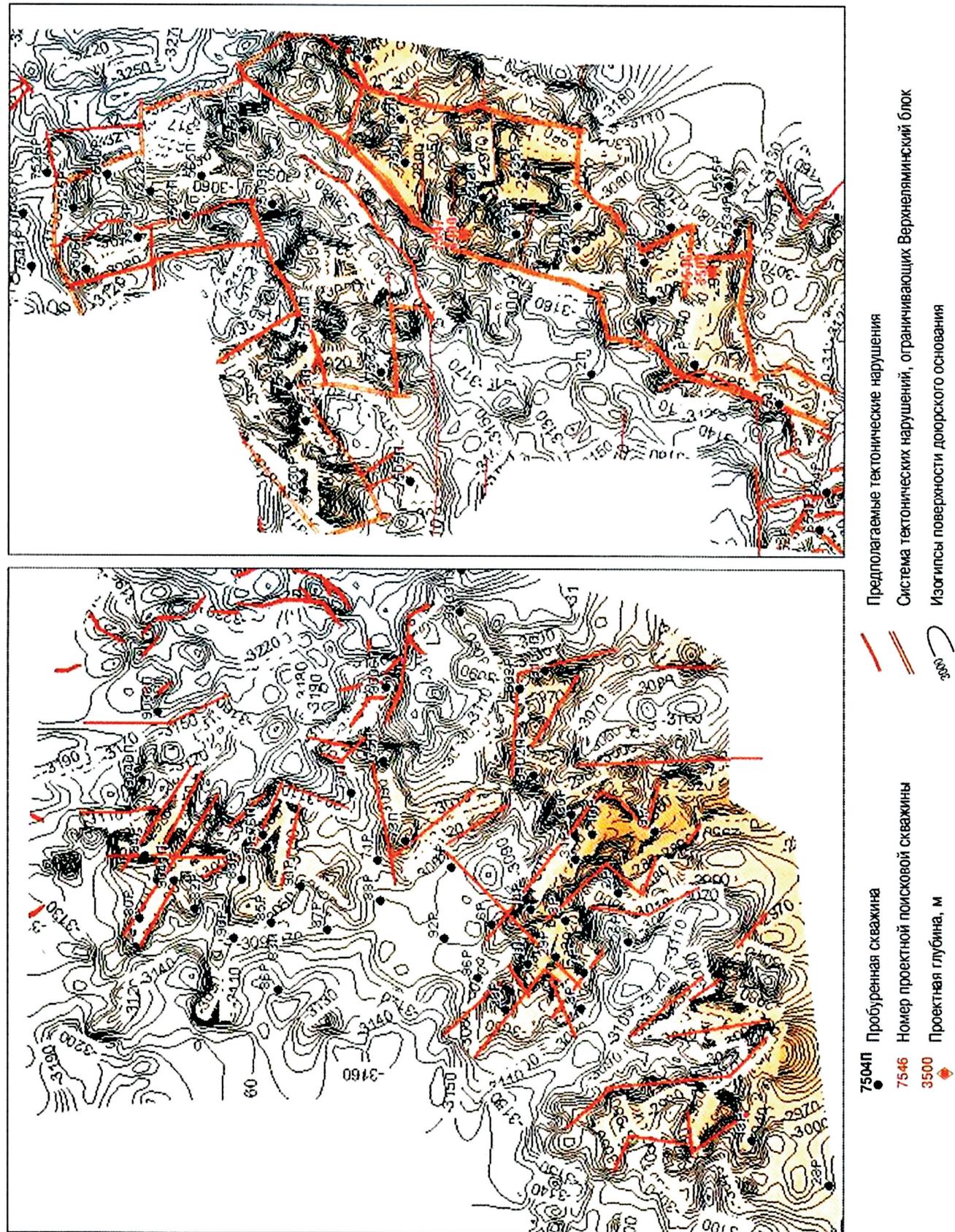
манова [2009], наличие гранитов подтверждается вскрытыми отложениями доюрского комплекса на территории Сыньеганской террасы с признаками нефтеносности в виде характерного голубого свечения в ультрафиолетовом свете. В пределах центральной части Фроловской мегавпадины (Сыньеганская терраса) выделяются участки фундамента, представленные вулканическими и интрузивными диоритовыми и гранит-диоритовыми ассоциациями. Также в работе [Беккина и др., 2009] доказано, что глубокие горизонты в приподнятом Сыньеганском блоке перспективны на добычу углеводородов, так как при вскрытии фундамента разведочными скважинами установлены газопроявления. Наличие газопроявлений может свидетельствовать о существовании в этой зоне режима рифтогенеза в период формирования фундамента осадочного чехла.

Доюрский фундамент отличается выраженным блоковым строением — сеть региональных и локальных разломов протяженностью до десятков километров формирует систему блоков, отраженных в толщах осадочного чехла, например, Ханты-Мансийская впадина характеризуется наличием антиклинальных структур II и III–IV порядков [Гурари и др., 2005; Филиппович, 2001]. Депрессионный режим ее развития обусловил наличие стратиграфически полных, мощных разрезов средней юры. Отложения тюменской свиты объединяют песчано-алевритовые пласти Ю_{2–9}, входящие в среднеюрский нефтегазоносный комплекс, имеют широкое площадное распространение, занимая громадные пространства в центральной части Западно-Сибирской плиты [Конторович и др., 1975].

С учетом блоковой структуры фундамента Фроловского геоблока, включающего структуры более низкого порядка — Верхнеляминский вал, Сыньеганскую террасу, Туманный и Ай-Пимский валы, — по данным бурения и сейсмическим материалам по кровле основных горизонтов были построены структурные карты. Доюрский комплекс отождествляется с отражающим горизонтом А (рис. 1).

В пределах правобережья р. Обь в пределах Ханты-Мансийского АО отложения доюрской части разреза вскрыты на 40 площадях Красноленинского, Ляминского, Приобского и Сургутского нефтегазоносных районов. Здесь выявлены многочисленные разломы, ограничивающие крупные структурные элементы (мегавалы, своды, мегапрогибы и т. д.). Следовательно, зоны разуплотнения (деструкции) представляют собой важный поисковый критерий. Для выявления зон деструкции на начальном этапе исследований можно применять в комплексе магнитометрические и гравиметрические съемки масштаба 1:50 000. Например, согласно интерпретации данных магнитотеллурического зондирования (МТЗ) на Ханты-Мансийском месторождении (рис. 2) в толще фундамента можно выделить линзы, образовавшиеся в результате разуплотнения пород с миграцией в них флюидов, в том числе углеводородов.

Рис. 1. Структурная схема
строения дюорского фундамента
Сынеганской
террасы, до
[Беккина, Усланов,
2009]



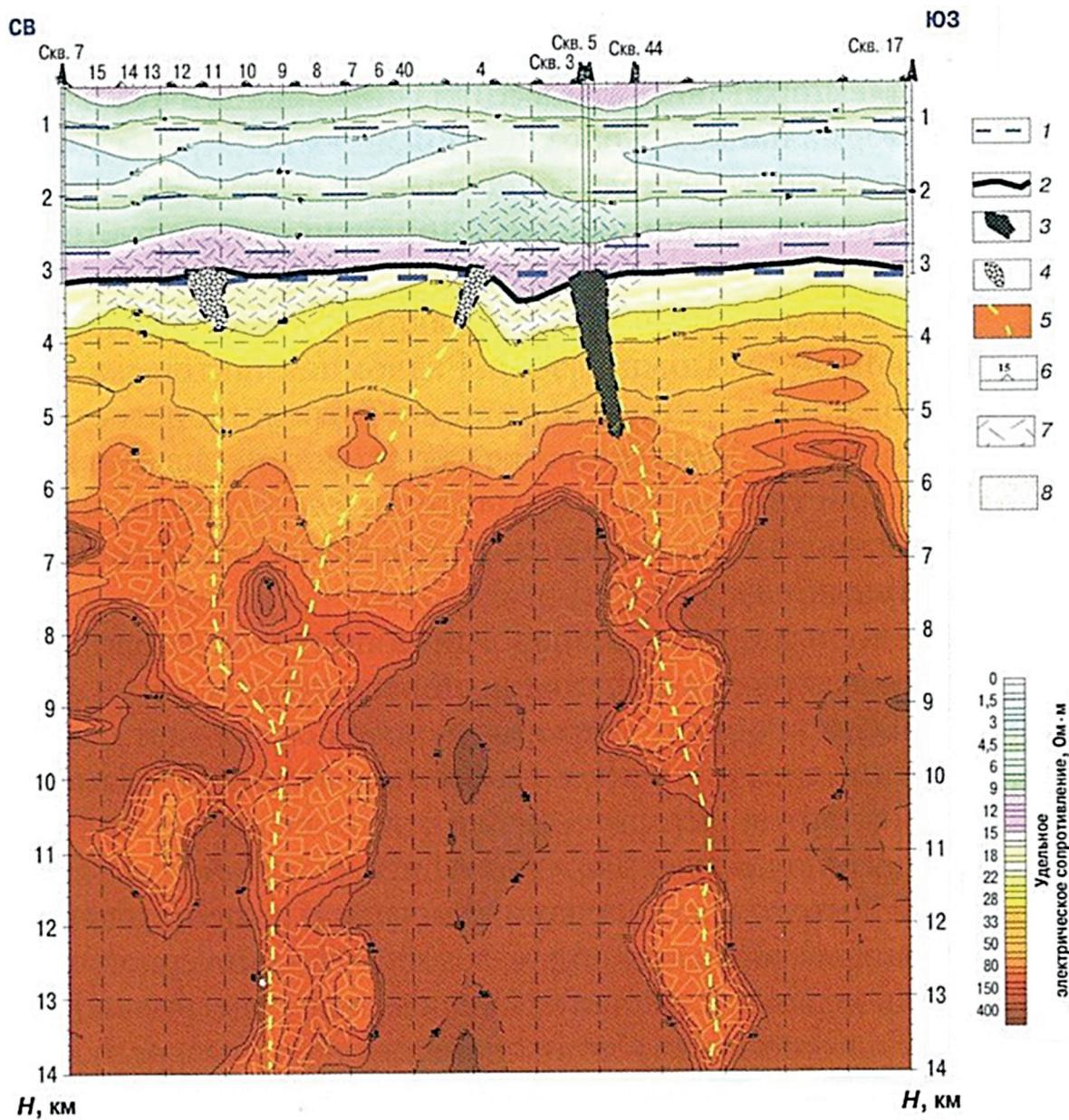


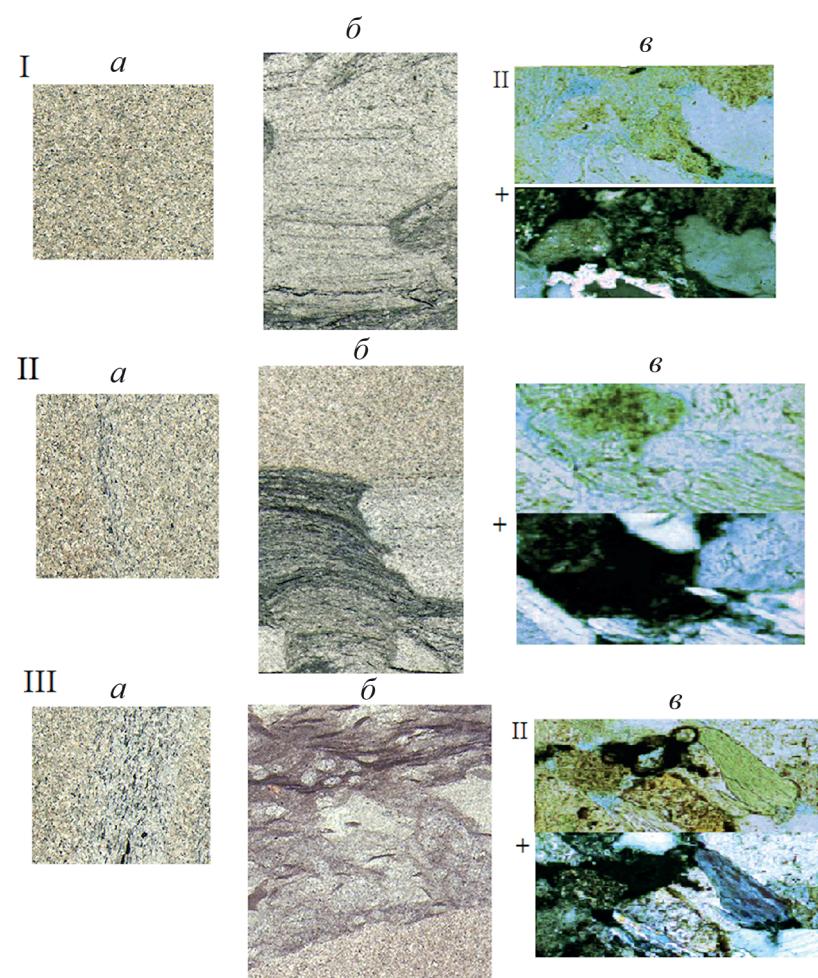
Рис. 2. Геоэлектрический разрез через Ханты-Мансийское месторождение (сообщение Б.К. Сысоева, Тюмень, 2008 г.); 1 — основные сейсмические границы; 2 — поверхность доюрского основания по данным МТЗ; 3 — залежь нефти (прогнозируемая форма); 4 — нефтеперспективные объекты; 5 — ось геосолитонного излучения; 6 — пункты МТЗ; 7 — линза инверсии; 8 — локальные зоны дробления, резервуары пористых пород

Основные закономерности условий формирования нижне-среднеюрских отложений. Терригенно-минералогические ассоциации отложений представлены многочисленными минералогическими разновидностями. Содержание основных компонентов (кварц, полевые шпаты, слюды, обломки горных пород) в различных типах пород нижней и средней юры меняется и в ряде случаев существенно. Исследования проведены на 213 образцах из 5 месторождений в восточной части Сургутского свода. В изученном разрезе содержание пордообразующих и акцессорных минералов в ряде случаев существенно изменяется, в связи с чем для детализации геолого-геофизических разрезов, установления закономерностей изменения

фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) пород и дальнейших морфологических построений были выделены терригенно-минералогические ассоциации полимиктовых песчаников и алевролитов, аркозовых и полимиктовых песчаников и алевролитов.

Ассоциация полимиктовых песчаников и алевролитов характеризуется в большинстве случаев преобладанием кварца (в среднем от 5–7 до 35%) и значительным содержанием обломков пород (от 40–45 до 60–70%). Кварц представлен неокатанными, редко округленными зернами с изометричными, реже с удлиненными очертаниями. Полевые шпаты представлены в основном кислыми плагиоклазами, среди которых встречаются зерна с микроклиновой решеткой и полисинтетическими двойниками.

Рис. 3. Литолого-минералогические характеристики выборочных образцов из месторождений в центральной части Западно-Сибирской плиты: I, II, III — образцы № 1, 2, 3; а — фото керна, увеличение 100×; б — структурно-текстурные особенности; в — фото шлифов (увеличение 85×, ||— николи параллельны, + — николи скрещены)



Слюды представлены большей частью биотитом и незначительным количеством мусковита. В тяжелых фракциях пород этой ассоциации распространены такие устойчивые терригенные минералы, как рутил (от 20 до 60%), сидерит (от 2 до 5%) и ильменит (от 10 до 20%).

Выборочный образец (образец № 1) с месторождения Верхнеляминского вала (глубина залегания 2800 м) представлен на рис. 3, I. Песчаник серый, мелкозернистый, по трещинам развит кальцит, структура псаммитовая. Угловато-окатанный и неокатанный обломочный материал составляет 65–70% породы. Размер обломков 0,08–0,02 мм, отдельные зерна достигают 0,35 мм в поперечнике. Кластический материал представлен обломками кварца, полевых шпатов, слюды, углистых и кремнистых пород. Кварц и полевые шпаты распространены примерно в равных долях и составляют более 90% обломков. Кварц — бесцветные прозрачные зерна с волнистым угасанием, отдельные зерна содержат пылеватые включения. Полевые шпаты пелитизированы, иногда серитизированы, некоторые зерна сохранили первоначальную структуру, встречены зерна плагиоклазов с полисинтетическими двойниками. Кремнистые обломки мелкоагрегатного строения часто выветрелые и составляют 5–6%. Слюдя присутствует в виде волокнистых зерен (пластиночек) биотита. Цемент глинистый, реже карбонатный.

Ассоциация аркозовых и полимиктовых песчаников и алевролитов, характеризующихся преобладанием полевых шпатов (в среднем от 40 до 60%) над кварцем (в среднем от 25 до 40%) и незначительным содержанием обломков пород (обычно не более 30–40%). Кварц представлен неокатанными, угловатыми или слабоокругленными зернами, полевые шпаты — калиевыми разностями и кислыми плагиоклазами, причем последние обычно преобладают, слюды — в основном биотитом.

Выборочный образец (образец № 2) с глубины залегания 2840 м из месторождения в восточной части Сургутского свода представлен на рис. 3, II.

Песчаник светло-серый, мелкозернистый, глинистый; алевролит светло-серый, глинистый. Структура алевритовая. Порода сложена угловатым обломочным материалом, состоящим из угловатых зерен кварца, полевых шпатов, карбонатно-глинистых обломков, слюды. Размер зерен кварца и полевых шпатов 0,04–0,08 мм. Размер глинисто-карбонатных обломков достигает 0,2 мм в поперечнике. Полевые шпаты в основном сильно выветрелые, пелитизированные. Часть зерен имеет довольно свежий облик, наблюдаются полисинтетические двойники. Карбонатность породы в отдельных случаях может достигать 14%. Цемент глинистый, порового типа.

Ассоциация аркозовых и полимиктовых песчаников и алевролитов с небольшим содержанием

обломков пород (не более 30–40%). Содержание полевых шпатов почти в 2 раза превышает содержание кварца. Кварц представлен неокатанными, иногда округленными зернами с изометричными, реже с удлиненными очертаниями. Полевые шпаты представлены калиевыми разностями и кислыми плагиоклазами, присутствующими в близких соотношениях, слюды — биотитом и мусковитом, причем резко преобладает биотит, часто гидратизированный.

Выборочный образец (№ 3) с глубины залегания 2900 м из месторождения в восточной части Сургутского свода, изображенный на рис. 3, III, представлен алевролитом с прослойями обугленного материала, структура алевритовая. Порода содержит до 80% обломочного материала алевритовой размерности (0,04–0,08 мм), состоящей из кварца, полевых шпатов, кремнистых, глинисто-карбонатных обломков, углистых включений, мелких конкреций и глобулей пирита. Кварц и полевые шпаты присутствуют примерно в равном количестве, причем полевые шпаты сильновыветрельные, пелитизированные, отдельные зерна даже серicitизированы. Обломки глинисто-карбонатных пород находятся в основном в плоскостях наслложения, где наблюдается скопление железа и углистых остатков. Кремнистые обломки мелкоагрегатного строения иногда серicitизированы. Цемент глинистый, порового типа.

Анализируя закономерности распространения терригенно-минералогических ассоциаций нижне-среднеюрских отложений Верхнеляминского вала и восточной части Сургутского свода, можно сделать выводы о том, что по вещественному составу обломочной части нижне-среднеюрские отложения отличаются по минералогическому составу, количеству обломков пород и составу цемента. Из исследованных 213 образцов в 30% случаев аналогичные породы вскрыты скважинами, пробуренными в грабеновых участках месторождений, расположенных в восточной части Сургутского свода (или Ярсомовского палеопрогиба), а также Верхнеляминского вала.

Также отметим, что петрографические типы пород в разрезах нижне-среднеюрских отложений в пределах унаследованных горстовых структур не характеризуются большим разнообразием минералогического состава, но их текстурные особенности могут сильно различаться. В керне наблюдается горизонтальная, волнистая, мульдообразная и косая слоистость. Улучшенные коллекционные свойства пород характерны для палеорусел меандрирующих рек. В зонах тектонически экранированных залежей количество обломочных пород со средней степенью сортированности кратно увеличивается.

Так как каждый минеральный индивид, входящий в ту или иную минеральную ассоциацию, имеет свои особенности, которые зависят от ряда причин внутреннего и внешнего порядка (плотность, форма, твердость, путь и время транспортировки, гидродинамика бассейна седиментации и т. д.),

индивидуальность терригенно-минералогических ассоциаций, особенно в удалении от источников сноса в значительной степени стирается, искажается и не отражает специфические черты пород, существовавших изначально.

Заключение. В результате выявлено, что перспективность юрского нефтегазоносного комплекса может быть тесно связана с породами фундамента и возможностью интенсификации углеводородов из фундамента в вышележащие юрские горизонты, что повышает актуальность работ по выявлению и картированию зон распространения сложнопостроенных юрских коллекторов Западно-Сибирской плиты.

На основании анализа данных, полученных в результате исследования пород доюрского и юрского возраста на месторождениях в центральной части Западно-Сибирской плиты, сделаны следующие выводы:

- для оценки перспектив нефтегазоносности юрских пород-коллекторов в центральной части Западно-Сибирской плиты необходимо изучать процессы формирования фундамента в качестве дополнительного источника интенсификации углеводородов в залежь;

- Верхнеляминский вал ограничен крупными глубинными разломами, вдоль которых происходит движение тектонических блоков, а гранитизация и формирование нефтегазоносных комплексов пород — звенья одной цепи [Филиппович, 2001];

- существенное влияние разломной тектоники и стратиграфических факторов на формирование особенностей литолого-петрографического состава и геологического строения нижне-среднеюрских отложений;

- в зонах разрывных нарушений установлены участки повышенной трещиноватости, проявления вторичного минералообразования в результате интенсивной активизации гидротермальных процессов и эпигенетических изменений;

- отмечено влияние изменения значений глубинной температуры в пределах центральной части Фроловской мегавпадины, что позволяет предположить возможность вертикальной миграции флюидов с большой глубины (наибольший интерес в этом отношении представляет Верхнеляминский выступ, в пределах которого отмечены повышенные значения температуры (46–130 °C)), что необходимо учитывать при решении геологических задач при разработке месторождений;

- отмечено, что перспективы нефтегазоносности нижне-среднеюрских отложений необходимо связывать как с гранитоидными массивами, так и с детальностью установления условий осадконакопления и зон контакта осадочного чехла с нижележащими образованиями;

- установлено, что тектонически экранированные залежи и участки с мозаичным распространением коллекторов нижне-среднеюрских отложений требуют выработки определенной методологии для

их выявления и моделирования при поисковых и разведочных работах;

– при выделении зон с трудноизвлекаемыми запасами необходимо применять системный под-

ход, позволяющий учитывать проявления многих взаимодействующих факторов, что позволит решить определенный круг вопросов по изучению юрских отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беккина С.М., Усманов И.Ш. Особенности геологического строения и перспективы нефтеносности доюрского фундамента центральной части Фроловской мегавпадины // Сб. науч. тр. СургутНИПИнефть. Вопросы геологии, бурения и разработки нефтяных и газонефтяных месторождений Сургутского региона. Нефтяное хозяйство. 2009. Вып. 10. С. 26–34.

Бембель Р.М., Бембель С.Р., Мегеря В.М. Геосолитонная природа субвертикальных зон деструкций // Геофизика. 2001. № 5. С. 36–50.

Гатиятуллин Н.С., Барапов В.В. Возможность прогнозирования глубинной нефтегазоносности // Георесурсы. 2015. № 4 (63). С. 4–8.

Гурапи Ф.Г., Девятов В.П., Демин В.И. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней — средней юры Западно-Сибирской провинции. Новосибирск: Наука, 2005. 156 с.

Ковешников А.Е., Недоливко Н.М. Коры выветривания доюрских отложений Западно-Сибирской синеклизы // Изв. Томск. политех. ун-та. 2012. Т. 320, № 1. С. 77–81.

Конторович А.Э., Нестеров Н.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.

Кузина М.Я., Коржов Ю.В., Исаев В.И. Геохимическое и литологическое обоснование концепции «главного источника» доюрских залежей нефти Красноленинского свода // Изв. Томск. политех. ун-та. 2014. Т. 324, № 1. С. 32–38.

Кузьменков С.Г., Исаев В.И., Булатов В.И. и др. Развитие нефтегазового комплекса Югры, трудноизвлекаемые запасы // Изв. Томск. политех. ун-та. Инжениринг георесурсов. 2018. Т. 329, № 11. С. 103–113.

Лобова Г.А., Исаев В.И., Кузьменков С.Г. и др. Нефтегазоносность коллекторов коры выветривания и палеозоя юго-востока Западной Сибири (прогнозирование трудноизвлекаемых запасов) // Геофиз. журн. 2018. Т. 40, № 4. С. 73–106.

Ступакова А.В., Соколов А.В., Соболева Е.В. и др. Геологическое изучение и нефтегазоносность палеозойских отложений Западной Сибири // Георесурсы. 2015. Т. 61, № 2. С. 63–76.

Сунгуррова О.Г., Мазуров А.К., Исаев В.И. Ресурсоэффективная стратегия поисков залежей нефти в доюрском основании Западной Сибири // Изв. Томск. политех. ун-та. 2014. Т. 325, № 1. С. 147–154.

Филиппович Ю.В. Новая концепция тектонического строения фундамента и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Геология нефти и газа. 2001. № 5. С. 50–52.

Iskorkina A., Isaev V., Terre D. Assessment of Mesozoic-Kainozoic climate impact on oil source rock potential (West Siberia) // IOP Conf. Ser. Earth and Environmental Sci. 2015. Vol. 27. P. 1–6. URL: <http://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/27/1/012023/pdf>.

Kontorovich V.A. Petroleum potential of reservoirs at the Paleozoic-Mesozoic boundary in West Siberia: seismogeological criteria (example of the Chuzik-Chizhakpa regional oil-gas accumulation) // Russ. Geol. and Geophysics. 2007. Vol. 48, N 5. P. 422–428.

Koveshnikov A.E., Nesterova A.C., Dolgaya T.F. Fracture system influence on the reservoirs rock formation of Ordovician-Devonian carbonates in West Siberia tectonic depression // IOP Conference Ser. Earth and Environmental Sci. 2016. Vol. 43. URL: <http://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/43/1/012008/pdf>

Luneva T., Lobova G., Fomin A. Oil and gas perspectives of weathering crust reservoir of Nurol'ka megabasin according to data of Geothermics // IOP Conference Ser. Earth and Environmental Sci. 2016. Vol. 43. URL: <http://iopscience.iop.org/1755-1315/43/1/012014>.

Saltymakova D., Krasnoyarova N., Serebrennikova O. Distinct features of crude oils from Nyurol'ka Depression (Southeast of Western Siberia) // J. Petrol. Scie. and Engineering. 2017. Vol. 154. P. 91–99.

Статья поступила в редакцию 24.04.2021,
одобрена после рецензирования 26.10.2021,
принята к публикации 31.08.2022

УДК 553.08

АЛМАЗЫ ИЗ РОССЫПИ ЭБЕЛЯХ (АНАБАР, ЯКУТИЯ): НОВЫЕ ДАННЫЕ О ИХ РАЗДЕЛЕНИИ ПО ПЕРВОИСТОЧНИКАМ

**Сергей Васильевич Вяткин¹✉, Галина Юрьевна Криулина²,
Виктор Константинович Гаранин³**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vyt_box@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-5054-575X>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; galinadiamond@gmail.com

³ Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана, Москва, Россия; vgaranin@mail.ru

Аннотация. На основании данных, полученных при изучении представительной коллекции алмазов из россыпи Эбелях методами морфологического анализа, люминесценции, ИК и ЭПР, предложена схема разделения кристаллов на три группы, предположительно связанные с первоисточниками алмазов. Разделение основано на статистическом распределении алмазов коллекции по содержанию центров А (ИК). Правомерность выделения трех групп подтверждается выявленными различиями кристаллов этих групп по значительной части типоморфных признаков, включая габитус, морфологию поверхности, окраску, визуальную люминесценцию, наличие двойников и сростков, степень механического износа и т. д.

Ключевые слова: алмаз, россыпи, типоморфизм, ИК, ФЛ, Анабар, Эбелях

Для цитирования: Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К. Алмазы из россыпи Эбелях (Анабар, Якутия): новые данные о их разделении по первоисточникам // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 84–92.

DIAMONDS OF THE EBELAKH PLACER (ANABAR, YAKUTIA): NEW DATA ON THE DIVISION BY PRIMARY SOURCES

Sergey V. Vyatkin¹✉, Galina Y. Kriulina², Viktor K. Garanin³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vyt_box@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-5054-575X>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; galinadiamond@gmail.com

³ Fersman Mineralogical Museum, Moscow, Russia; vgaranin@mail.ru

Abstract. Based on the data obtained during the study of a representative collection of diamonds of the Ebelakh placer by morphological analysis, luminescence, IR and EPR methods, a scheme for dividing crystals into three groups, presumably related to the primary sources of diamonds, is proposed. The separation is based on the statistical distribution of diamonds in the collection according to the content of A (IR) centers; the validity of the allocation of three groups is confirmed by the revealed differences in crystals of these groups in a significant part of typomorphic features, including habitus, surface morphology, color, visual luminescence, the presence of twins and accretions, the degree of mechanical wear, etc.

Key words: diamond, placers, typomorphism, IR, FL, Anabar, Ebelakh

For citation: Vyatkin S.V., Kriulina G.Y., Garanin V.K. Diamonds of the Ebelakh placer (Anabar, Yakutia): new data on the division by primary sources. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 4: 84–92. (In Russ.).

Введение. Промышленная алмазоносность северо-востока Сибирской платформы связана с россыпными месторождениями. Открыта в 1965 г. россыпь на р. Эбелях считается одним из крупнейших в мире месторождений по запасам россыпных алмазов (по материалам сайта www.alrosa.ru). В долине, которая выработана в карбонатных породах среднего кембрия, алмазоносны все аллювиальные образования и переотложенные коры выветривания. Месторождение охватывает отрезок долины р. Эбелях протяженностью 83 км от места ее слияния с р. Анабар, в него включены отложения русла, низкой и высокой пойм, четырех надпойменных террас и переотложенные части кор выветривания. Содержание алмазов в россыпи на р. Эбелях колеблется от 0,22 до 7,82 кар./м³, среднее значение по

месторождению составляет 1,34 кар./м³. Рассыпи на р. Эбелях, а также на ее притоках — ручьях Моргогор, Гусиный, Холомох — в настоящее время активно разрабатываются.

Россыпные алмазы на северо-востоке Сибирской платформы в значительной степени отличаются от алмазов, добываемых в коренном залегании в ее центральной части. Эти отличия состоят не только в механическом износе перемещаемых в процессе образования и переотложения россыпей алмазов, но и в другом соотношении их разновидностей. Заметно возрастают доли кристаллов II и VII разновидностей по классификации Ю.Л. Орлова [Орлов, 1984], появляются кристаллы V разновидности.

Коренные источники алмазов, размытые которых привел к образованию богатых россыпей на

северо-востоке Сибирской платформы, до сих пор не установлены. Кимберлитовые трубы фанерозойского возраста, подобные разрабатываемым в центральной части платформы, не обнаружены, установлено лишь значительное число кимберлитовых тел мезозойского возраста. Однако они слабо- и неалмазоносные и не могут быть источниками образования богатых россыпей. Кроме того, и по типам, и по характеристикам алмазы россыпей в Анабарском районе значительно разнообразнее кимберлитовых алмазов Сибирской платформы.

Были предложены различные гипотезы происхождения алмазов россыпей [Горина, 1971; Метелкина и др., 1976; Граханов, 2000; Афанасьев и др., 2002; Граханов, Зинчук 2003; Владыкин, Торбеева, 2005], однако общепризнана пока лишь констатация полигенности и многостадийности их образования — из нескольких источников через фазы промежуточных коллекторов. При этом алмазы россыпей, как правило, делятся на несколько типов по предположительному коренному источнику их поступления [Зинчук, Коптиль, 2003; Афанасьев, 2011].

Первый тип — «кимберлитовый» — выделен исходя из предположения об участии в формировании алмазной ассоциации россыпей источника, подобного богатым фанерозойским трубкам в центральной части платформы. Этот тип наследует все характерные черты алмазов из известных якутских трубок: резкое преобладание ламинарных кристаллов I разновидности по систематике Ю.Л. Орлова, с габитусами ряда октаэдр- псевдоромбодекаэдр: «небольшое количество додекаэроидов с “шагренью” и полосами пластической деформации, незначительные количества серых кубоидов III разновидности, поликристаллические образования VIII разновидности, редко встречающиеся желтые кубоиды II разновидности. Для кимберлитового типа алмазов не характерны округлые скрытоламинарные додекаэроиды с частотой встречаемости более 20—25%, кубоиды II и III разновидностей в количестве более 3—5%, и полностью отсутствуют алмазы V—VII, а также X и XI разновидностей» [Афанасьев 2011, с. 338].

Второй тип «предположительно лампроитового генезиса включает в себя округлые алмазы додекаэдрического габитуса уральского типа, с переменным, но часто повышенным количеством алмазов эклогитовых парагенезисов. Кристаллы обычно имеют признаки повышенного механического износа» [Афанасьев 2011, с. 338]. Этот тип выделен по сходству признаков с алмазными ассоциациями древних (докембрийских) россыпей в осадочных коллекторах многих регионов мира (Индия, Бразилия, Южная Африка и т. д.) [Соболев, 1951; Метелкина, и др., 1976]. В то же время авторы работы [Зинчук, Коптиль, 2003] выделяют ассоциацию алмазов «жильного» типа — превалирующие додекаэроиды с шагренью и полосами пластической деформации, а также округлые алмазы «уральского» («бразильского») типа.

В россыпях (в основном в мелких фракциях) присутствуют также алмазы импактного генезиса, так называемые якутиты, первоисточником которых служит Попигайская астроблема.

Разнообразие алмазов на северо-востоке Сибирской платформы не ограничивается упомянутыми ассоциациями. Для россыпей характерно повышенное содержание алмазов II, V и VII разновидностей по Ю.Л. Орлову, для объяснения наличия которых выделяется еще один [Зинчук, Коптиль 2018] или два раздельных [Афанасьев 2011] первоисточника неизвестного типа.

Если исходить из современных данных о различных коренных источниках алмаза, то наличие источника (источников), где алмазы были бы представлены преимущественно V, VII или II разновидностями по классификации Ю.Л. Орлова, весьма маловероятно. Напротив, гораздо вероятнее присутствие в таких источниках значительной доли алмазов I разновидности. Следовательно, при описанном выше разделении значительную часть алмазов I разновидности не удается однозначно соотнести с каким-либо первоисточником.

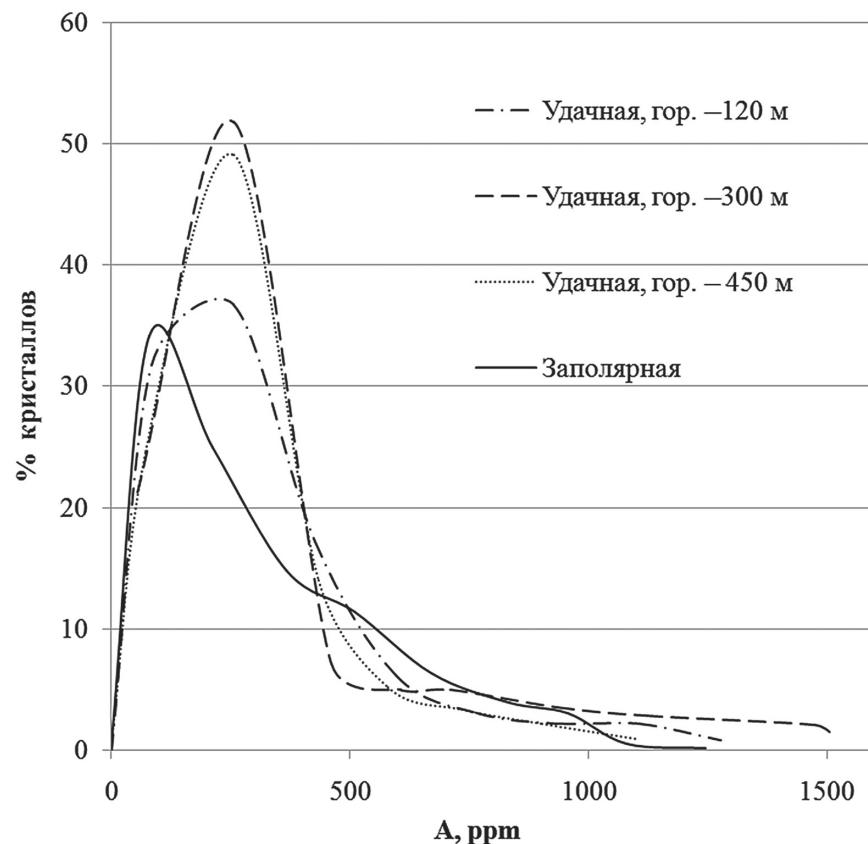
Материалы и методы исследований. Нами проведено выделение по типоморфным признакам характерных групп алмазов на основе представительной коллекции из 704 кристаллов алмаза, предоставленной компанией АК АЛРОСА. Алмазы добыты в 2018 г. в среднем течении р. Эбелях, на участке между ручьями Гусиный и 53. Исследованная выборка кристаллов алмаза состояла из двух размерно-весовых групп: -12+11 (381 шт.), масса одного кристалла в пределах 0,30–0,45 кар., и -9+7 (323 шт.), масса одного кристалла 0,10–0,15 кар. По окраске, габитусу кристаллов и цвету визуальной фотолюминесценции выборка статистически идентична крупнообъемным пробам алмазов соответствующих размерно-весовых групп, которые, в свою очередь, получены из партии промышленной добычи методом квартования. Для всех алмазов выборки проведено покристальное минералогическое описание. Кроме того, выполнены спектроскопические исследования методами инфракрасной спектроскопии (ИК, 362 шт.) и электронного парамагнитного резонанса (ЭПР, 98 шт.).

Минералогическое описание алмазов проводилось с использованием бинокуляра Motic SMZ-143 и УФ осветителя-бокса (365 и 254 нм) по следующей схеме: габитус кристалла, разновидность по классификации Ю.Л. Орлова, 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 цвета, однородности и интенсивности фотолюминесценции. Регистрация ИК-спектров проводилась на Фурье-спектрометре Vertex-70 (фирма Bruker) с микроскопом Hyperion-1000. Спектры ЭПР регистрировали на спектрометре Varian E-115.

Результаты исследований и их обсуждение.

Разнообразие россыпных алмазов на северо-востоке Сибирской платформы определяет потенциальную возможность различия их коренных источников не только по географическому расположению, но и по возрасту и геологическому типу. Исходя из этого в методическом аспекте критерием разделения алмазов на группы по общности коренного источника следует избрать один из основных сохраняющихся в различных процессах типоморфных признаков. Подтверждением правильности проведенного разделения должна послужить четкая сепарация полученных групп по другим характеристикам кристаллов.

Критерием разделения нами выбрано распределение кристаллов алмаза по содержанию центров А (пара атомов азота в соседних позициях углерода в кристаллической структуре), определяемому методом ИК-спектроскопии. Концентрация этих центров в отдельных кристаллах практически из любого коренного источника может принимать значения в широком диапазоне — от близких к нулевым до тысячи ppm и более. Однако для статистически значимых выборок распределение кристаллов в пределах этих значений оказывается типоморфным признаком, индивидуальным для каждого источника. Этот признак стабилен для одного коренного источника и индивидуален для различных. В качестве примера на рис. 1 приведено распределение кристаллов алмаза по концентрации центров А для нескольких горизонтов трубки Удачная и верхнего горизонта трубки Заполярная.



Распределение кристаллов исследованной выборки алмазов россыпного месторождения Эбелях по концентрации А-центров имеет три ярко выраженных максимума (рис. 2). В рамках работы причиной возникновения этих максимумов предполагается происхождение алмазов рассматриваемой выборки из трех основных источников. Алмазы, отвечающие на кривой распределения верхней 2/3 максимумов, выбраны как наиболее характерные для этих трех источников, они образуют группы А (74 шт.), Б (31 шт.) и В (143 шт.) соответственно.

Отметим, что график на рис. 2 представляет собой статистическую закономерность и представляет собой суммарную кривую распределения для трех групп. Следовательно, алмазы, представляющие «боковое крыло» одной группы (например группы А — пунктирная линия на рис. 2), попадают в область, рассматриваемую как другая группа (Б на рис. 2). Вероятность таких совпадений учитывалась при интерпретации результатов.

Распределение кристаллов по габитусу и разновидностям по классификации Ю.Л. Орлова представлено в табл. 1.

В распределении алмазов I разновидности по выделенным группам проявлены следующие закономерности: в группах А и Б доля плоскогранно-кривогранных алмазов I разновидности ряда октаэдр-ромбододекаэдр составляет приблизительно 13–20%, при этом в группе А отмечено максимальное число октаэдров и форм, переходных к ромбододекаэдрам, а в группе Б среди плоскогран-

Рис. 1. Распределение кристаллов алмаза по концентрации А-центров для трех горизонтов трубки Удачная и для верхов трубки Заполярная; для трубки Удачная, гор. -120 м, по данным [Зинчук, Коптиль, 2003]

Таблица 1

Частота встречаемости кристаллов алмаза в россыпи Эбелях по габитусным типам и разновидностям по классификации Ю.Л. Орлова

	Габитус кристаллов	Вся выборка, %	По группам, %		
			A	Б	В
Разновидности по классификации Ю.Л. Орлова	I октаэдр	1,8	5,4	3,2	0,7
	октаэдр–додекаэдроид	6,0	2,7	12,9	4,2
	октаэдр–ромбододекаэдр	4,8	5,4	3,2	2,1
	плоскогранно-кривогранные, всего	12,6	13,5	19,4	7,0
	додекаэроид уральского типа	28,1	24,3	48,4	44,8
	ламинарный додекаэроид	23,9	35,1	19,4	18,2
	псевдоромбододекаэдр	5,1	9,5		4,9
	додекаэроид–псевдокуб	1,3	4,1		0,7
	кривогранные додекаэроиды, всего	58,4	73,0	67,7	68,5
	неопределенные формы	0,7	1,4		
II	куб, куб–додекаэдр, тетрагексаэдр	0,9	1,4		
III	куб	0,1			
IV	алмаз в оболочке	0,3	1,4		
V	октаэдр–додекаэроид	17,0	5,4	12,9	14,7
VII	сростки октаэдр–додекаэроид	9,9	4,1		9,8
	V и VII разновидности в сумме	27,0	9,5	12,9	24,5

но-кривограных алмазов резко преобладают кристаллы ряда октаэдр–додекаэроид. В группе В доля плоскогранно-кривограных алмазов значительно снижена (7%), плоскограные октаэдры практически отсутствуют. По распределению кривограных додекаэроидов группы Б и В близки: доля додекаэроидов уральского типа (45–48%) более чем в 2 раза выше доли ламинарных (18–19%), различие лишь в отсутствии в группе Б псевдоромбододекаэдрических кристаллов. В группе А состав кривограных форм другой — ламинарных додекаэроидов на 1/3

больше, чем додекаэроидов уральского типа (35 и 24%), увеличена доля псевдоромбододекаэров, присутствует также заметное количество кристаллов псевдокубических форм.

Полученные данные о суммарной доле алмазов V и VII разновидностей (27%) согласуются с изложенными в работе [Зинчук, Коптиль, 2003], где суммарная доля кристаллов V и VII разновидностей в россыпи Эбелях возрастает от участка Исток до участка Приустьевой с 29 до 40%. Однако распределение их по выделенным группам резко различно.

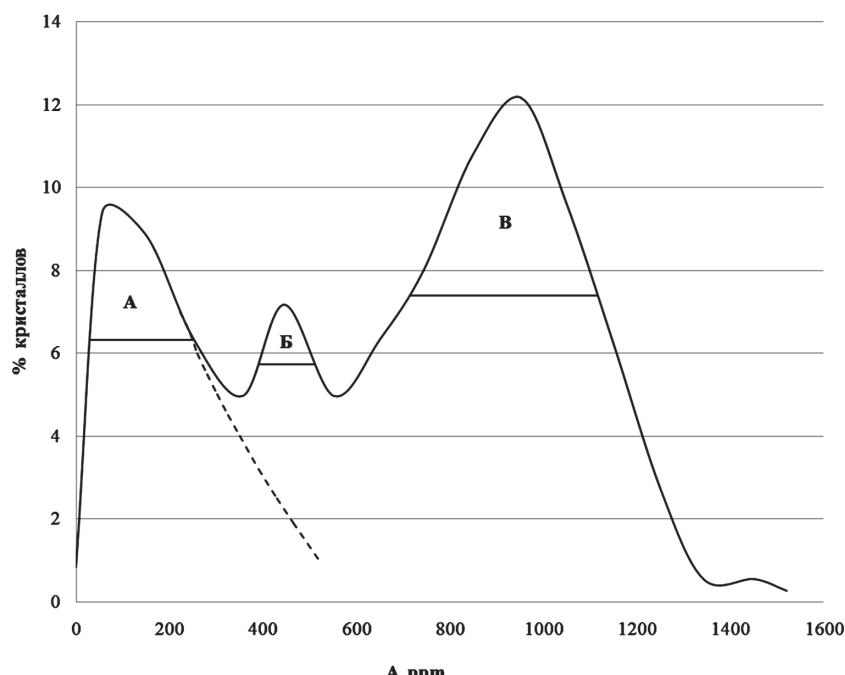


Рис. 2. Распределение кристаллов алмаза по концентрации А-центров для исследованной выборки кристаллов из россыпи Эбелях (пояснения см. в тексте)

Суммарная доля кристаллов V и VII разновидностей минимальна в группе А и максимальна в группе В; кроме того, в группе Б отсутствуют алмазы VII разновидности. Отметим, что не для всех алмазов V и VII разновидностей могут быть получены информативные ИК-спектры, по которым сделано выделение групп. Вследствие этого их реальные доли в источниках типа А, Б и В могут быть выше. Это отражается в процентном содержании кристаллов V и VII разновидностей во всей выборке.

Различия между выделенными группами обнаружены также в морфологии поверхности кристаллов. Формы роста, растворения и локального акцессорного травления, а также следы процессов пластической деформации проявлены на поверхности кристаллов групп А, Б и В в различной степени (табл. 2). Признаки, характерные для группы А: более широкое развитие антискелетного роста, каплевидно-блоковая скульптура, преимущественное развитие занозистой и наличие параллельной штриховки, расщепление вершин. Группе Б присущи следующие признаки: ступенчатость, желобчатые ребра, наличие отрицательных вершин, выраженные вершины по L3, преимущественное развитие концентрической штриховки; группе В — блоковое строение, мозаично-блоковая скульптура, преимущественное развитие сноповидной штриховки. Процессы пластической деформации широко проявлены

в кристаллах группы А, слабее в кристаллах группы Б и практически отсутствуют для группы В. Различия между группами по распространенности двойников и сростков отражены в табл. 3. Фотографии алмазов из разных групп представлены на рис. 3.

Для группы Б характерно резкое увеличение доли шпинелевых двойников, а для группы В — полидвойников и сростков; кроме того, в группе В в 2 раза снижена доля монокристаллических алмазов.

Нами использована градация алмазов по степени износа, аналогичная предложенной в работе [Кухаренко, 1955]. Степень механического износа, а также распределение по ней кристаллов исследованных выборок отражены в табл. 4. Отметим практическое отсутствие механического износа кристаллов алмаза группы Б, преобладание слабой степени износа в группе А и увеличение доли изношенных кристаллов 2–3 степени в группе В.

Закономерные отличия обнаружены в распределении по выделенным группам кристаллов различной окраски (табл. 5). Группа А обогащена кристаллами коричневой и особенно розовой и розово-коричневой окраски различной интенсивности.

Наибольшая доля прозрачных алмазов находится на группу Б, в ней также более велика вероятность встретить зеленые камни. У алмазов

Таблица 2

Значения частоты проявления различных форм роста, растворения, акцессорного травления и пластической деформации на поверхности кристаллов алмаза из россыпи Эбелях*

Показатель	Вся вы-борка, %	По группам, %		
		А	Б	В
Формы роста				
Антискелетный рост	2,4	8,2		2,1
Полицентризм роста граней	3,3	5,5	3,2	2,8
Блоковое строение	22,6	8,2	3,2	26,1
Ростовая ступенчатость	1,5	1,4	6,5	0,7
Отрицательные вершины	0,8		3,2	
Выраженные вершины по L3	1,1		6,5	
Индукционная поверхность	0,6		3,2	0,7
Формы растворения				
Мозаично-блоковая скульптура	22,8	13,9	12,9	26,1
Черепитчатая скульптура	11,4	13,9	9,7	6,3
Вальцеобразная скульптура	3,2	1,4		3,5
Каплевидно-блоковая скульптура	3,2	9,7	3,2	1,4
Концентрическая штриховка	6,5	5,6	22,6	4,9
Сноповидная штриховка	9,9	2,8	3,2	8,5
Сноповидно- занозистая штриховка	7,6	8,3		9,9
Занозистая штриховка	20,2	52,8	38,7	9,9
Шестовато- занозистая штриховка	8,2	12,5	9,7	11,3
Параллельная штриховка	3,3	2,8		0,7
Ступенчатость растворения	3,8	1,4	3,2	

Показатель	Вся вы-борка, %	По группам, %		
		А	Б	В
Округло-ступенчатые				
Округло-ступенчатые	5,0	5,6		2,8
Каплевидные холмики				
Каплевидные холмики	13,8	4,2	12,9	19,0
Желобчатые ребра				
Желобчатые ребра	0,3		3,2	
Овализация ребер				
Овализация ребер	3,8	6,9	6,5	1,4
Расщепление вершин				
Расщепление вершин	2,4	6,9	3,2	1,4
Ячеистый рельеф				
Ячеистый рельеф	0,9	1,4		1,4
Формы акцессорного травления				
Треугольные фигуры	25,7	32,4	22,6	21,0
Треугольные пирамиды	33,7	28,4	9,7	30,1
Тетрагональные пирамиды	6,4	5,4	3,2	2,1
Ямки	12,9	17,6	29,0	16,8
Каналы травления	42,9	33,8	41,9	42,0
Каверны	27,1	13,5	29,0	25,2
Внешние проявления процессов пластической деформации				
Полосы пластической деформации	8,7	24,3	16,1	5,6
Линии скольжения	7,9	6,8	6,5	1,4
Шагреневая поверхность	14,3	36,5	22,6	3,5
Отсутствуют	69,1	32,4	54,8	89,5

* Сумма различных форм может отличаться от 100%, так как на одном кристалле может встречаться несколько их типов.

Таблица 3

Наличие двойников и сростков кристаллов алмаза из россыпи Эбелях

Характер образования	Вся выборка, %	По группам, % I разновидности		
		A	B	V
Полидвойник и поликристаллический агрегат	8,2	1,4		9,8
Шпинелевый двойник	8,7	5,4	16,1	7,0
Двойниковые швы	15,6	23,0	12,9	27,3
Сросток	13,8	5,4	3,2	19,6
Вросток	4,8	2,7	3,2	2,8
Монокристалл	48,9	62,2	64,5	33,6

Таблица 4

Степень механического износа кристаллов алмаза из россыпи Эбелях

Степень	Истирание	Все, %	По группам, % I разновидности		
			A	B	V
0	Отсутствие механического износа	62,1	71,6	90,3	59,4
1	Незначительное истирание вершин	8,8	10,8	3,2	7,7
2	Незначительное истирание вершин и ребер	11,9	9,5	3,2	14,0
3	Истирание вершин и ребер, незначительная матировка граней	9,7	5,4		14,0
4	Значительное истирание ребер и граней	5,0	1,4	3,2	3,5
5	Сильное истирание, округление ребер, полная матировка граней	1,7		1,4	
6	Сильное истирание, утрата ребер и вершин	0,9		1,4	
	Леденцевая скульптура	5,6	1,4		7,7

группы В встречены зеленые пятна пигментации, а также заметно больше, чем у других групп, доля серой окраски. В то же время проявлений эпигенетической окраски мало, почти у 3/4 алмазов группы

Таблица 5

Окраска кристаллов алмаза из россыпи Эбелях

Окраска	Все, %	По группам, % I разновидности		
		A	B	V
Бесцветные	12,6	10,8	32,3	14,7
Сингенетическая окраска				
Отсутствует	32,5	47,3	54,8	26,6
Желтая	64,8	52,7	45,2	73,4
Эпигенетическая окраска				
Отсутствует	56,8	44,6	61,3	74,1
Зеленые пятна пигментации	2,0		2,1	
Зеленая	1,6		6,5	2,1
Коричневая	17,2	31,1	16,1	6,3
Розовая, розово-коричневая	5,4	17,6		3,2
Серая	17,0	6,8	12,9	15,4

они отсутствуют. Однако и доля бесцветных камней невелика, что объясняется максимальным (73,4%) развитием сингенетической желтой окраски различной интенсивности.

Включения других минералов (кроме графита) в алмазе встречаются достаточно редко, исследованная выборка алмазов оказалась недостаточно велика для изучения их распределения по выделенным группам. Из выявленных закономерностей можно отметить максимальное количество кристаллов, свободных от включений, для группы Б — 35,5% против 21,6 и 14,0% для групп А и В соответственно. Увеличение количества включений в кристаллах групп А и В в подавляющем большинстве случаев происходит за счет графита.

В табл. 6 приведены данные о визуальной люминесценции алмазов. Сильно выделяются люминесцентными свойствами алмазы группы А. Визуальная люминесценция проявлена у 91,9% кристаллов, только в эту группу попадают кристаллы с зональной люминесценцией, а также со свечением голубово-зеленой окраски. Более того, в исследованных кристаллах алмаза из россыпи Эбелях широко проявлена люминесценция в коротковолновом диапазоне



Рис. 3. Фото некоторых исследованных алмазов из россыпи Эбелях: *a* — обр. Эб-77-2, коричневый додекаэдроид уральского типа с шагреневой поверхностью и полосами пластической деформации, с износом 2-й степени, группа А; *б* — обр. Эб-39-9, кривогранный шпинелевый двойник, представленный додекаэдроидами уральского типа, без износа, группа Б; *в* — обр. Эб-38-3, кривогранный сросток с многочисленными двойниковыми швами и слабым износом, наибольший кристалл в сростке имеет додекаэдрический габитус, с реликтами сплюснутой штриховки, группа В. Фото алмазов приведены в одном масштабе, поля зрения 7×5,2 мм

не, проявляющаяся при возбуждении источником с длиной волны 254 нм. Алмазы с такими свойствами обычно составляют доли процента в исследованных авторами коллекциях из различных месторождений. В изученной выборке из россыпи Эбелях доля таких кристаллов оказалась равной почти 5%. При этом более чем для половины из них люминесценция при 365 и 254 нм различалась не только по интенсивности, но и по цвету. При разделении на группы кристаллы, у которых обнаружена люминесценция в коротковолновом диапазоне, попали только в группу А, где составили 41,9%. Незначительно проявлены люминесцентные свойства у алмазов в группе В — визуально люминесцирует лишь 21% кристаллов, в основном в слабой голубой окраске.

Таблица 6

Визуальная люминесценция кристаллов алмаза из россыпи Эбелях

Окраска	Все, %	По группам, % I разновидности		
		А	Б	В
Визуально отсутствует	56,3	8,1	29,0	79,0
Голубая слабая	18,5	16,2	38,7	16,8
Голубая средняя	7,8	13,5	12,9	2,1
Голубая интенсивная	10,9	43,2	19,4	2,1
Голубая с зеленым	1,6	5,4		
Зеленая	0,7			
Желтая	0,6	1,4		
Зональная	3,7	12,2		
В том числе в коротковолновом диапазоне	5,0	41,9		

В табл. 7 отражены результаты исследования методом ЭПР 98 кристаллов алмаза из россыпи Эбелях (без разделения на группы), номенклатура центров использована согласно [Loubser, Wyk, 1978]. Концентрацию парамагнитных центров рассчитывали с использованием эталонных образцов. Спектры снимали в ориентации кристаллов $H \parallel L4$, юстировка проводилась по центрам Р1 (иногда по В7). Количество исследованных методом ЭПР кристаллов из групп Б и В статистически непредставительно для числового отображения результатов, однако общие

Таблица 7

Парамагнитные центры в кристаллах алмаза из россыпи Эбелях

Показатель	P1	P2	N2	W7	W21	OK1
Кристаллы, содержащие центр, %	73,5	86,7	18,4	13,3	35,7	2,0
Максимальная концентрация, ppm	5,0	18,8	0,5	1,1	0,006	0,3
Средняя концентрация для кристаллов, содержащих центр, ppm	0,5	2,2	0,1	0,5	0,001	0,1

тенденции очевидны — в алмазах группы А значительно больше распространены центры N2 и W7, связанные с пластической деформацией кристаллов; алмазы группы В лидируют по содержанию центров Р1 и Р2, в то время как алмазы группы Б характеризуются сравнительно низкой концентрацией парамагнитных центров. Отметим, что в ЭПР-выборке отмечен лишь один кристалл II разновидности по Ю.Л. Орлову (центр Р1 — 5 ppm).

Как показано в табл. 1, суммарно 28,3% исследованной коллекции составляют алмазы II–VII разновидностей по классификации Ю.Л. Орлова. Некоторые из них попадают в выделенные по ИК-распределению группы прямым путем согласно измеренной концентрации А-центров. Однако по комплексам выявленных выше признаков можно соотнести исследованные алмазы этих разновидностей и группы А, Б и В.

Из 6 кристаллов II разновидности по Ю.Л. Орлову 5 однозначно следует отнести к группе А в соответствии с характером их люминесценции (в том числе коротковолновой), многочисленными морфологическими проявлениями пластической деформации кристаллов, а также по механическому износу. В подтверждение этого один кристалл попадает в группу А согласно ИК-анализу. Аналогичные свойства для алмазов II разновидности выявлены в посвященной их исследованию работе [Титков и др., 2015]. Таким образом, заметный избыток кристаллов II разновидности в россыпи Эбелях, соотносимый некоторыми авторами с особым типом первоисточника, можно отнести к группе А.

Только один алмаз в исследованной выборке относится к III разновидности по Ю.Л. Орлову — кристалл с гранями куба и тетрагексаэдра, серый от большого количества микроКлючений, без механического износа, со слабой голубой люминесценцией. По комплексу свойств он близок к алмазам групп А и Б. Так же лишь 2 алмаза желтого оттенка в исследованной выборке отнесены к IV разновидности по Ю.Л. Орлову, один из них принадлежит к группе А согласно ИК-анализу, а также имеет коротковолновую люминесценцию. Тем не менее, это единичные кристаллы, их доля в общей выборке слишком мала для того, чтобы назвать алмазы III или IV разновидности характерными для какой-либо группы.

Другая картина распределения по группам А, Б и В наблюдается для кристаллов V и VII разновидностей. По данным ИК-анализа в группу А попадают 4 кристалла V и 3 кристалла VII разновидностей; в группу Б — лишь 4 кристалла V разновидности по Ю.Л. Орлову. Здесь уместно вспомнить о статистическом характере распределения, рассмотренном выше (рис. 2), который допускает попадание единичных кристаллов в другие группы, поскольку совершенно очевидно тяготение этих разновидностей к группе В, куда попал 21 кристалл V разновидности и 14 кристаллов VII разновидности.

Заключение. Полученные данные позволяют разделить на три группы по предполагаемым первоисточникам не только алмазы II, V и VII разновидностей из россыпи Эбелях, но и описать для каждой группы характерные особенности кристаллов, составляющих основную массу в каждом первоисточнике, — алмазов I разновидности по Ю.Л. Орлову.

В первоисточнике, отвечающем группе А, среди алмазов I разновидности плоскогранно-кривогранные формы составляют около 13,5%, при этом более 5% из них — октаэдры. Также отметим значительное (более 5%) количество кристаллов ряда октаэдр-ромбододекаэдр. Около 73% всех алмазов I разновидности составляют кривогранные додекаэроиды, при этом ламинарных додекаэроидов примерно на 1/3 больше, чем додекаэроидов уральского типа. В морфологии поверхности кристаллов для группы А характерно более широкое развитие антискелетного роста, каплевидно-блоковой скульптуры, более частое, чем в других группах, проявление занозистой штриховки и наличие параллельной штриховки; расщепление вершин кристаллов. Широко проявлены процессы пластической деформации.

Монокристаллы составляют около 60% кристаллов I разновидности. Степень механического износа алмазов слабая — более чем у 70% кристаллов он отсутствует, еще приблизительно у 20% выражен в незначительном истирании вершин и ребер. Группа обогащена алмазами эпигенетической окраски — коричневой и особенно розовой и розово-коричневой (почти половина кристаллов).

Наиболее заметно алмазы группы А отличаются люминесцентными свойствами. Люминесцируют более 90% кристаллов, встречается люминесценция, отличающаяся от голубой, а также зональная и в коротковолновом диапазоне. В алмазах группы А широко распространены парамагнитные центры N2 и W7, связанные с пластической деформацией кристаллов. Предполагаемый первоисточник кристаллов группы А по комплексу свойств алмазов близок к выделенному в работах [Афанасьев 2011; Зинчук, Коптиль, 2003] первоисточнику второго типа, т. е. лампроитового генезиса; однако относимое нами к группе А «избыточное» количество алмазов II разновидности по классификации Ю.Л. Орлова авторы работы [Зинчук, Коптиль 2003] выделили в отдельный тип. Суммарное количество алмазов V и VII разновидностей минимально по сравнению с другими группами.

Алмазы группы Б по свойствам наиболее соответствуют выделенному ранее [Афанасьев 2011; Зинчук, Коптиль 2003] «кимберлитовому» типу первоисточника. Отметим, что в исследованной выборке это самая малочисленная из трех выделенных групп. Среди алмазов I разновидности суммарная доля плоскогранно-кривограных форм максимальна среди выделенных групп и составляет

около 20%, при этом большая их часть (около 13%) приходится на кристаллы ряда октаэдр–додекаэроид. Доля кривогранных додекаэроидов — 2/3, преобладают (более чем в 2 раза) уже додекаэроиды уральского типа. Кристаллы псевдоромбододекаэдрического габитуса, а также алмазы VII разновидности отсутствуют. Характерны следующие морфологические особенности кристаллов группы: развитие ступенчатости, желобчатые ребра, наличие отрицательных вершин, выраженные вершины по L3, преобладание концентрической штриховки. Пластическая деформация кристаллов выражена слабо. Среди кристаллов группы Б отмечена необычно высокая доля шпинелевых двойников (16%), а также бесцветных камней (более 30%). Наиболее велика вероятность встретить зеленые кристаллы (6,5%) и кристаллы, свободные от включений (35,5%). Механический износ практически отсутствует. Люминесценция по сравнению с группой А проявлена слабее, приблизительно у 70% кристаллов и только в голубых тонах.

Группа В отражает свойства алмазов первоисточника, отвечающего за появление в россыпи Эбелях значительного количества кристаллов алмаза V и VII разновидностей по классификации Ю.Л. Орлова. В то же время у алмазов I разновидности по сравнению с группами А и Б резко снижена доля алмазов плоскогранно-кривограных форм. Для морфологии алмазов характерны блоковое строение, мозаично-блоковая скульптура, сноповидная штриховка. Проявления пластической деформации практически отсутствуют. Доля монокристаллических алмазов по сравнению с группами А и Б уменьшена в 2 раза, почти до 1/3, за счет резкого увеличения содержания полидвойников и сростков. Износ алмазов, напротив, увеличен, преобладает 2–3 его степень. Заметно больше количество серых алмазов, хотя в целом эпигенетических окрасок мало. Встречены зеленые пятна пигментации, отмечено максимальное (около 3/4 алмазов) развитие сингенетической желтой окраски. Алмазы группы обогащены включениями графита, чаще проявлено ожелезнение. Наименее проявлена визуальная люминесценция, причем только в голубых тонах (21% образцов). Среди парамагнитных центров наиболее широко представлены P1 и P2.

Данные о количественных соотношениях выделяемых групп на других участках россыпей на северо-востоке Сибирской платформы могут быть использованы для установления направлений палеосноса и локализации первоисточников алмаза.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность Е.А. Васильеву (Санкт-Петербургский Горный университет) за помощь в анализе образцов алмаза методами ИК-спектроскопии.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзаказа № 1719189201752017729147283/2017-175 от 16.06.2017 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А.* Проблема докембрийской алмазоносности Сибирской платформы // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. 2002. Вып. 1. С. 19–36.
- Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похilenko Н.П.* и др. Полигенез алмазов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 3. С. 335–353.
- Владыкин Н.В., Торбеева Т.С.* Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианабарье) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 10. С. 1038–1050.
- Горина И.Ф.* О возможном нахождении алмазоносных кимберлитовых трубок в районе Анабарского залива (Море Лаптевых) // Кимберлитовый вулканализм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. Л.: НИИГА, 1971. С. 134–136.
- Граханов С.А.* К вопросу о распространении неоген-нижнечетвертичных россыпей алмазов северо-востока Сибирской платформы // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. 2000. № 5. С. 212–215.
- Граханов С.А., Коптиль В.И.* Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1191–1201.
- Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. 603 с.
- Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Об особенностях алмазов из кимберлитов и древних осадочных толщ (на примере Центрально-Сибирской алмазоносной субпровинции) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. 2018. № 4. С. 28–38.
- Кухаренко А.А.* Алмазы Урала. М.: Гос. науч.-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1955. 512 с.
- Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В.* Докембрийские алмазоносные формации мира. М.: Недра, 1976. 134 с.
- Орлов Ю.Л.* Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984. 221с.
- Соболев В.С.* Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, Борнео и Северной Америки. М.: Госгеолтехиздат, 1951. 126 с.
- Титков С.В., Ширяев А.А., Зудина Н.Н.* и др. Дефекты в кубических алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы по данным ИК-микроспектроскопии // Геология и геофизика. 2015. № 1–2. С. 455–466.
- Loubser J., Van Wyk J.A.* Electron spin resonance in the study of diamond // Rep. Prog. Phys. 1978. Vol. 41. P. 1201–1248.

Статья поступила в редакцию 03.02.2022,
одобрена после рецензирования 09.03.2022,
принята к публикации 31.08.2021

УДК 622.276

ОСОБЕННОСТИ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ФОРМАЦИЙ

Светлана Александровна Пунанова¹

¹ Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия; punanova@mail.ru; <https://orcid.org/0000-0003-2022-2906>
ID: 6602669854

Аннотация. На примере углеродсодержащих формаций оценивается концентрация в них комплекса микроэлементов. Приводятся примеры распространения продуктивных непрерывных резервуаров в бассейне Ордос (Китай), Остин-Чок, Баккен (США), а также в доманиковых отложениях Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна. Особенности формаций, а именно большая протяженность продуктивных интервалов разреза, вводимых в разработку при горизонтальном бурении, а также высокая концентрация рудных металлов и других экологически опасных химических элементов как в самих сланцевых отложениях, так и в сланцевой нефти, требуют нового подхода к изучению сланцевых отложений на всех этапах геологоразведочных работ.

Ключевые слова: углеродсодержащие формации, нефтематеринские свиты, непрерывные резервуары, микроэлементы, экологические риски

Для цитирования: Пунанова С.А. Особенности микроэлементного состава углеродсодержащих формаций // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 93–103.

FEATURES OF THE TRACE ELEMENT COMPOSITION OF CARBONACEOUS FORMATIONS

Svetlana A. Punanova¹

¹ Oil and Gas Research Institute Russian Academy of Sciences (OGRI RAS), Moscow, Russia; punanova@mail.ru

Abstract. On the example of carbon-bearing formations, the concentration of a complex of trace elements in them is estimated. Examples are given of the distribution of productive continuous reservoirs in the Ordos (China), Austin-Chok, Bakken (USA) basins, as well as in the Domanik deposits of the Volga-Ural oil and gas basin. The features of the formations, namely the large length of the productive intervals of the section introduced into development during horizontal drilling, as well as the high concentration of ore metals and other environmentally hazardous chemical elements both in the shale deposits themselves and in shale oil, require a new approach to the study of shale deposits in all stages of geological exploration.

Key words: carbonaceous formations, source-rock, continuous reservoirs, trace elements, environmental risks

For citation: Punanova S.A. Features of the trace element composition of carbonaceous formations. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 4: 93–103. (In Russ.).

К 120-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР
Николая Брониславовича Вассоевича (1902–1981)

Введение. Приступая к изучению сланцевых формаций, особенностей и нетрадиционности их скоплений (протяженность ловушек и высокая концентрация металлов и других элементов), автор в своих исследованиях всегда обращалась к основополагающим работам ученого-мыслителя XX века Николая Брониславовича Вассоевича, 120 лет со дня рождения которого исполнилось 31 марта 2022 г. Базисные понятия органической геохимии, необходимые для осмыслиния и интерпретации объемного современного материала по углеродсодержащим формациям, базируются на учениях Н.Б. Вассоевича о нефтематеринских и нефтепроизводящих свитах, битумоидах (аллохтонных и автохтонных), главной фазе (стадии) нефтеобразования, катагенетической стадийности и зональности нефтегазообразования и

многих других. Эти идеи и их преломление на огромном фактическом материале — первоосновные, фундаментальные, это тот краеугольный камень, на котором основано развитие новых направлений геохимических исследований, они, в частности, оказались очень востребованными при изучении углеродсодержащих формаций и оценке их продуктивности [Вассоевич и др., 1967, 1986].

Показательны слова В.И. Вернадского, звучащие сейчас очень актуально и современно: «Можно отметить два типа месторождений для скоплений нефти: 1) скопление в осадочных породах; 2) проникновение углеводородами битуминозных сланцев. Оба типа могут рассматриваться как части одного и того же явления. Нахождение в сланцах содержит наибольшие массы нефти» [Вернадский,



Рис. 1. Обзорная карта насыщения сланцев на территории РФ (Роснефть), по URL: http://new.oil-industry.ru/SD_Prezent/2020/10/07-12%20%D0%97%D0%B0%D0%BD%D1%87%D0%B0%D1%80%D0%BE%D0%B2.pdf

1994, с. 180]. Об этом также неоднократно говорил Н.Б. Вассоевич, который очень заинтересованно изучал труды В.И. Вернадского, подчеркивая большую важность и значимость его работ по биогеохимии живого вещества [Вассоевич, Иванов, 1976, 1977].

Масштабы развития углеродсодержащих формаций на территории России наглядно демонстрирует рис. 1.

Отмечено, что для сланцевых углеродсодержащих формаций характерны чрезвычайно низкий темп седиментации (т. е. условия резкой недокомпенсации) и фосилизация органического вещества (ОВ) органомонтмориллонитовыми соединениями в относительно глубоководных морях или внутриконтинентальных бассейнах [Гольдберг и др., 1990]. В разрезе они образуют маломощные (несколько десятков метров) и однородные пачки, распространенные на огромных площадях. Обогащенность углеродсодержащих формаций микроэлементами (МЭ) обусловлена длительным соприкосновением осадков с морскими водами — источником этих элементов, а также интенсивным диагенезом, в том числе сульфидообразованием, высокой сорбционной и консервирующей способностью органомонтмориллонитовых соединений. Именно в диагенезе в гуминовых кислотах, помимо углеводородных (УВ) органических соединений, видимо, концентрируются тяжелые металлы U, V, Cu, Ni, образуя различные металлоорганические комплексы [Тиссо, Вельте, 1981].

Особенности резервуаров сланцевых формаций. Нефтяные системы сланцевых формаций

в ряде классификаций называют исходной или нефтематеринской нефтяной системой (source-rock petroleum system SPS). Эта система характеризуется следующими особенностями онтогенеза УВ [Jing-Zhou Zhao et al., 2019]:

- образование и накопление УВ происходят одновременно в породах-источниках и породах-накопителях;
- миграция не необходима (незначительна или на короткие расстояния);
- резервуарами становятся исходные породы, коллекторы-ловушки не требуются;
- распределение УВ обширное, непрерывное (continuous) и не имеет четких границ;
- сохранность скоплений считается отличной; типичная аккумуляция — сланцевые нефть и газ.

Особенности свит, т. е. их сланцевый характер и частое чередование более плотных и менее плотных пород — накопителей и производителей УВ, приводят к трудностям дешифровки в их строении собственно нефтематеринских (с остаточной нефтью) и продуктивных прослоев. Эта неопределенность вызвана тем, что методы исследования традиционных скоплений УВ не применимы к нетрадиционным объектам, которые одновременно и нефтематеринские, и нефтесодержащие. Термин «ловушки» в традиционном геологическом значении этого понятия в качестве ограниченных накопителей УВ не приемлемо практически к любым сланцевым формациям (доманиковая Волго-Урала, баженовская свита Западной Сибири, кумская свита Предкавказья, куонамская формация Восточной Сибири, менилитовая серия Польши и Западной Украины,

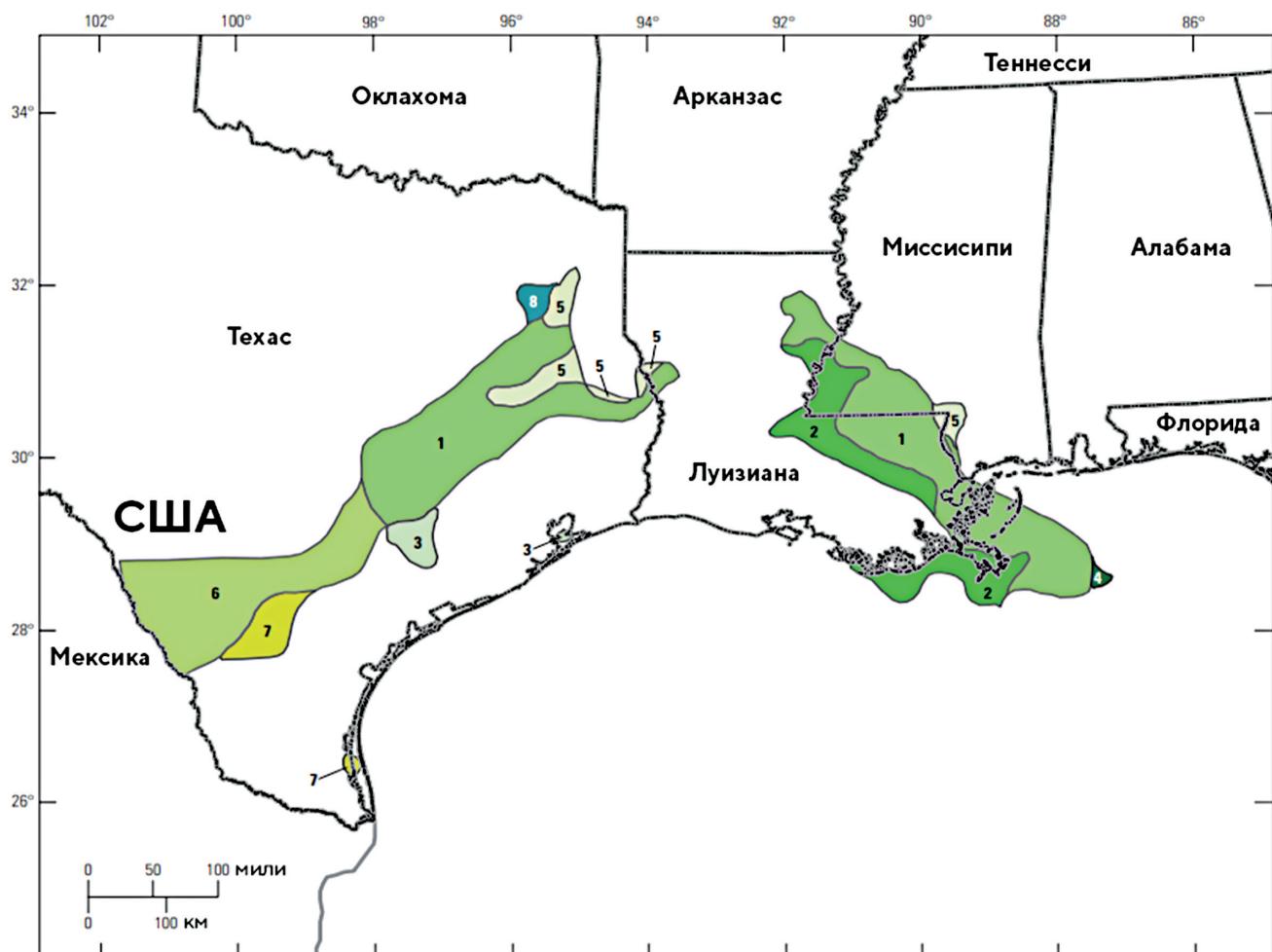


Рис. 2. Карта распространения типов нефти формации Остин Чок (показаны цветом и номером), по [Pearson, 2012]: нефти из отложений: 1 — мела (турон, морские малосернистые); 2 — мела (турон, морские малосернистые) и палеогена (эоцен, морские); 3 — мела (турон, морские малосернистые) и палеогена (эоцен, наземные); 4 — мела (турон, морские малосернистые) и юры (титон, от умерено- до высокосернистых); 5 — мела (турон, морские малосернистые) и юры (титон, морские); 6 — мела недифференцированного; 7 — мела недифференцированного и палеогена (эоцен, наземные); 8 — мела (турон, морские малосернистые) и юры (оксфорд, наземные)

многочисленные сланцевые отложения в Америке и других регионах мира).

В мировой и отечественной литературе продуктивные прослои в сланцевой нефтематеринской толще носят название протяженных непрерывных резервуаров (*continuous reservoirs*) или тонких ловушек несогласного (несоответственного) залегания (*unconformity subtle traps*). Они представляют собой отложения большой протяженности, но малой мощности, в которых продуктивность резервуара-залежи не контролируется традиционными структурными или литолого-стратиграфическими ограничениями, а лишь условными линиями [Dolson et al., 2018; Ульмишек и др., 2017; Соболева, 2020]. Скорее всего, эти скопления УВ можно считать мегарезервуарами углеводородных скоплений, обладающими огромными запасами. Это определение-понятие, редко используемое в современной литературе [Абукова, Карцев, 1999; Шустер, 2020], было введено еще в работах [Брод, 1951; Еременко, 1961], и, как представляется автору статьи, полностью соответствует скоплениям УВ в углеродсодержащих формациях.

Рассмотрим несколько конкретных примеров распространения протяженных ловушек на территории США, Китая и России, основываясь на публикациях в открытой печати.

Яркий пример подобных резервуаров сланцевых формаций — формация Вудбайнстоун (*Woodbine-stone*), объединяющая Остин Чок (*Austin Chalk*) и Игл Форд (*Eagle Ford*) — геологические образования на востоке Техаса, пласты которой относятся к верхнему мелу. Эти формации продуктивны на гигантском нефтяном месторождении Восточного Техаса, известном как Черный гигант, из которого добыто более 5,42 млрд баррелей (барр.) нефти. Формация Вудбайнстоун нефтематеринских сланцевых отложений на глубине около 1700 км простирается на территориях штатов Техас, Луизиана и Миссисипи на 500 км в длину и 50 км в ширину [Pearson, 2012]. На рис. 2 показана продуктивность формации Остин Чок и типы нефти, генерированные органическим веществом определенных фациальных зон осадконакопления. Отмечено, что по значениям коэффициента отражательной способности витринита эти

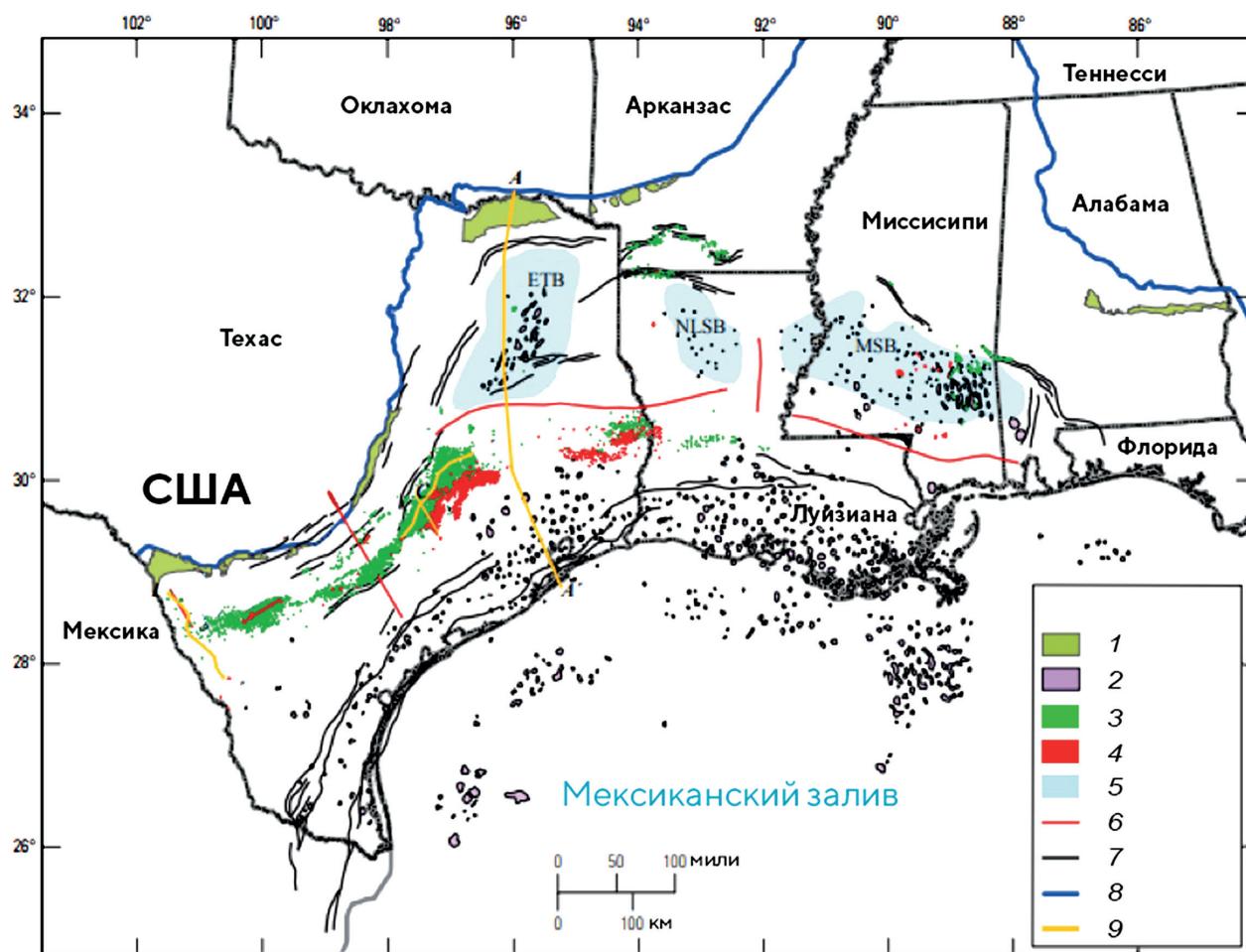


Рис. 3. Основные геологические компоненты формации Остин Чок (Austin Chalk), по [Pearson, 2012]: 1 — обнажение; 2 — диапиры; места добычи нефти и газа из Остин-Чок (IHS Energy Group, 2009a); 3 — добыча нефти; 4 — добыча газа; 5 — нефтегазоносные бассейны (ETB — Восточный бассейн Техаса, NLSB — бассейн Северной Луизианы, MSB — бассейн Миссисипи); 6 — границы тектонических структур; 7 — зоны разломов; 8 — граница нефтегазовой системы (TPS); 9 — линии профильных разрезов

отложения попадают в интервал нефтяного окна (кровля — $R_o = 0,6\%$; основание — $R_o = 1,2\%$) и обладают отличными свойствами нефтематеринских пород, они были производителями-генераторами больших объемов нефти, находясь в современном окне генерации нефти. Наиболее продуктивные интервалы — трансгрессивные осадки морских сланцев, образовавшихся в бескислородной среде с нефтяным типом керогена. Огромная площадь распространения зон добычи нефтяных и газовых скоплений наглядно показана на рис. 3.

По данным [Pollastro et al., 2011], Геологическая служба США провела оценку ресурсов нефти и попутного газа в формации Баккен от верхнего девона до нижней части формации Миссисипи (каменноугольные отложения) в американской части бассейна Уиллистон в штатах Монтана и Северная Дакота, а также в канадской части этого бассейна. Оценка основана на геолого-геохимических элементах всей нефтегазовой системы, включающей распределение материнских пород, их толщину, содержание ОВ, стадийность катагенетических преобразований, условия образования нефти и миграцию, а также тип

Локально высокие значения содержания промышленно ценных микроэлементов в расчете на золу каустобиолитов ($C_i^A_{\text{max}}$) и их минимальное содержание ($C_i^A_{\text{min}}$), обуславливающие целесообразность их извлечения

Микро-элементы	$C_i^A_{\text{min}}$, г/т	$C_i^A_{\text{max}}$, г/т			
		уголь	черные сланцы	горючие сланцы	нефть
Ag	10	50	5	5	10,8
Au	0,2	4	44	2,0	1,75
Co	100	400	50	50	400
Ge	150	2000	5	5	10
Hg	20	40	1,0	2	3500
Mo	100	300	125	1000	4000
Ni	300	300	300	100	28 000
Re	0,5	20	67,5	5	5,4
Se	50	100	62,5	10	500
V	1000	10 000	750	400	73 000

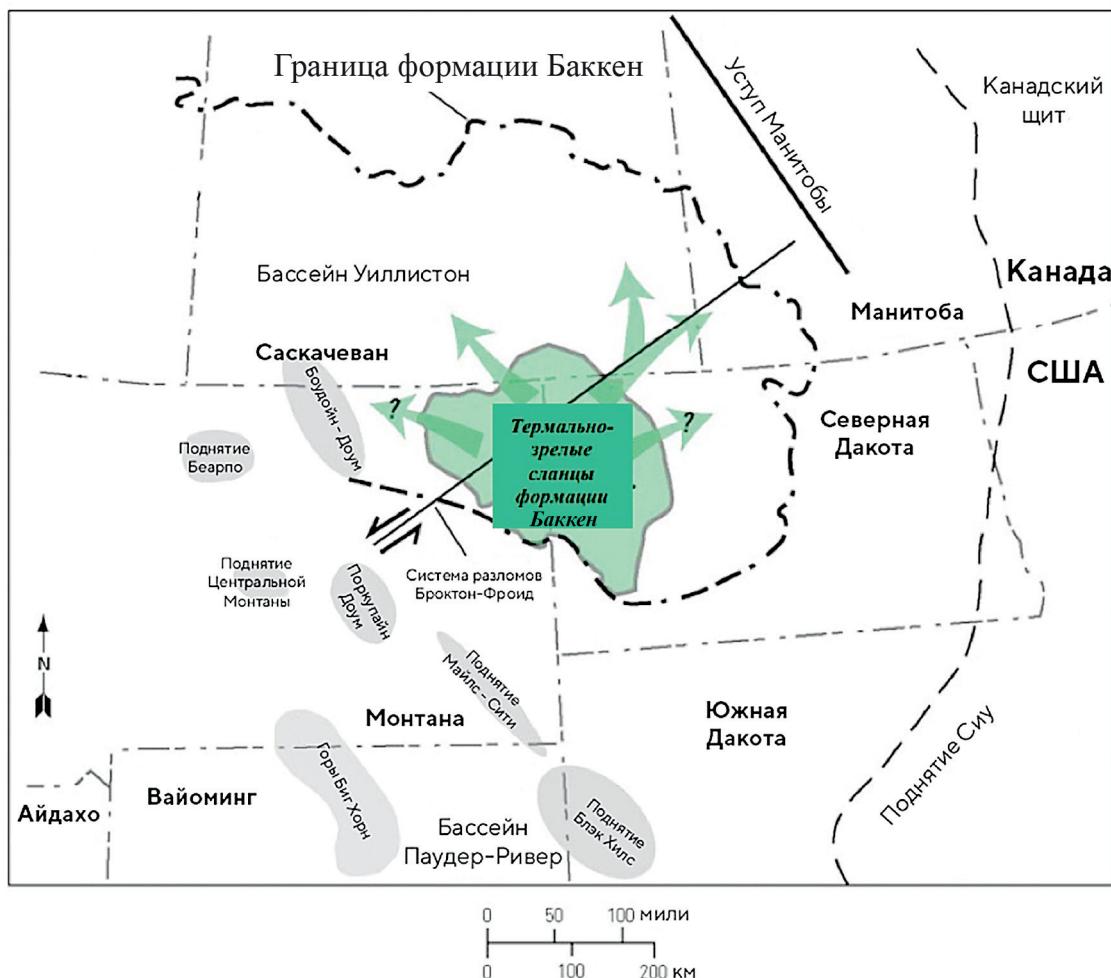


Рис. 4. Площадь распространения термически зрелых материнских пород, генерирующих нефть формации Баккен, и вероятные пути ее миграции, по [Прищепа и др., 2013], на основании данных из [Pollastro et al., 2011]

пород-коллекторов (обычный или непрерывный). На основании этих данных для формации Баккен были количественно оценены неоткрытые ресурсы нефти и попутного газа. Миграцию и формирование резервуаров формации Баккен на большое расстояние иллюстрирует рис. 4.

Латеральная миграция в пределах формации Баккен, возможно, ограничена из-за низкой пористости и проницаемости отложений, однако добыва УВ ведется на большом расстоянии от очагов генерации, что свидетельствует о значительном перемещении микронефти и наличии протяженных ловушек (*continuous*). Существующая система разломов, по мнению [Pollastro et al., 2011], также способствует миграции битумоидов нефтематеринской толщи.

В работе китайских исследователей [Jing-Zhou Zhao et al., 2019] описаны и проиллюстрированы скопления УВ в бассейне Ордос, представляющие собой систему протяженных ловушек, заполняющих продуктивные участки триасовой формации сланцев Яньчань (пласты Чанг 6-8).

Латеральная выдержанность слоев и пачек пород доманиковой толщи Волго-Уральского нефтега-

зоносного бассейна (НГБ) распространяется на всей территории Кашаевского участка (Муханово-Ерховский прогиб) и выходит за его пределы. Учитывая повсеместную нефтенасыщенность доманиковой толщи и связь повышенной пористости пород с кремнисто-карbonатными слоями, обогащенными ОВ, предполагается [Ульмишек и др., 2017], что промышленные притоки нефти при условии применения оптимальной технологии будут получены на всей этой территории из продуктивной части разреза. Результаты аналитических работ [там же] по сопоставлению биомаркеров показывают высокую корреляцию нефти, полученных при опробовании различных интервалов разреза скважины, с битумоидами, экстрагированными из пород в тех же интервалах, это явственно доказывает, что источником нефти в поровом пространстве пород доманиковой толщи является ОВ, содержащееся в тех же породах.

По мнению многих исследователей, в частности [Ступакова и др., 2015; Варламов и др., 2020], высокоуглеродистые тонкослоистые карбонатно-кремнистые отложения доманиковой формации Волго-Уральского НГБ, имеющие широкий страти-

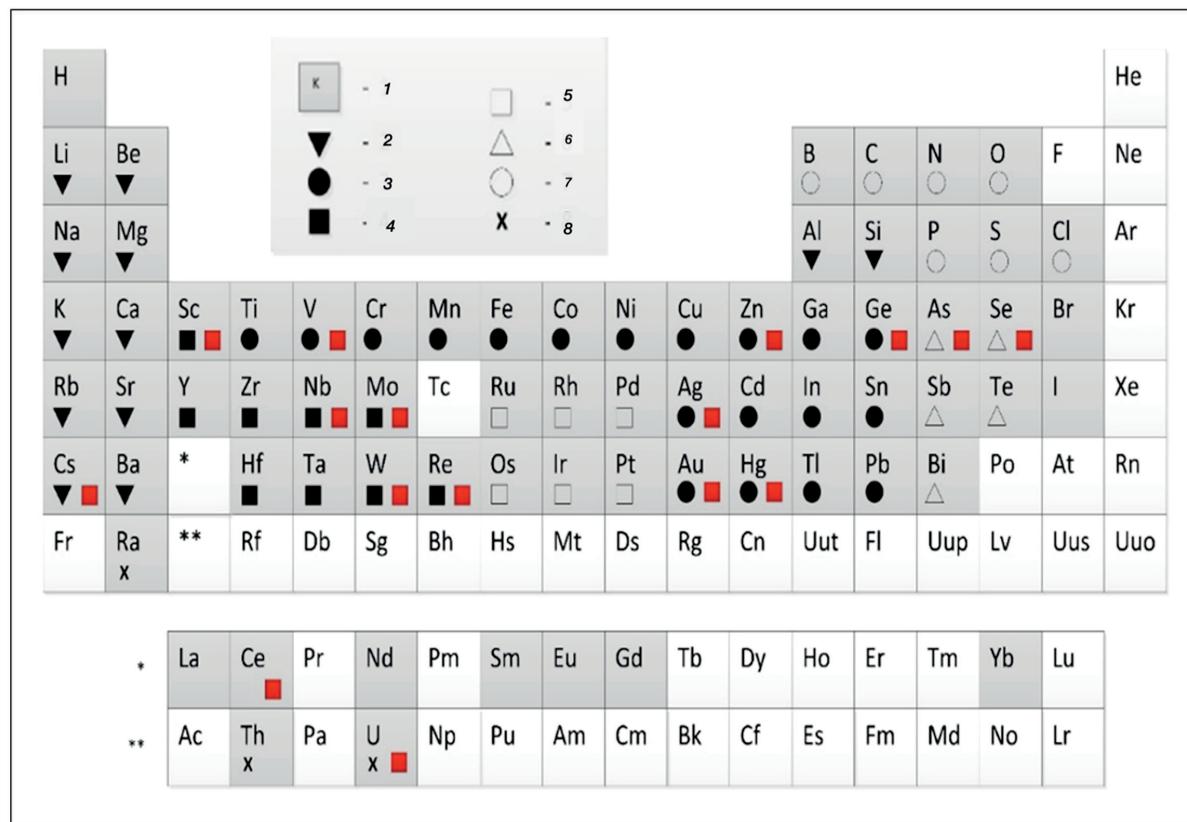


Рис. 5. Характеристика распределения МЭ в сланцах: 1 — МЭ, идентифицированные в каустобиолитах; элементы, согласно классификации А.Н. Заварицкого; 2 — МЭ горных пород; 3 — металлические и группы железа; 4 — редкие; 5 — группы платины; 6 — металлоидные; 7 — магматических эманаций; 8 — радиоактивные

графический диапазон от верхнефранского подъяруса до фаменского яруса верхнего девона и частично турнейского яруса нижнего карбона, — одни из самых перспективных объектов для будущего масштабного освоения сланцевых формаций. К их характерным особенностям относятся повышенная концентрация водорослевого ОВ и высокий генерационный потенциал.

Обогащенность сланцевых формаций потенциально токсичными элементами (ПТЭ). На рис. 5 в поле Периодической таблицы Д.И. Менделеева представлена усредненная характеристика обогащенности сланцев МЭ относительно кларков (К) глинистых пород по А.П. Виноградову и с учетом классификации элементов по А.Н. Заварицкому. Анализ этих данных подчеркивает широкое разнообразие состава МЭ в сланцевых отложениях. По величине Q_i (Q_i — отношение концентрации элемента в сланцах к кларку этого элемента) нами выделены различные градации статистической оценки [Пунанова, 2020]. В группу элементов, обогащающих каустобиолиты, входят элементы горных пород, группы железа, металлические, редкие, металлоидные, радиоактивные. Величины обогащения оказываются в ряде случаев аналогичны значениям концентрации элементов в рудных месторождениях, что позволяет использовать месторождения сланцевых формаций комплексно, т. е. и как потенциальный источник ряда рудных элементов.

Концентрация Sc, Ce, As, Cs, Au, U, Ge, V, W, Zn, Nb, Re, Se, Ag, Mo, Hg (выделены красным квадратом) в сланцах выше кларков глин (на сухую массу сланцев $Q_i > 1,4K$); причем значения содержания Re, Se, Ag, Mo, Hg превосходят кларки в глинах более чем в 3,5 раза ($Q_i > 3,5K$).

Ранее автором были проведены детальные исследования по оценке содержания МЭ в черных и горючих сланцах на примере отдельных регионов: в доманиковых отложениях Волго-Урала, в баженовской свите Западной Сибири, в куонамской горючесланцевой формации на востоке Сибирской платформы, в сланцах Кендерлыкского месторождения (Казахстан), в сланцах формации Барнетт и Грин Ривер (США), в менилитовых отложениях Польши, в формации Нерке (Швеция), в сланцах Болгарии, Республики Беларусь и др. Так, например, содержание следующих МЭ выше, чем кларки глин (рис. 6) в сланцах Zr, Zn, Cu, Pb, Mo, Ag, V (Польша); Sr, Cr, Pb, Mo, Ag (Грин-Ривер, США); V, Pb, Zn, Mo, Ti (Швеция) [Punanova, Nukenov, 2017; Punanova, 2019].

Сланцевые отложения с повышенным содержанием ряда элементов могут стать источником дополнительной добычи последних. Те каустобиолиты, в которых концентрация одного или нескольких МЭ больше C_{min} (таблица), называют, как и угли, металлоносными.

Металлоносные сланцы, по существу, представляют собой комплексное сырье для использования

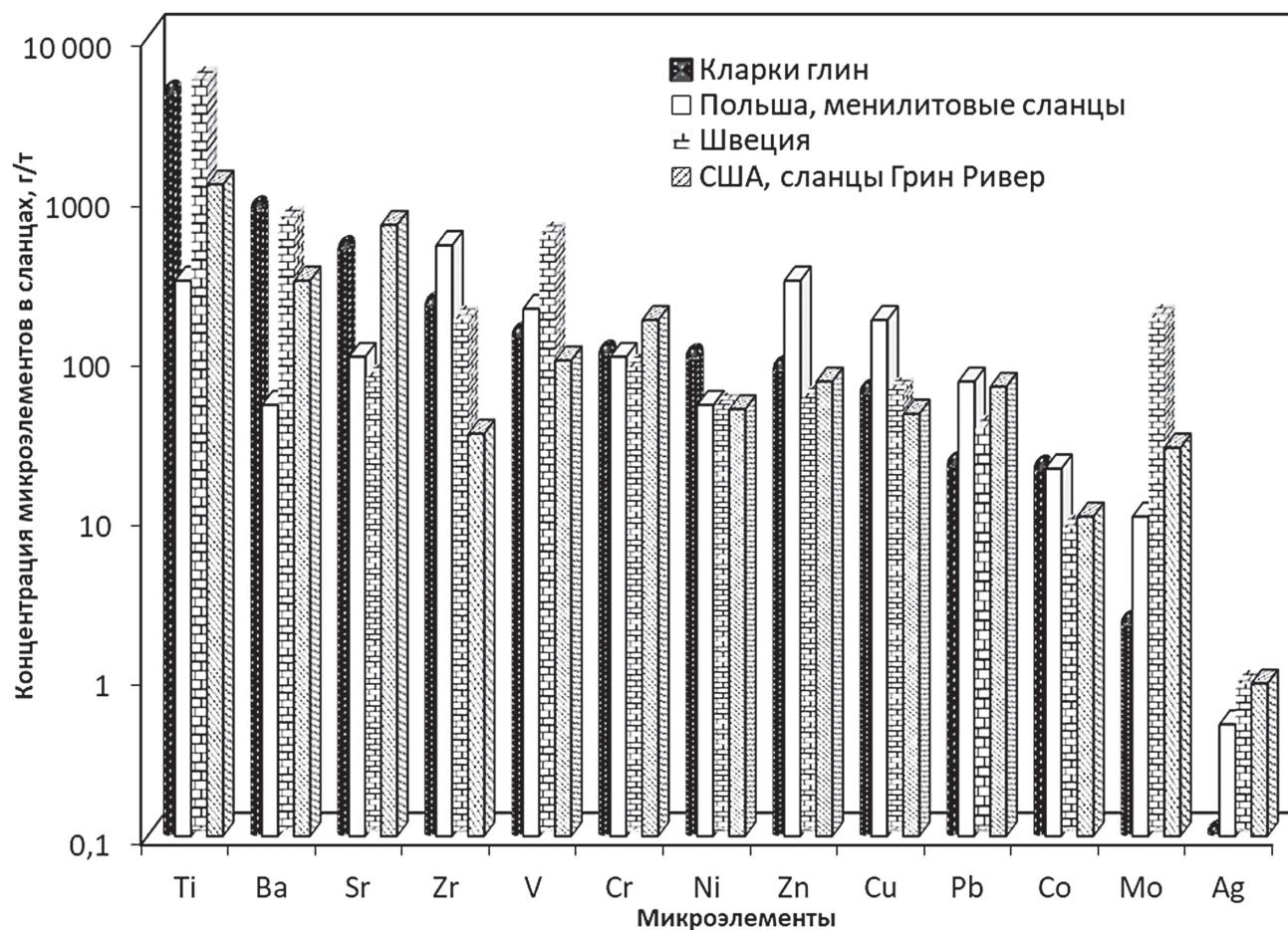


Рис. 6. Концентрация рудных элементов в сланцах различных регионов

МЭ и их энергохимического потенциала. Величины C_{min} зависят от многих причин, в первую очередь — от возможности рентабельного использования их органических веществ в сланцах и извлечения МЭ из побочных продуктов этих процессов. Горючие сланцы некоторых месторождений, отличающиеся повышенным содержанием U, уже используют для его промышленного получения. Минимальные значения содержания других МЭ, обусловливающие перспективность и рентабельность возможного извлечения их из сланцев, могут быть приняты (в первом приближении) равными значениям содержания C_{min} (таблица) [Punanova, Shpirt, 2018].

Экологические риски от разработки сланцевых формаций. Обогащенность сланцевых формаций разнообразным набором химических элементов, и главное ПТЭ, к которым относят Fe, As, Be, Cl, Co, Cr, F, Hg, Mn, Ni, Pb, Sr, Sb, Se, Tl, V, Zn, U, Th, Rn и некоторые другие, не может не повлиять на процессы разработки сланцевых ресурсов в плане экологической ситуации [Пунанова, Родкин, 2022]. Известно, что многие элементы, содержащиеся в сланцах и УВ сырье, из них добываемом, образуют биологически инертные прочно химически связанные металлоорганические соединения как в сланцах, так и в нефтях и битумах. Однако эти элементы становятся активно опасными в микроди-

спрсном состоянии после техногенного, особенно высокотемпературного ($>450^{\circ}\text{C}$) воздействия на сырье. Тепловое воздействие на пласт, увеличение пластового давления, закачка химических реагентов пропантов и жидкостей при гидроразрыве пласта (ГРП), большое количество перфораций на протяжении длинного горизонтального участка (нетрадиционные многокилометровые ловушки) часто приводят к высвобождению элементоорганических компонентов, образованию газообразных соединений экологически опасных элементов. Образование при этом большой площади новых трещин и в связи с этим новых дополнительных контактов, соответственно, увеличивает возможность их попадания в окружающую среду.

Лабораторное моделирование, проведенное нами, а также данные ряда зарубежных публикаций свидетельствуют о возможности перехода при высоких значениях температуры элементов (V, Mo, Ni, Fe, Pb, Au, Cu, Zn и, вероятно, др.) из ОВ в окружающую среду, возможно, за счет деструкции металлоорганических соединений [Бабаев, Пунанова, 2014; Abaraghani et al., 2020]. Исследования в этом направлении необходимо продолжать.

Исходя из современных реалий пристальное внимание и озабоченность в экологическом аспекте вызывает разработка сланцевых формаций (рис. 7).

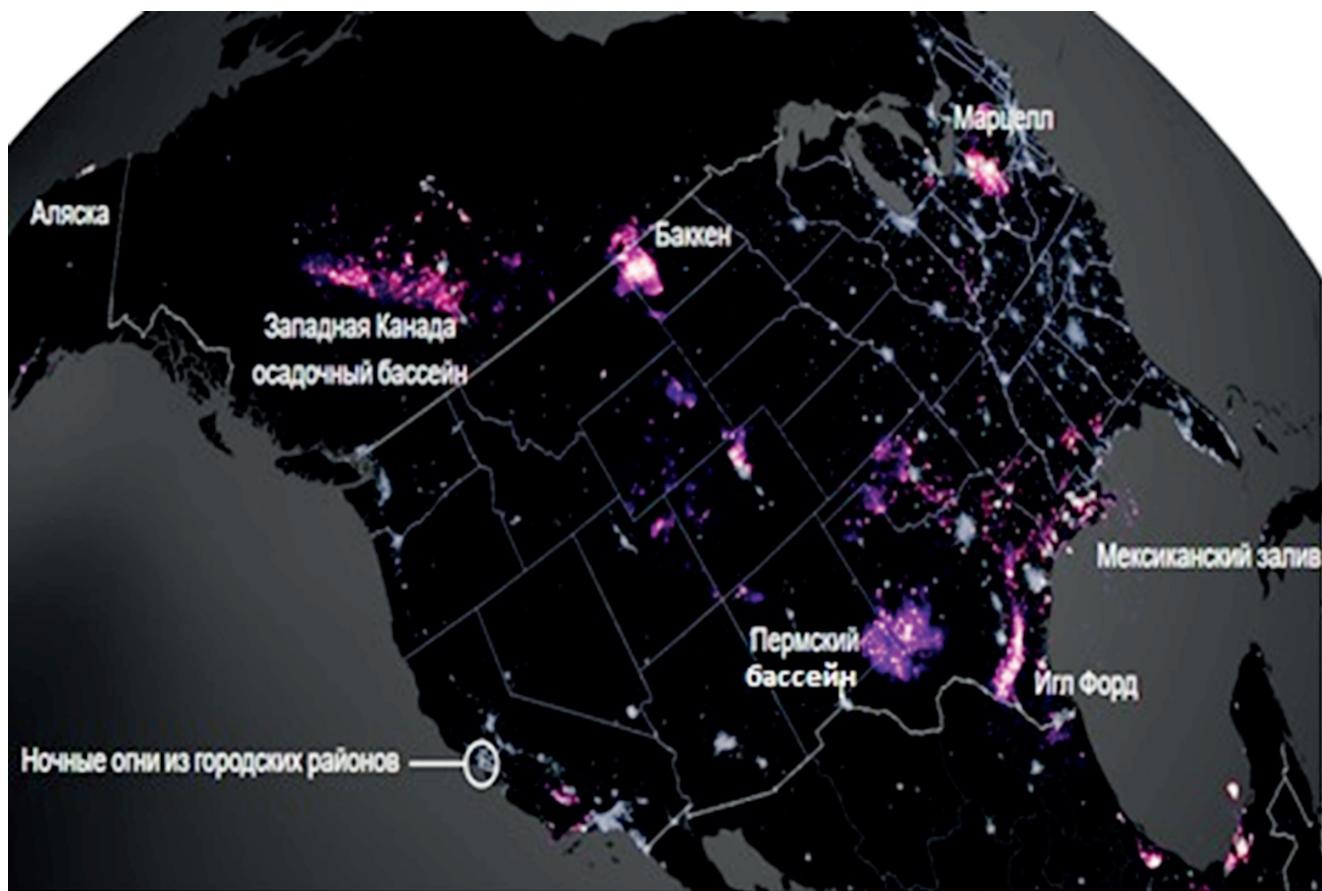


Рис. 7. Факелы природного газа над сланцевыми формациями Северной Америки и Канады, по <https://www.washingtonpost.com/graphics/national/united-states-of-oil/>

Практически до последнего времени продолжают гореть «избытки» газа при разработке сланцевых формаций, выбрасывая в атмосферу вредные, экологически опасные соединения.

Экологические последствия разработки сланцевых формаций, связанные с их обогащенностью ПТЭ, подтверждаются многими примерами. В обобщающей обзорной работе [Parviainen, Loukola-Ruskeeniemi, 2019] отмечено аномальное обогащение подземных и поверхностных вод различными тяжелыми металлами, что фиксируется при разработке сланцевых формаций мира: протерозойских сланцев месторождений Финляндии (Талвиваара), обогащенных Ni, Zn, Cu, Co; кембрийских месторождений в Швеции, обогащенных U и Mo; кембрийско-ордовикских сланцевых месторождений Южной Кореи; кембрийских сланцев месторождений Китая, обогащенных Ni, Mo, РЗЭ; девонских месторождений сланцев в Юконе (Канада) и Кентукки (США), обогащенных Ni, Zn, РЗЭ; пермских сланцевых месторождений Польши и Германии, обогащенных Cu, Ag; и в других регионах. На рис. 8 показаны высокие значения концентрации элементов в подземных и поверхностных водах, связанные с их миграцией

из сланцевых отложений в окружающую среду при разработке.

В сланцевом бассейне Баккен в Северной Дакоте (США) на протяжении длительного периода времени (с 2007 по 2014 г. и позже) отмечен параллельный рост годовой добычи нефти из нетрадиционных коллекторов сланцевого бассейна и количества разливов рассола с ПТЭ. В дополнение к повышенной концентрации растворенных солей (Na, Cl, Br) разливные воды также характеризовались повышенной концентрацией вредных примесей. В них значительно повышены уровень солей и содержание V, Se, Li, Pb, B и Sr в местах разлива рассолов, сохраняющиеся от месяца до 4 лет. Кроме того, выявлено накопление долгоживущих изотопов ^{226}Ra в отложениях почв на участках разлива [Lauer et al., 2016]. Быстрый рост добычи нетрадиционной нефти в течение последнего десятилетия в регионе Баккен в Северной Дакоте вызывает обеспокоенность общественности в связи с загрязнением воды в результате случайных выбросов в окружающую среду сточных вод при добывче нефти и газа.

На рис. 9 приведена схематическая реконструкция возможных путей загрязнения природной среды

Рис. 8. Минимальные, средние и максимальные значения pH и концентрации Cu, Ni, Zn и U (мкг/л) в подземных (G) и поверхностных водах (S) в отдельных местах расположения черных сланцев, затронутых добычей полезных ископаемых или другой антропогенной деятельностью, по [Parviainen, Loukola-Ruskeeniemi, 2019]

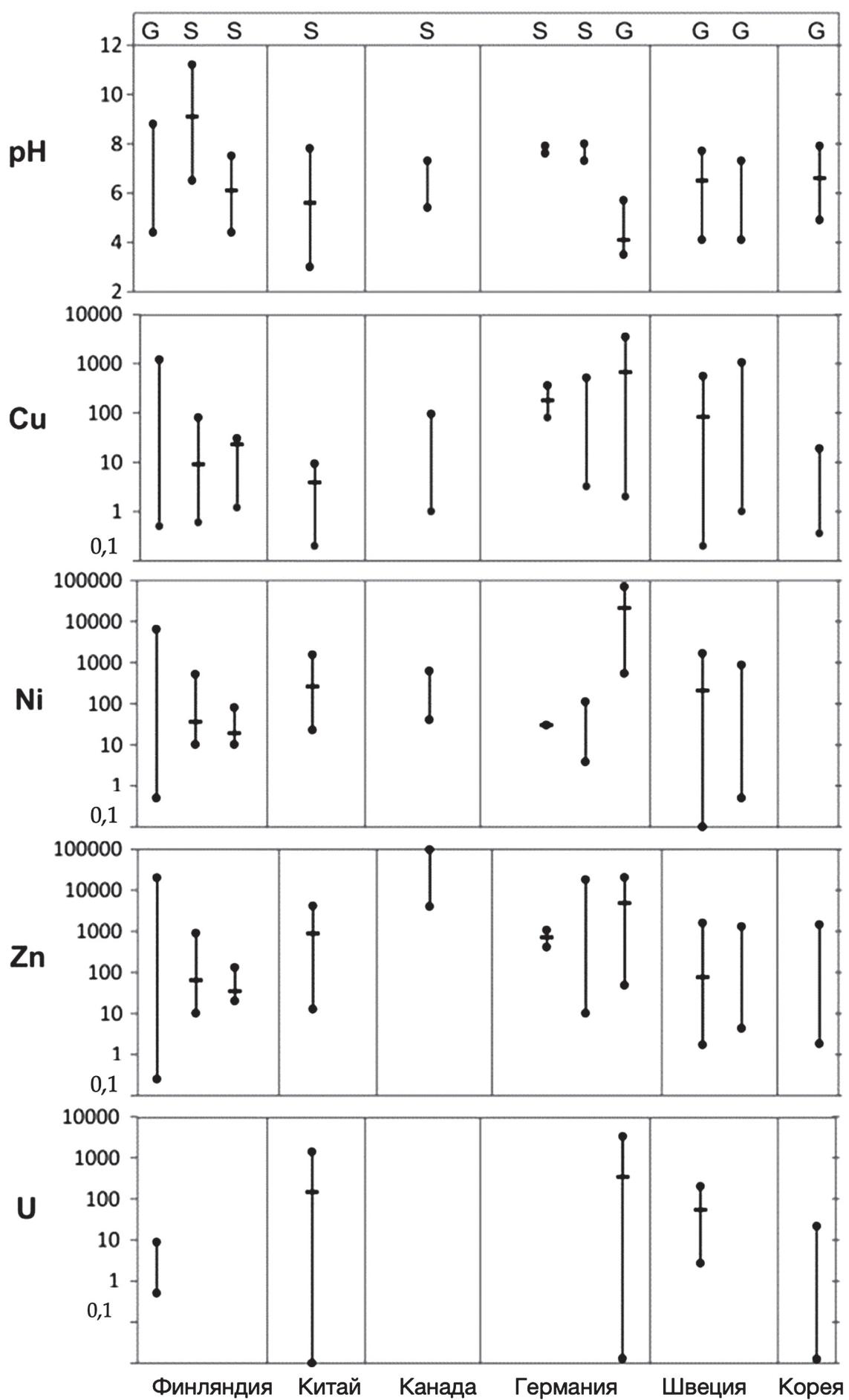




Рис. 9. Суммарный эффект отрицательных коллизий при разработке сланцевых ресурсов, по [Варламов и др., 2013], с добавлениями автора

ПТЭ и другие многочисленные проявления негативного влияния на окружающую среду процесса разработки и извлечения УВ ресурсов из сланцевых формаций.

Заключение. В связи с рассмотренными в работе особенностями углеродсодержащих формаций — нетрадиционностью ловушек (большие по площади, протяженные продуктивные мегарезервуары), а также с высокой концентрацией экологически опасных химических элементов — требуется новый подход к их изучению на всех этапах геологоразведочных работ.

При горизонтальном бурении и массовом применении гидроразрывов пласта возникает большой объем новообразованных поверхностей и трещин, что порождает опасность загрязнения геосреды ранее практически изолированными в углеродсодержащих формациях и неактивными металлоорганическими соединениями. Такая опасность особенно

возрастает при тепловой обработке пласта и закачке большого объема химически активных реагентов.

Для учета экологической ситуации на участках, вводимых в разработку, минимизации экологических рисков и принятия решений о комплексной технологии переработки сланцев с извлечением газа, нефти и, возможно, металлов необходимы дополнительные исследования и мониторинг микроэлементного состава сланцевых формаций для проведения экологической экспертизы с целью воспрепятствовать попаданию токсичных элементов в окружающую среду и в буровое оборудование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания по теме: «Научно-методические основы поисков и разведки скоплений нефти и газа, приуроченных к мегарезервуарам осадочного чехла № 122022800253-3».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абукова Л.А., Карцев А.А.* Флюидные системы осадочных нефтегазоносных бассейнов (типы, основные процессы, пространственное распространение) // Отеч. геология. 1999. № 2. С. 11–16.
- Бабаев Ф.Р., Пунанова С.А.* Геохимические аспекты микрэлементного состава нефти. М.: ООО «Изд. дом Недра», 2014. 181 с.
- Брод И.О.* Залежи нефти и газа, формирование и классификация. М.: Гостоптехиздат, 1951. 350 с.
- Варламов А.И., Афанасенков А.П., Пырьев В.И.* и др. Основные виды источников нетрадиционных ресурсов УВС и перспективы их освоения // Докл. Всеросс. совещ. «Методические проблемы геологоразведочных и научно-исследовательских работ в нефтегазовой отрасли», посвященное 60-летию образования ФГУП «ВНИГНИ». М., 2013.
- Варламов А.И., Мельников П.Н., Пороскун В.И.* и др. Результаты изучения и перспективы освоения нетрадиционных залежей нефти в высокоглубоких карбонатно-кремнистых отложениях доманиковой формации Волго-Уральской провинции // Геология нефти и газа. 2020. № 6. С. 33–52. DOI: 10.31087/0016-7894-2020-6-33-52.
- Вассоевич Н.Б., Вассоевич О.М., Назаревич И.А.* Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука, 1986. 368 с.
- Вассоевич Н.Б., Высоцкий И.В., Гусева А.Н., Оленин В.Б.* Углеводороды в осадочной оболочке Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1967. № 5. С. 36–48.
- Вассоевич Н.Б., Иванов А.Н.* Учение о биосфере: к 50-летию выхода в свет основополагающего труда В.И. Вернадского «Биосфера» // Тез. докл. Органическое вещество в современных ископаемых осадках: V Всесоюз. семинар. Москва, 8–10 июня 1976 г. М., 1976. С. 15–16.
- Вассоевич Н.Б., Иванов А.Н.* К истории учения о биосфере // Методология и история геологических наук. М., 1977. С. 57–94.
- Вернадский В.И.* Биосфера. 5-е изд. // Библиотека трудов академика В.И. Вернадского. Живое вещество и биосфера. М.: Наука, 1994. 669 с.
- Гольдберг И.С., Мицкевич А.А., Лебедева Г.В.* Углеводородно-металлоносные провинции мира, их формирование и размещение // Проблемы оценки ресурсов и комплексного освоения природных битумов, высоковязких нефти и сопутствующим им металлов. Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 49–60.
- Еременко Н.А.* Геология нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1961. 372 с.
- Прищепа О.М., Аверьянова О.Ю., Высоцкий В.И., Морариу Д.* Формация Баккен: геология, нефтегазоносность и история разработки // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. № 2. URL: <http://www.ngtp.ru/>
- Пунанова С.А.* Микрэлементный состав каустобиолитов и процессы нефтегенерации — от гипотезы Д.И. Менделеева до наших дней // Георесурсы. 2020. Вып. 22, № 2. С. 45–55. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2020.2.45-55>
- Пунанова С.А., Родкин М.В.* Геоэкологические риски при освоении сланцевых углеводородных ресурсов // Геология нефти и газа. 2022. № 1. С. 109–118.
- Соболева Е.Н.* Особенности строения и перспективы нефтеносности отложений доманикового типа в пределах Муханово-Ероховского прогиба // Вестн. Пермского ун-та. Геология. 2020. Вып 19, № 2. С. 183–188.
- Ступакова А.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А.* и др. Поисковые критерии нефти и газа в доманиковых отложениях Волго-Уральского бассейна // Георесурсы. 2015. Вып. 61, № 2. С. 77–86. DOI: 10.18599/grs.61.2.7.
- Тиско Б., Вельте Д.* Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 501 с.
- Ульмишек Г.Ф., Шаломеенко А.В., Холтон Д.Ю., Дахнова М.В.* Нетрадиционные резервуары нефти в доманиковой толще Оренбургской области // Геология нефти и газа. 2017. № 5. С. 57–67.
- Шустер В.Л.* Методический подход к прогнозу в нефтегазоносных бассейнах зон, благоприятных для формирования неантклинальных ловушек // Актуальные проблемы нефти и газа. 2020. Вып. 29, № 2. С. 64–71. URL: <https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2020-29.art5>
- Abarghani A., Gentzis T., Bo Liu et al.* Preliminary investigation of the effects of thermal maturity on redox-sensitive trace metal concentration in the bakken source rock, North Dakota, USA // ACS Omega. 2020. Vol. 13, N 5. P. 7135–7148.
- Dolson J., He Zhiyong, Horn B.* Advances and perspectives on stratigraphic trap exploration-making the subtle trap obvious // Search and Discovery. 2018. Article 60054, 67.
- Jing-Zhou Zhao, Jun Li, Wei-Tao Wu et al.* The petroleum system: a new classification scheme based on reservoir qualities // Petrol. Sci. 2019. Vol. 16. P. 229–251.
- Lauer N.E., Harkness J.S., Vengosh A.* Brine spills associated with unconventional oil development in North Dakota // Environ. Sci. & Technol. 2016. Vol. 13. P. 1–9. DOI: 10.1021/acs.est.5b06349
- Parviaainen A., Loukola-Ruskeeniemi K.* Environmental impact of mineralized black shales // Earth Sci. Rev. 2019. Vol. 192. P. 65–90.
- Pearson K.* Geologic models and evaluation of undiscovered conventional and continuous oil and gas resources — Upper Cretaceous Austin Chalk, U.S. Gulf Coast U.S. // Geol. Surv., Virginia, Reston, 2012.
- Pollastro R.M., Roberts L.N.R., Cook T.A., Lewan M.D.* Assessment of undiscovered technically recoverable oil and gas resources of the Bakken Formation, Williston Basin, Montana and North Dakota. U.S. // Geol. Surv. 2008. Open-File Rep. 2008-1353. URL: <https://pubs.usgs.gov/of/2008/1353/>
- Punanova S.* Trace element composition of shale formations // 29-th International Meeting on Organic Geochemistry (EAGE-IMOG) September 2019, Gothenburg, Sweden. All Abstr. 2019. P. 495–496.
- Punanova S.A., Nukenov D.* The question of environmental consequences at horizontal drilling of shale formations in connection with their enrichment with microelements // Georesursy =Georesources. 2017. Vol. 19, N 3. P. 239–248.
- Punanova S.A., Shpirt M.Ya.* Ecological consequences of the development of shale formations containing toxic elements // Solid Fuel Chemistry. 2018. Vol. 52, N 6. P. 396–405.

Статья поступила в редакцию 09.03.2022,
одобрена после рецензирования 09.03.2022,
принята к публикации 31.08.2022

УДК 550.8.01. 550.85

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ МИГРАЦИИ ГЛИНИСТЫХ ЧАСТИЦ И КОЛЬМАТАЦИИ КОЛЛЕКТОРОВ

Алексей Андреевич Чистяков^{1✉}, Анна Константиновна Котцова², Елизавета Викторовна Швальюк³, Пачелли Лидио Хоце Зита⁴

¹ Центр добычи углеводородов Сколковского института науки и технологий, Московская область, Россия; A.Tchistiakov@skoltech.ru

² Центр добычи углеводородов Сколковского института науки и технологий, Московская область, Россия; A.Kottsova@tudelft.nl

³ Центр добычи углеводородов Сколковского института науки и технологий, Московская область, Россия; Elizaveta.Shvalyuk@skoltech.ru

⁴ Дельфтский технический университет, Делфт, Нидерланды; p.l.j.zith@tudelft.nl

Аннотация. Описано влияние различных физико-химических факторов на уменьшение проницаемости терригенных коллекторов, вызванное миграцией глинистых частиц коллектора, спровоцированной закачкой в него воды.

Ключевые слова: миграция глинистых частиц, кольматация, потеря проводимости пласта

Для цитирования: Чистяков А.А., Котцова А.К., Швальюк Е.В., Зита П.Л.Х. Физико-химические факторы миграции глинистых частиц и кольматации коллекторов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 104–110.

PHYSICO-CHEMICAL FACTORS OF CLAY PARTICLES MIGRATION AND FORMATION DAMAGE

Alexei A. Tchistiakov^{1✉}, Anna K. Kottsova², Elizaveta V. Shvalyuk³, Pacelli L.J. Zitha⁴

¹ Center for Hydrocarbon Recovery of Skolkovo Institute of Science and Technology, Moscow region, Russia; A.Tchistiakov@skoltech.ru

² Center for Hydrocarbon Recovery of Skolkovo Institute of Science and Technology, Moscow region, Russia; A.Kottsova@tudelft.nl

³ Center for Hydrocarbon Recovery of Skolkovo Institute of Science and Technology, Moscow region, Russia; Elizaveta.Shvalyuk@skoltech.ru

⁴ Delft University of Technology, Delft, The Netherlands; p.l.j.zith@tudelft.nl

Abstract. The article describes the effect of different physico-chemical factors on formation damaged caused by in-situ clay particles migration resulted from water injection into clastic reservoir.

Key words: clay particles migration, permeability impairment, formation damage

For citation: Tchistiakov A.A., Kottsova A.K., Shvalyuk E.V., Zitha L.J. Physico-chemical factors of clay particles migration and formation damage. *Moscow University Geol. Bull.* 2022: 4: 104–110. (In Russ.).

Введение. Снижение приемистости скважин — распространенная проблема при закачке воды на нефтяных и геотермальных месторождениях. К наиболее распространенным причинам снижения проницаемости пород в околоскважинном пространстве относится кольматация порового пространства в результате миграции пластовых (*in situ*) глинистых частиц, спровоцированной либо высокой скоростью закачки, либо изменением физико-химических условий при проникновении в пласт раствора с химическим составом, отличающимся от естественного состава воды формации. Несмотря на сравнительно активное изучение проблем потери проницаемости в последние два десятилетия [Tchistiakov, 2000; Bennion, 2002; Bedrikovetsky, 2014; Kalantarias, 2014; Михайлов и др., 2016; Кожевников, 2016; Civan, 2016], проведение теоретических и экспериментальных исследований остается актуальным для

проектирования системы поддержания пластового давления, закачки низкоминерализованной воды с целью увеличения нефтеотдачи выработанных месторождений, а также для разработки геотермальных резервуаров.

Целью нашей работы были всесторонний теоретический анализ влияния физико-химических факторов на миграцию пластовых глинистых частиц и экспериментальное моделирование процесса их миграции в терригенном коллекторе.

Теория миграции глинистых частиц и кольматации порового пространства. Механизм миграции пластовых глинистых частиц и кольматации порового пространства. Для простоты объяснения механизма миграции глинистых частиц в породе можно представить модель минерального скелета относительно чистого песчаника как систему соединенных между собой песчаных зерен, на поверхности

которых адсорбированы разрозненные глинистые частицы и микроагрегаты. Теоретическую модель порового пространства породы, соответственно, можно представить в виде системы пор, соединенных между собой более узкими поровыми каналами [Priisholm et al., 1987].

При изменении физико-химических свойств порового флюида в результате закачки в пласт внешнего раствора может происходить распад микроагрегатов, а также отрыв отдельных глинистых частиц и микроагрегатов от песчаных зерен. В результате этого они мигрируют вместе с фильтрующимся раствором и переотлагаются в более узких поровых каналах, что приводит к существенному уменьшению проницаемости породы в околоскважинном пространстве [Vaidya, Fogler, 1990]. Процессы диспергации микроагрегатов и десорбции глинистых частиц от поверхности песчаных зерен определяются коллоидными взаимодействиями. Соответственно, этот механизм потери проницаемости пласта логично выделить в отдельный коллоидный тип повреждения пласта [Tchistiakov, 2000].

При интенсивной закачке отрыв и переотложение глинистых частиц и микроагрегатов могут быть также спровоцированы высокой скоростью потока в поровом пространстве даже без изменения физико-химических свойств флюида. Такой тип потери проницаемости по физике преобладающего процесса — гидродинамический [Vaidya, Fogler, 1990; Bennion, 2002]. Степень кольматации пласта в результате гидродинамической миграции частиц зависит от скорости фильтрации флюида, а также от морфологии и поверхностного заряда глинистых минералов и песчаных зерен. Поверхностный заряд определяется минеральным составом песчаной и глинистой фракции, а также физико-химическими свойствами порового раствора.

К наиболее значимым физико-химическим факторам, влияющим на коллоидную кольматацию пласта, относятся минеральный состав породы, концентрация и состав солей в закачиваемом растворе, его pH и температура [Vaidya, 1990; Fogler, 1990; Rosenbrand et al., 2015]. Соответственно, в теоретической части статьи мы подробно рассматриваем влияние каждого из этих факторов. Для простоты изложения при описании механизма миграции мы используем в дальнейшем общий термин «глинистые частицы» как для микроагрегатов, так и для отдельных частиц, учитывая, что такое разделение часто имеет чисто теоретическую значимость.

Формирование двойного электрического слоя вокруг глинистых частиц в водном растворе. Изоморфные замещения катионов Si^{4+} на катионы меньшей валентности (Al^{3+} , Mg^{2+} или др.) в кристаллической структуре глинистых минералов приводят к формированию на их базисных поверхностях избыточного отрицательного заряда, который компенсируется положительно заряженными

обменными катионами [Osipov, Sokolov, 1978, 2013; Kumar et al., 2017].

В водных растворах происходит гидратация обменных катионов, что приводит к формированию двойного электрического слоя (ДЭС) вокруг глинистых частиц. ДЭС состоит из отрицательно заряженной поверхности глинистой частицы и слоя противоположно заряженных катионов в окружающем ее растворе. При этом слой катионов ДЭС в свою очередь состоит из адсорбционного слоя, непосредственно прилегающего к поверхности глинистой частицы, и диффузного слоя, формирующегося на некотором удалении от минеральной поверхности в результате диссоциации катионов в водной среде. Катионы адсорбционного и диффузного слоев притягиваются к поверхности глинистых частиц электростатическими силами и уравновешивают их поверхностный отрицательный заряд (рис. 1).

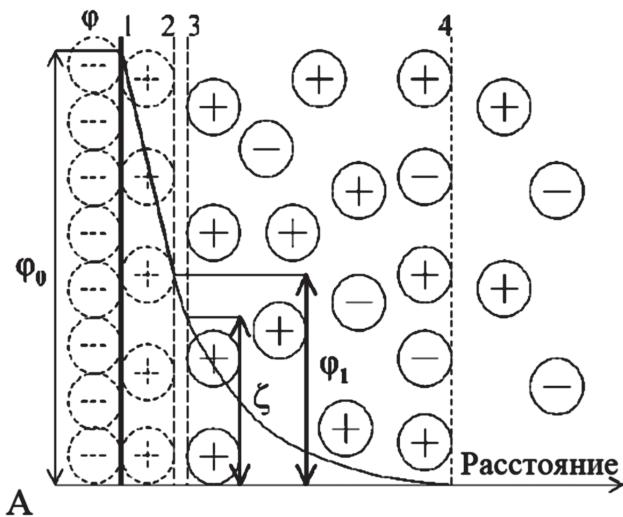
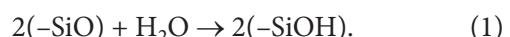


Рис. 1. Строение двойного электрического слоя на границе поверхности глинистой частицы с водным раствором, Φ_0 — поверхность потенциал, Φ_1 — потенциал Штерна, ξ — потенциал: 1 — поверхность глинистой частицы, 2 — граница адсорбционного слоя, 3 — плоскость скольжения, 4 — граница диффузного слоя

ξ -потенциал представляет собой разность потенциалов дисперсионной среды и неподвижного слоя жидкости, окружающего частицу. Взаимодействие между заряженными частицами определяется в первую очередь перекрытием их диффузных слоев, поэтому ξ -потенциал представляет собой важный параметр для определения типа взаимодействия частиц, а именно их стремления к коагуляции или диспергированию.

Заряд боковых сколов в водной среде образуется в результате их гидратации с образованием SiOH -групп:



Соответственно, в зависимости от pH среды на сколах формируется положительный или отрицательный заряд, который определяет стабильность глинистых частиц [Tchistiakov et al., 2001]. Более

подробно этот эффект описан в соответствующем разделе.

Баланс сил, действующих на глинистую частицу, адсорбированную на поверхности песчаного зерна. Стабильность глинистой частицы, т. е. ее адсорбция или десорбция с поверхности песчаного зерна контролируется балансом следующих сил [Tchistiakov et al., 2000]:

$$F_{tot}(h) = F_{LVA}(h) + F_{DLR}(h) + F_{BR}(h) + F_{HR}(h) + F_{IHL}, \quad (2)$$

где F_{tot} — результирующая сила взаимодействия глинистой частицы с поверхностью минерального скелета (имеет положительный знак, если преобладают силы отталкивания, и отрицательный знак, если преобладают силы притяжения); F_{LVA} — сила Лондона–Ван-дер-Ваальса; F_{DLR} — сила электростатического отталкивания, вызванная перекрытием ДЭС одноименно заряженной поверхности глинистой частицы поверхностью минерального скелета; F_{BR} — сила отталкивания Борна (имеет существенное влияние на расстояниях менее 5 Å); F_{HR} — гидродинамическая сила (зависит от скорости движения флюида в породе); F_{IHL} — сила взаимодействия слоев связной воды между глинистой частицей и поверхностью минерального скелета (оказывает расклинивающее действие); h — расстояние между частицей и поверхностью минерального скелета. В работе [Bedrikovetsky, Caruso, 2014] предложено также рассматривать гравитационную силу в уравнении равновесия. При этом отметим, что ее вклад в баланс действующих сил определяется взаимной ориентировкой глинистой частицы и поверхности песчаного зерна. Согласно [You et al., 2015] значение гравитационной составляющей на 2–4 порядка меньше по сравнению с гидродинамической силой и силой электростатического отталкивания.

Влияние минерализации порового раствора. Электрокинетический потенциал — один из ключевых параметров, определяющих стабильность глинистых частиц и суммарный баланс сил их взаимодействия с поверхностью минерального скелета [Khilar, Fogler, 1987; Rosenbrand et al., 2015]. Теоретически при постоянстве других параметров (например, температуры и pH) увеличение концентрации ионов в растворе вызывает переход части катионов из диффузного слоя в адсорбционный за счет возникающего градиента концентрации. Это в свою очередь приводит к снижению ξ -потенциала частиц [Осипов и др., 1989].

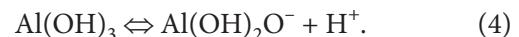
Уменьшение минерализации и, соответственно, увеличение ξ -потенциала приводит к повышению электростатического отталкивания между глинистыми частицами и поверхностями песчаных зерен, к которым они были адсорбированы в процессе осадконакопления. Соответственно, закачка опресненной воды в песчаные коллекторы может вызвать отрыв глинистых частиц от минеральных стенок пор. Последующая миграция глинистых частиц

вместе с движущимся потоком может привести к их переотложению в более узких поровых каналах, закупорке последних и, соответственно, к снижению проницаемости породы в целом [Vaidya, Fogler, 1990; Davis et al., 1978; Tchistiakov et al., 2001].

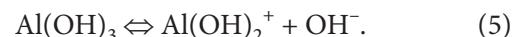
Влияние pH порового раствора. В зависимости от pH водной среды заряд сколов глинистых частиц может меняться [Osipov, Sokolov, 1978; Davis et al., 1978; Tchistiakov et al., 2001]. В соответствии с существующими представлениями в щелочной среде происходят частичная диссоциация гидроксила и его переход в раствор, при этом на сколах формируется избыточный отрицательный заряд:



Если ион Si^{4+} замещен на ион Al^{3+} , группа $(-\text{AlOH})^-$ также способна к диссоциации в зависимости от уровня pH. В щелочной среде группа диссоциирует с образованием протона



В кислой среде диссоциация происходит с выделением иона OH^-



Таким образом, соотношение ионов OH^- и H^+ в растворе влияет на тип и степень диссоциации и, соответственно, определяет заряд боковых сколов. Увеличение pH (т.е. увеличение концентрации ионов OH^-) приводит к увеличению отрицательного заряда на боковых сколах глинистых частиц. Если породообразующий минерал представлен кварцем, заряд поверхности которого в естественных природных условиях отрицательный, увеличение pH выше изоэлектрической точки глинистых частиц будет вызывать их диспергацию с поверхности песчаных зерен и, соответственно, уменьшение проницаемости пласта [Kottsova et al., 2021]. Уменьшение pH ниже изоэлектрической точки приводит к возникновению положительного заряда на боковых сколах глин из-за эффекта протонирования. Это в свою очередь способствует стабилизации глинистых частиц на кварцевых зернах, у которых смена поверхностного заряда на положительный происходит при $\text{pH} < 3,5$, что не типично для известных резервуаров [Kottsova et al., 2021].

В течение долгого времени считалось, что зарядке подвержены лишь боковые сколы глинистых минералов. Сравнительно недавно было установлено, что базальные поверхности глинистых частиц также подвержены влиянию pH, причем эффект от увеличения pH может отличаться для силикатной (тетраэдрической) и алюминиевой (октаэдрической) сетки. В частности, выявлено, что силикатные поверхности каолинита приобретают отрицательный заряд при $\text{pH} > 4$, в то время как алюминиевые поверхности заряжены отрицательно только при $\text{pH} > 9$ [Kumar et al., 2017]. Возможно, разницей в изоэлектрических точках тетраэдрического и окта-

эдрического слоев можно объяснить существенные различия в опубликованных значениях изоэлектрической точки для одного и того же минерала.

Влияние температуры. Повышение температуры приводит к увеличению ξ -потенциала, что в свою очередь способствует диспергированию частиц [Rodríguez, Araujo, 2006; Rosenbrand et al., 2015]. В то же время гидродинамическое воздействие на адсорбированную частицу уменьшается из-за уменьшения вязкости флюида. Более того, расклинивающий эффект слоя связанный воды также уменьшается [Tchistiakov, 2000а, б]. Опубликованные данные свидетельствуют о том, что суммарный эффект роста температуры все же способствует десорбции глинистых частиц, их миграции и последующему уменьшению проницаемости породы [You et al., 2015; Ноздратенко, 2015]. Однако при интерпретации экспериментальных данных следует учитывать, что уменьшение проницаемости при росте температуры может быть также обусловлено термическим расширением скелета породы и смыканием поровых каналов [Cheng, Milsch, 2020].

Материалы и методы и исследования. Для изучения эффекта влияния снижения минерализации на проницаемость терригенного коллектора была проведена серия фильтрационных экспериментов на образцах песчаника из формации Бентхаймер. Согласно результатам рентгеноструктурного анализа, песчаная фракция породы представлена почти полностью кварцем, глинистая фракция — каолинитом. Доля кварца в общем составе породы равна 98%, а каолинита, соответственно, 2%. Длина образца составляла 17 см, диаметр 3,8 см. Для моделирования эффекта снижения минерализации на миграцию глинистых частиц использовался раствор NaCl с минерализацией 5 г/л, который замещался в процессе эксперимента на деминерализованную воду.

В процессе фильтрационного эксперимента вдоль образца на трех равных интервалах изменился перепад давления с целью мониторинга изменения проницаемости в процессе фильтрации жидкости. Перед кернодержателем был установлен фильтр 0,5 мкм для очистки от случайных примесей в закачиваемом растворе. Выходящую из образца жидкость (фильтрат) отбирали в кюветы для последующего анализа взвешенных частиц. Объем каждой пробы составлял 0,2 порового объема образца. Мутность фильтрата измеряли методом нефелометрии, а распределение взвешенных частиц по размерам определяли методом динамического светорассеяния.

Эксперимент состоял из нескольких этапов: насыщение керна солевым раствором, измерение проницаемости, закачка деминерализованной воды с различной скоростью потока, измерение проницаемости. Параметры закачки приведены в табл. 1. Объем закачки на каждой стадии был равен 10 поровым объемам. В статье мы приводим результаты лишь одного наиболее репрезентативного теста, однако

аналогичные закономерности были выявлены и в других экспериментах.

Таблица 1
Параметры эксперимента

Этап эксперимента	1	2	3	4	5	6
Расход деминерализованной воды, мл/мин	1,18	2,36	4,72	7,08	9,95	11,81

Результаты исследований и их обсуждение. Результаты измерения проницаемости при первоначальном насыщении образца раствором хлорида натрия приведены в табл. 2. Близкие значения проницаемости во всех секциях образца свидетельствуют о его однородности, что делает возможным сравнительный анализ значений перепада давления, измеряемого в них во время последующей фильтрации деминерализованной воды.

Таблица 2
Проницаемость керна до и после фильтрационных экспериментов

Секция	Исходная проницаемость керна, $\text{мкм}^2 \times 10^3$	Конечная проницаемость керна, $\text{мкм}^2 \times 10^3$	Снижение исходной проницаемости, %
Общая	1900	1600	15%
1	1780	1660	7%
2	1930	1620	16%
3	1860	1510	19%

При вытеснении раствора хлорида натрия деминерализованной водой уже на первой минимальной ступени расхода, равной 1,18 мл/мин, было зафиксировано повышение перепада давления последовательно во всех секциях образца (рис. 2). В фильтрате, выходящем из образца, взвешенные частицы обнаружены непосредственно после замещения первого порового объема деминерализованной водой (рис. 3). При этом отметим, что их концентрация постепенно возрасла, достигая своего максимума на момент прохождения первых 5-ти поровых объемов воды, после чего снижалась и достигала минимума при прокачке через образец последнего 10-го порового объема.

Увеличение расхода деминерализованной воды до 2,36 мл/мин на второй стадии эксперимента приводило к увеличению перепада давления во всех интервалах образца, начиная примерно с 4-го прокаченного порового объема. На графике зависимости мутности выходящей из образца воды выделяются два пика концентрации взвешенных частиц (рис. 3). Первый пик соответствует прохождению первого порового объема при увеличенном расходе. Второй всплеск концентрации взвешенных частиц в фильтрате начинается после прохождения 4-го порового объема, что хорошо коррелирует с упомянутым ранее ростом перепада давления в образце (рис. 4). На основании этих данных можно предположить, что при расходе 2,36 мл/мин, со-

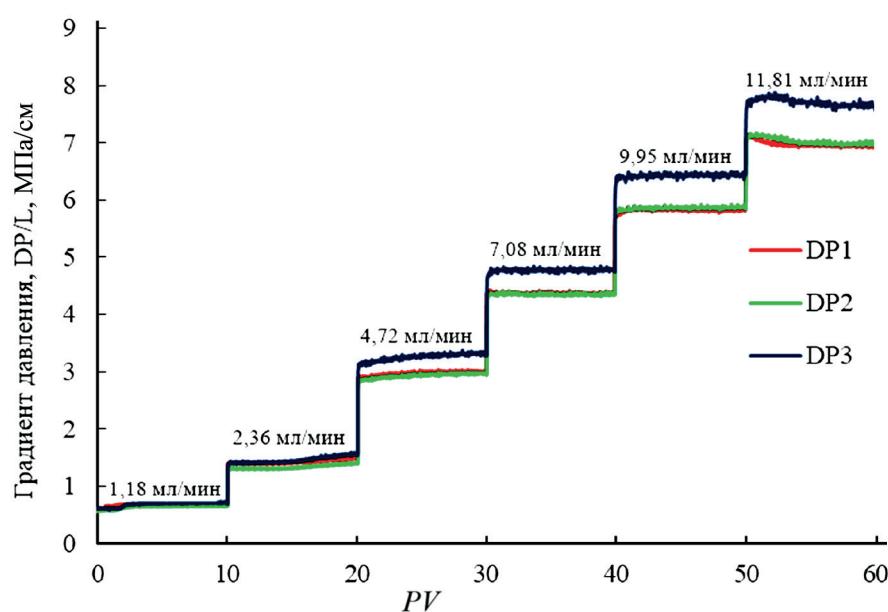


Рис. 2. Градиент перепада давления в зависимости от объема прокачанной жидкости на различных этапах эксперимента

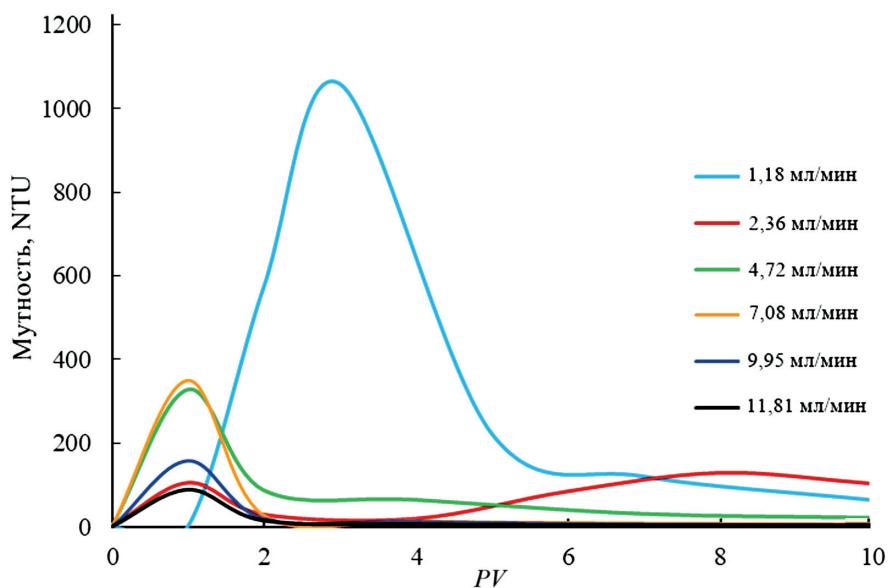


Рис. 3. Мутность истекающего из керна раствора на различных этапах эксперимента

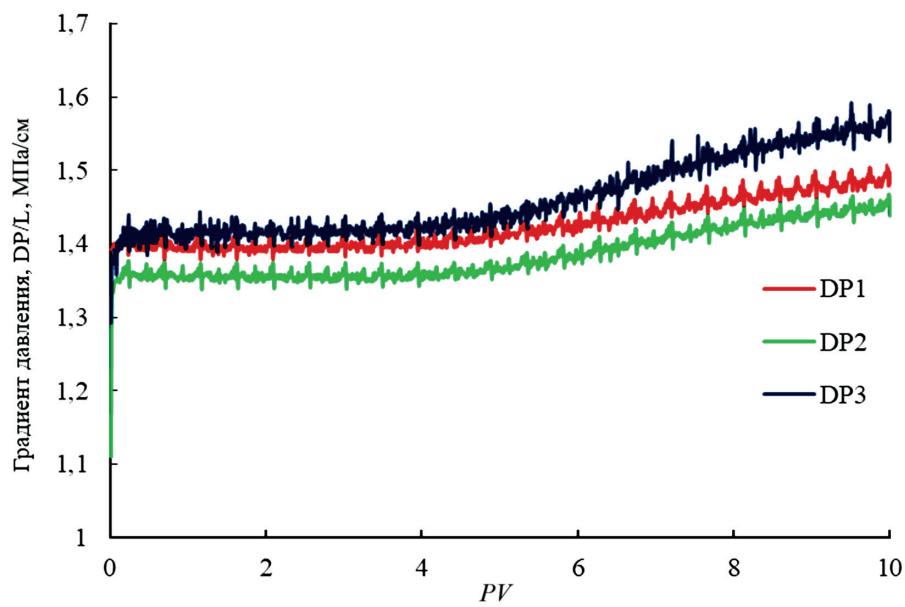


Рис. 4. Градиент перепада давления на стадии закачки деминерализованной воды при расходе 2,36 мл/мин

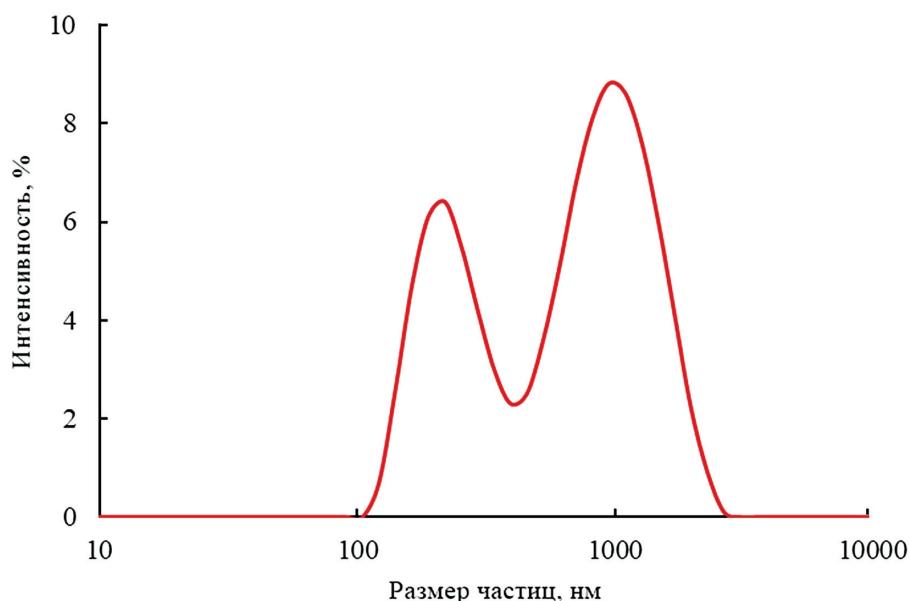


Рис. 5. Распределение частиц каолинита по размеру

ответствующем линейной скорости потока 0,2 см/мин, было достигнуто ее критическое значение для частиц каолинита в исследуемом песчанике, это и привело к гидродинамическому отрыву части из них от поверхности минерального скелета и уменьшению проницаемости породы. Важно отметить, что на каждой последующей ступени расхода жидкости в выходной секции керна наблюдалось все более существенное увеличение перепада давления по сравнению с входной и средней секциями образца, что можно объяснить постепенным накоплением в ней частиц, мигрирующих из первых двух секций. Рассчитанные значения снижения проницаемости по сравнению с исходной (табл. 2) для трех секций образца также свидетельствуют о закономерном уменьшении конечной проницаемости по направлению движения потока жидкости.

Анализ мутности фильтрата показал, что каждое увеличение расхода жидкости выше критического (2,36 мл/мин) вызывало отрыв дополнительного количества глинистых частиц и увеличение мутности фильтрата, уменьшающейся в процессе прохождения нескольких поровых объемов воды. При этом пиковая концентрация мутности фильтрата наблюдалась в момент выхода 1-го порового объема жидкости. Начиная с четвертой ступени расхода, равной 7,08 мл/мин, частицы каолинита на выходе из образца фиксировались лишь при прокачке первых 2,3 порового объема, при этом общее количество выносимых из образца частиц уменьшалось на каждой новой ступени расхода.

Анализ размера дисперсных частиц каолинита в фильтрате показал наличие двух пиков, соответствующих диаметру частиц 0,2 и 1 мкм. Максимальный диаметр взвешенных частиц составил около 5 мкм. Соответственно, все частицы большего диаметра удерживались в породе. При этом диаметр поровых каналов в породе, согласно данным ртутной порометрии, колебался от 10 до 30 мкм (рис. 5).

Выводы. 1. Снижение минерализации с 5 до 0 г/л NaCl вызывает миграцию внутренних глинистых частиц и, как следствие, приводит к уменьшению проницаемости породы. Степень снижения проницаемости возрастает в направлении движения жидкости от входной к выходной секции образца из-за закупоривания поровых каналов частицами, движущимися с потоком.

2. Количественный анализ мутности фильтрата показывает, что она постепенно увеличивается после начала замещения раствора хлорида натрия деминерализованной водой, достигает своего максимума на момент прохождения первых 5-ти поровых объемов воды, после чего снижается. Теоретически постепенное нарастание концентрации взвешенных частиц в фильтрате можно объяснить комбинацией нескольких факторов, а именно неодновременным отрывом глинистых частиц от песчаных зерен, разным временем приобретения ими скорости потока жидкости, результатом разницы их размера, формы и, соответственно, гидравлической крупности, а также различной скоростью водного потока на микроуровне и частичным задерживанием в поровых сужениях.

3. Критическое значение расхода деминерализованной воды для частиц каолинита в песчанике из формации Бентхаймер достигается при расходе 2,36 мл/мин и соответствующей ему скорости движения потока 0,2 см/мин. Это значение установлено на основе измерений перепада давления вдоль образца керна и анализа мутности фильтрата, выходящего из него.

4. Каждое увеличение скорости потока выше критического значения приводит к отрыву дополнительного количества каолинитовых частиц под воздействием гидродинамической силы. При этом амплитуда пиков мутности фильтрата уменьшается с каждым последующим увеличением расхода деминерализованной воды.

5. Сравнительный анализ графиков мутности позволяет сделать вывод о том, что для исследованной породы увеличение электростатического отталкивания в результате уменьшения минерализации вызывает более массовую миграцию глинистых частиц по сравнению с миграцией, обусловленной ростом скорости гидродинамического потока.

Благодарности. Авторы благодарят Дельфтский технологический университет и Центр до-

бычи углеводородов Сколковского института науки и технологий за предоставленную возможность провести экспериментальные исследования.

Финансирование. Работа поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2020-119 в рамках программы развития НЦМУ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кожевников А.В. Влияние минерализации пластовых вод на проницаемость и нефтеотдачу коллекторов // Научный форум. Сибирь — Естественные науки. 2016. № 3. С. 64–66.

Михайлов Д.Н., Рыжиков Н.И., Шако В.В. Экспериментальное исследование процесса переноса и накопления суспензии твердых частиц и взвеси глины в образцах горных пород // Механика жидкости и газа. 2015. № 5. С. 557–559.

Ноздратенко С.А., Акульшин А.А., Переверзева В.С. Виды кольматации скважин // Поколение будущего: взгляд молодых ученых. 2015. С. 163–165.

Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород. М.: Недра, 1989. 211 с.

Bedrikovetsky P., Caruso N. Analytical model for fines migration during water injection // Transp. Porous Media. 2014. Vol. 101, N 2. P. 161–189.

Bennion D.B. An overview of formation damage mechanisms causing a reduction in the productivity and injectivity of oil and gas producing formations // J. Can. Petrol. Technol. 2002. Vol. 41, N 11. P. 29–36.

Cheng C., Milsch H. Permeability variations in illite-bearing sandstone: Effects of temperature and NaCl fluid salinity // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2020. Vol. 125.

Civan F. Reservoir formation damage. Third ed. 2016. 997 p.

Davis J.A., James R.O., Leckie J.O. Surface ionization and complexation at the oxide/water interface: I. Computation of electrical double layer properties in simple electrolytes // J. Colloid Interface Sci. 1978. Vol. 63, N 3. P. 480–499.

Kalantari A., Bedrikovetsky P. Stabilization of external filter cake by colloidal forces in a “well-reservoir” system // Ind. Eng. Chem. Res. 2014. Vol. 53, N 2. P. 930–944.

Khilar K.C., Fogler H.S. Colloidally induced fines migration in porous media. // Rev. Chem. Engineering. 1987. N 4. P. 41–108.

Kottsova A.K., Yegane M., Tchistiakov A.A., Zitha P.L.J. Effect of electrostatic interaction on the retention and remobilization of colloidal particles in porous media. M., 2021.

Kumar N. et al. probing the surface charge on the basal planes of kaolinite particles with high-resolution atomic force microscopy // Langmuir. 2017. Vol. 33, N 50. P. 14226–14237.

Mietta F., Chassagne C., Winterwerp J.C. Shear-induced flocculation of a suspension of kaolinite as function of pH and salt concentration // J. Colloid Interface Sci. Elsevier Inc. 2009. Vol. 336, N 1. P. 134–141.

Mitchel J.K. Fundamentals of soil behaviour // J. Wiley and Sons, Inc. New York-London-Sydney-Toronto, 1976.

Osipov V., Sokolov V. Structure formation in clay sediments // Bull. Assoc. Engineering Geol. 1978. Vol. 18.

Osipov V.I., Sokolov V.N. Clays and their properties // Composition, structure and formation of properties. 2013. 578 p.

Priisholm S., Nielsen B.L., Haslund O. Fines migration, blocking, and clay swelling of potential geothermal sandstone reservoirs, Denmark // SPE Form Eval 2 (02). Pap. Number SPE-15199-PA, 1987. P. 168–178.

Rodríguez K., Araujo M. Temperature and pressure effects on zeta potential values of reservoir minerals // J. Colloid Interface Sci. 2006. Vol. 300, N 2. P. 788–794.

Rosenbrand E. et al. Different effects of temperature and salinity on permeability reduction by fines migration in Berea sandstone // Geothermics. CNR-Istituto di Geoscienze e Georisorse. 2015. Vol. 53. P. 225–235.

Tchistiakov A.A. Colloid chemistry of in-situ clay-induced formation damage // SPE Int. Symp. Form. Damage Control. Lafayette, 2000a. P. 371–379.

Tchistiakov A.A. Physico-chemical aspects of clay migration and injectivity decrease of geothermal clastic reservoirs // Proceed. World Geothermal Congress 2000. Kyushu, Tohoku, Japan, May 28–June 10, 2000b. P. 3087–3095.

Tchistiakov A.A., Sokolov V.N., Osipov V.I., Nguyen Buu-Long. Saponite clay tailing treatment by artificial sedimentation. Proceed. Intern. Symp. on Suction, Swelling, Permeability and Structure of Clays. Shizuoka 2001. Japan, Shizuoka, 11–13 January 2001. P. 475–484.

Vaidya R.N., Fogler H.S. Fines migration and formation damage // Influence of pH and ion exchange. 1990. N 11. P. 125–132.

You Z., Bedrikovetsky P., Badalyan A., Hand M. Particle mobilization in porous media: Temperature effects on competing electrostatic and drag forces: temperature effects on fines migration // Geophys. Res. Lett. 2015. Vol. 42, N 8.

Статья поступила в редакцию 18.02.2022,
одобрена после рецензирования 09.03.2022,
принята к публикации 31.08.2022

УДК 553.982.23

АНАЛИЗ ГЕОМЕТРИИ И ПРОГНОЗ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ В НИЖНЕМЕЛОВЫХ КЛИНОФОРМАХ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИОБСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Елена Олеговна Бабина^{1✉}, Георгий Александрович Калмыков²,
Антонина Васильевна Ступакова³, Алина Владимировна Мордасова⁴,
Наталья Ивановна Коробова⁵, Олег Владимирович Хотылев⁶,
Татьяна Анатольевна Шарданова⁷, Елизавета Вадимовна Хромова⁸,
Ринар Мавлетович Гилаев⁹

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; eo.babina@oilmsu.ru² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.kalmykov@oilmsu.ru³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.stoupakova@oilmsu.ru⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.mordasova@oilmsu.ru⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; n.korobova@oilmsu.ru⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; hot63@mail.ru⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tshardanova@mail.ru⁸ Шлюмберже, Москва, Россия; ekhromova2@slb.com⁹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; r.gilaev@oilmsu.ru

Аннотация. Выработка критерииев прогноза природных резервуаров и ловушек неструктурного типа в клиноформенных отложениях — ключевая задача как для доразведки «зрелого» Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, так и для поиска новых скоплений нефти и газа в клиноформенных толщах осадочных бассейнов, не охарактеризованных бурением. На основе комплексного анализа сейсмических, каротажных данных, результатов фациального анализа керна, исследований коллекторских свойств и притоков нефти в северной части Приобского месторождения установлена связь между геометрией клиноформ, траекторией их бровок и областью развития природных резервуаров различного генезиса в продуктивных пластах группы АС. Наиболее высокие дебиты и коллекторские свойства характерны для отложений баров, проксимальных частей конусов выноса и подводящих каналов на склоне. Отложения баров формировались на этапе высокого стояния относительного уровня моря и в начале его падения на бровках клиноформ, что на временных сейсмических разрезах выражается в полого восходящей, плоской и нисходящей траекториях бровок тангенциальных клиноформ. Отложения конусов выноса приурочены к этапу падения относительного уровня моря и его низкого стояния, их поиск целесообразно проводить у подножий тангенциальных клиноформ с нисходящей траекторией бровок и в полого-косослоистых клиноформах.

Ключевые слова: Западная Сибирь, нижнемеловые отложения, клиноформы, природный резервуар, неантклинальные ловушки, сейсмостратиграфический анализ

Для цитирования: Бабина Е.О., Калмыков Г.А., Ступакова А.В., Мордасова А.В., Коробова Н.И., Хотылев О.В., Шарданова Т.А., Хромова Е.В., Гилаев Р.М. Анализ геометрии и прогноз природных резервуаров в нижнемеловых клиноформах северной части Приобского месторождения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 111–130.

GEOMETRY ANALYSIS AND OIL RESERVOIRS PREDICTION IN THE LOWER CRETACEOUS CLINOFORMS OF THE NORTHERN PRIOSKOYE FIELD

Elena O. Babina^{1✉}, Georgy A. Kalmykov², Antonina V. Stoupakova³,
Alina V. Mordasova⁴, Natalia I. Korobova⁵, Oleg V. Khotylev⁶, Tatiana A. Shardanova⁷,
Elizaveta V. Khromova⁸, Rinar M. Gilaev⁹

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; eo.babina@oilmsu.ru² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.kalmykov@oilmsu.ru³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.stoupakova@oilmsu.ru⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.mordasova@oilmsu.ru⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; n.korobova@oilmsu.ru⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; hot63@mail.ru⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tshardanova@mail.ru⁸ Schlumberger, Moscow, Russia; ekhromova2@slb.com⁹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; r.gilaev@oilmsu.ru

Abstract. Developing of the exploration criteria for oil reservoirs and non-structural traps in the clinoform successions are the key target as for detailed field appraisal in the West-Siberia basin well as for exploration in the

clinoform complexes in the new sedimentary basins without drilling. Based on complex analysis of the seismic, well logs, well tests and core data in the northern Priobskoye field, the correlation between clinoform geometry, edge trajectory and distribution pattern of the reservoirs in the productive formation AS is established. The highest flow rates and reservoir properties are typical for bar deposits, proximal fan and slope channels. Deposits of bars are formed at the high stand system tract and at the beginning of the falling system tract on the edges of tangential clinoforms with gently ascending, flat and descending edge trajectory. Deposits of basin floor fans and slope channels are confined to the drop in the relative sea level and its low stand; it is advisable to search for them at the bottomset of tangential clinoforms with a descending edge trajectory and in gently cross-bedded clinoforms.

Key words: West Siberia, Low-Cretaceous sediments, clinoforms, oil reservoir, nonanticlinal traps, seismic stratigraphic analysis

For citation: Babina E.O., Kalmykov G.A., Stoupakova A.V., Mordasova A.V., Korobova N.I., Khotylev O.V., Shardanova T.A., Khromova E.V., Gilaev R.M. Geometry analysis and oil reservoirs prediction in the Lower Cretaceous clinoforms of the northern Priobskoye field. *Moscow University Bull. Geol.* 2022; 4: 111–130. (In Russ.).

Введение. В нижнемеловых клиноформенных отложениях Западной Сибири выявлены гигантские зоны нефтегазонакопления — Приобская, Восточно-Уренгойская, Пайяхская [Шестакова и др., 2020, Карогодин и др., 2000]. Однако Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн (НГБ) вступил в зрелую фазу освоения, и дальнейшие перспективы прироста запасов связаны с мелкими и мельчайшими месторождениями [Конторович и др., 2019] и открытием залежей в неантиклинальных ловушках. Если для прогноза пластово-сводовых ловушек ключевым критерием поиска служит структурный фактор, то для прогноза неантиклинальных ловушек необходимо реконструировать условия и последовательность накопления осадочных тел на основе комплексного анализа сейсмических и скважинных данных. Критерии прогноза неструктурных ловушек в клиноформенных комплексах по сейсмическим данным актуальны для доразведки уже открытых месторождений в Западной Сибири, а также их можно применять для регионального прогноза нефтегазоносности районов, слабо изученных бурением. Другая научная проблема связана с построением единой хроностратиграфической корреляции продуктивных отложений внутри клиноформной толщи, так как часто использующийся литостратиграфический подход позволяет выделить слои, имеющие схожие физические характеристики, но не учитывает их разный возраст и условия осадконакопления. В результате некорректной модели отложений возникает ряд проблем при разработке залежей: отсутствие гидродинамической связи между близко расположенными залежами, низкие дебиты и быстро растущая обводненность, а также неравномерное распределение петрофизических свойств в пределах одного пласта [Космынин, 2011].

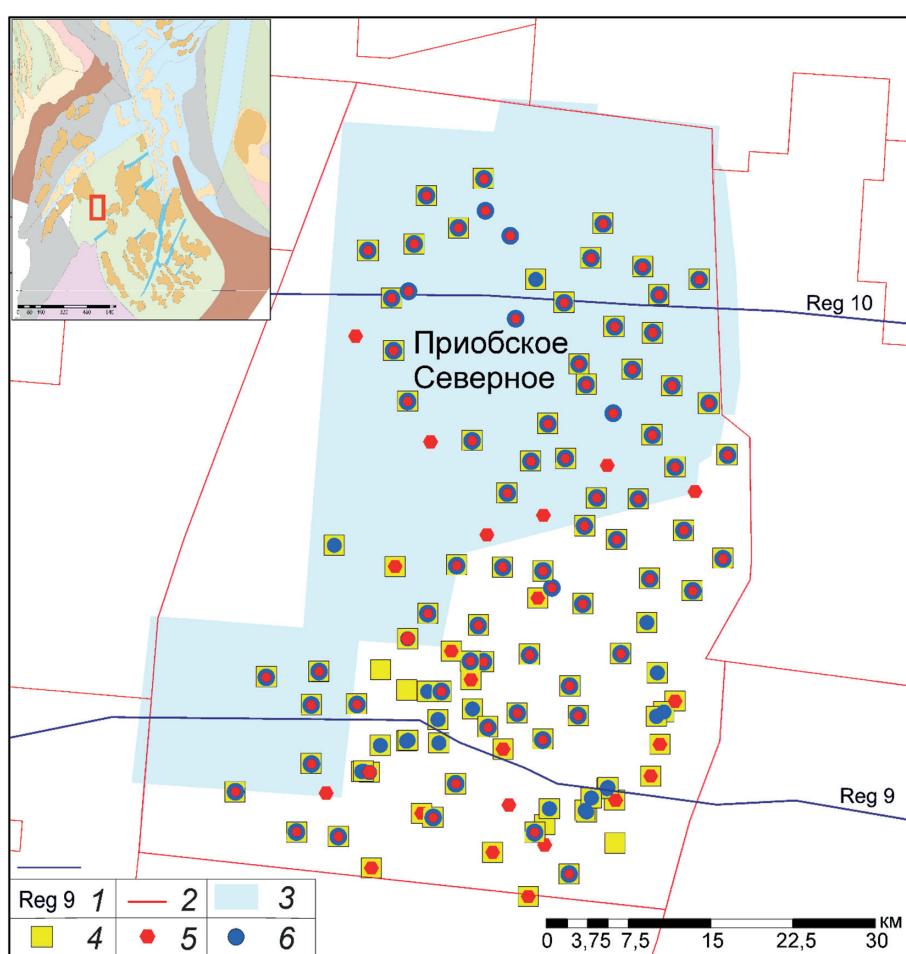
Основные залежи в нижнемеловых клиноформах Западно-Сибирского НГБ связаны с различными частями клиноформ, как с ундаформой (мелководной частью), так и фондоформой (более глубоководной частью). Песчаные пласти в пределах одной клиноформы накапливались квазисинхронно [Бородкин, Курчиков, 2015], однако в принципиально разных условиях и на разных этапах изменения относительного уровня моря. Песчаные пласти ундаформы накапливались в прибрежно- и мелко-

водно-морских условиях на этапе высокого стояния уровня моря и в начале его падения, в то время как песчаные пласти фондоформы формировались в относительно глубоководной впадине на шельфе в этапы падения уровня моря, когда обломочный материал миновал ундаформу и накапливался на склоне и его подножье в виде конусов выноса высоко- и низкоплотностных потоков [Нежданов, 1988; Жемчугова и др., 2021].

На примере пластов группы БВ было показано, что коллекторы, накопившиеся в подводящем канале и образовавшиеся в проксимальной и дистальной частях конуса выноса, имеют разные фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) [Кузнецов и др., 2018]. Гранулярные коллекторы с наилучшими ФЕС связаны с подводящими каналами и проксимальными частями конусов выноса [Брехунцов и др., 2003; Шестакова и др., 2020]. Для отдельных месторождений и лицензионных участков построены сиквенс-стратиграфические и седиментационные модели на основе комплексного анализа сейсмических данных, ГИС и каменного материала [Жемчугова и др., 2021]. Кроме того, предпринимались попытки применить метод анализа траектории бровки клиноформ, разработанный зарубежными геологами, В. Хелландом-Хансеном, Р. Стилом, Г.Д. Хампсоном, или было показано, что наибольшую значимость для формирования отложений в фондоформе имеет падение уровня моря, что выражается в изменении угла наклона траектории бровки клиноформы [Хиренко и др., 2020].

Мы рассматривали клиноформенные валанжинско-барремские отложения ахской и черкашинской свит в северной части Приобского месторождения, мощность которых составляет около 400 м. В северной части Приобского месторождения в этих отложениях открыты пластовые и литологически экранированные залежи нефти в продуктивных пластах группы АС. Продуктивные пласти группы АС здесь характеризуются в среднем низкими притоками (около 6–10 м³/сут в среднем), в то время как в южной части Приобского месторождения средние дебиты выше (в среднем 20 м³/сут [Игошкин и др., 2010]). Объяснение этого факта кроется в условиях осадконакопления и закономерностях пространственного размещения природных резер-

Рис. 1. Карта фактического материала для северной части Приобского месторождения. Карта местоположения района работ в левом верхнем углу здесь и далее на иллюстрациях — на основе тектонической карты А.В. Ступаковой и др. (2015): 1 — региональные сейсмические профили; 2 — границы месторождений; 3 — границы 3D сейсмического куба; 4 — скважины с стандартным набором каротажа; 5 — скважины с результатами испытаний; 6 — скважины с результатами лабораторных исследований керна



вуаров различного генезиса и с разными ФЕС на территории месторождения. Для прогноза новых поисковых объектов по 3D сейсмическим данным необходимо установить связь между формой, размером и направлением траектории бровки клиноформ (параметры, которые можно оценить без скважин) и генетическим типом природных резервуаров.

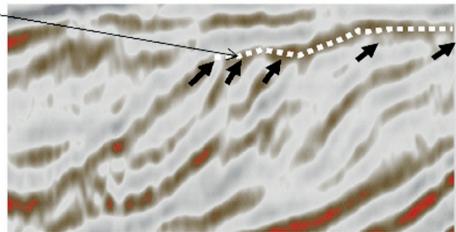
Цель исследований — анализ связи архитектуры клиноформ с наличием природных резервуаров различного генезиса и поиск критериев прогноза неструктурных ловушек в клиноформенных отложениях по сейсмическим данным. Для достижения этой цели сформулирован ряд задач: 1) выделение основных клиноформенных границ на временных сейсмических разрезах (BCP), характеристика архитектуры клиноформ, сиквенс-стратиграфический анализ; 2) на основе фациального анализа вскрытых отложений уточнение условий накопления клиноформенных отложений; 3) оценка эффективных толщин природных резервуаров, сравнение ФЕС коллекторов различного генезиса и выделение генетических типов с наилучшими ФЕС; 4) установление связи различных генетических типов природных резервуаров с архитектурой клиноформ и траекторией смещения бровки; 5) прогноз распределения резервуаров по площади в северной части Приобского месторождения на основе картирования клиноформ различной геометрии.

Материалы и методы исследований. Фактический материал для исследований включает разномасштабные данные (рис. 1): два региональных субширотных временных сейсмических профилей, фотографии, литолого-фациальные колонки, описание керна и шлифов по разрезам скважин в северной части Приобского месторождения, результаты лабораторных исследований керна (гранулометрия, ФЕС), геофизические исследования скважин (ГИС), результаты испытаний скважин.

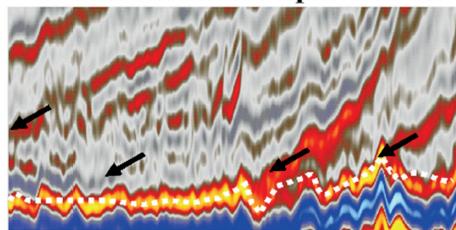
В настоящее время в России и за рубежом используются различные методы для изучения строения, геометрии и нефтегазоносного потенциала клиноформ.

1. Сейсмостратиграфический анализ позволяет увязать сейсмические данные со скважинной информацией [Vail et al., 1977]. На сейсмических разрезах выделяются сейсмостратиграфические комплексы (секвенции) — единицы, которые сложены относительно согласной последовательностью генетически взаимосвязанных отражений и ограничены в кровле и подошве поверхностями несогласия или эквивалентными им согласными поверхностями (рис. 2).

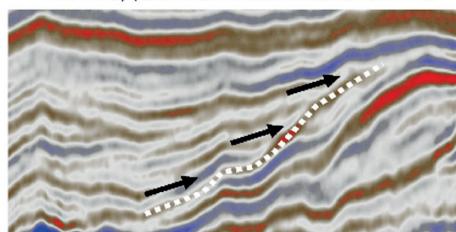
2. Анализ архитектуры клиноформ широко применяется зарубежными исследователями для установления обстановок формирования отложений, глубины бассейна и их эволюции во времени [Helland-Hansen, Hampson, 2009] и позволяет про-

Срезание? А. Кровельное прилегание

Отражения перестают прослеживаться у кровли осадочной серии в результате прекращения поступления осадков и (или) незначительной эрозии

Б. Подошвенное прилегание

Выклинивание изначально наклонных пластов на изначально наклонной или горизонтальной поверхности

В. Подошвенное налегание

Изначально горизонтальные пласти последовательно заканчиваются вверх по восстанию на относительно более круто наклоненной поверхности

Рис. 2. Типы границ сейсмических комплексов, по [Vail et al., 1977]

вести типизацию клиноформ по группе параметров, для каждого типа клиноформ предположить закономерности распределения осадочного материала внутри клиноформы (рис. 3) [Salazar et al., 2015]. При анализе геометрии клиноформенных тел также применяется анализ траектории бровки клиноформ. Перегиб бровки клиноформы, согласно этой методике, отражает границу смены геоморфологических элементов, например, мелководного и «глубоководного» шельфа, шельфа и материкового склона. Миграция бровок клиноформ указывает на смещение различных сред осадконакопления во времени [Helland-Hansen, Hampson, 2009].

Для оценки первоначальной траектории бровки клиноформ строят профили с выравниванием на кровлю клиноформенного комплекса. Восходящая в сторону моря (проградационная последователь-

ность) и плоская траектории бровки указывают на широкое развитие и большую мощность прибрежных фаций, отсутствие эрозионных поверхностей и относительно маломощные прибрежные фации. Восходящая траектория в сторону суши (ретроградационная последовательность) указывает на трансгрессию моря. Нисходящая траектория характеризуется присутствием эрозионных поверхностей в ундаформе и развитием глубоководных конусов выноса в фондоформе. Стационарная траектория бровки указывает на то, что осадочный материал практически полностью миновал шельф и осаждался в глубоководной части бассейна. Характер траектории бровки также контролирует форму клиноформ: восходящая траектория определяет симметричный облик, в то время как плоская и нисходящая — косой

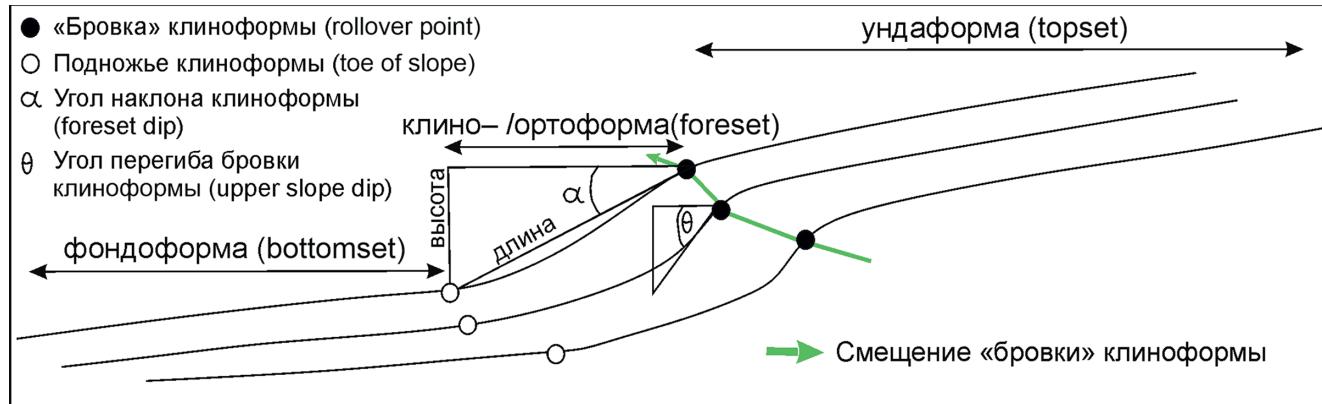


Рис. 3. Схема геометрии клиноформы, по [Salazar et al., 2015] с изменениями

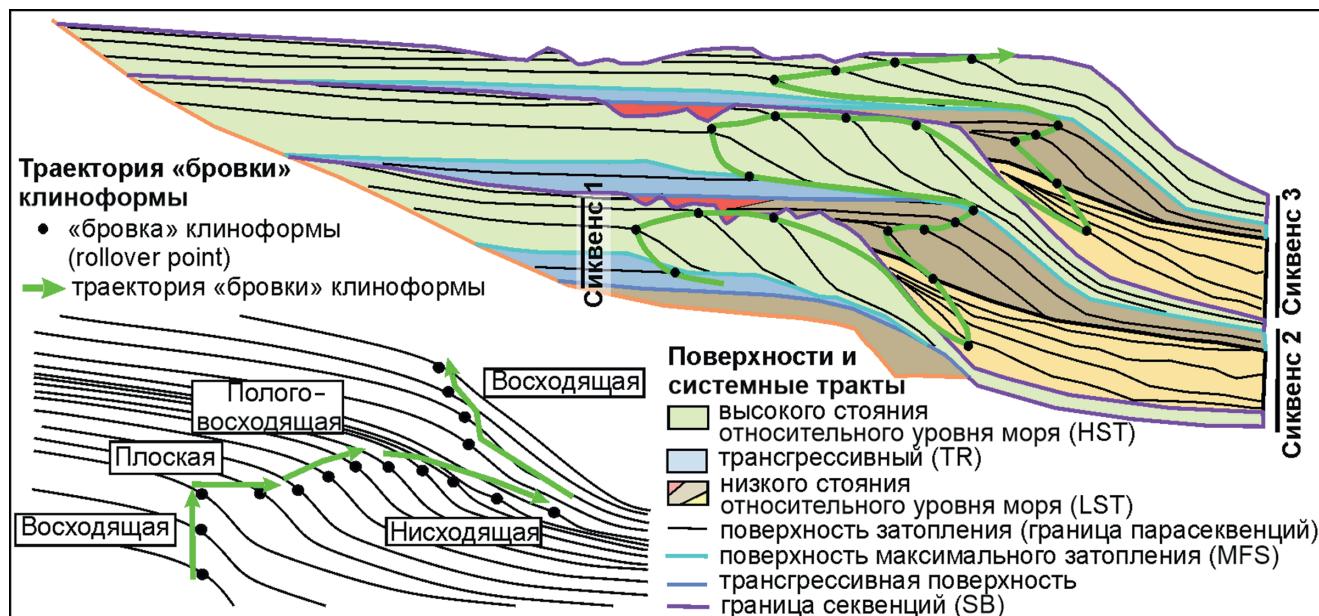


Рис. 4. Сиквенс-стратиграфическая модель, по [Abreu et al., 2010], и сопоставление различных траекторий «бровок» клиноформ, по [Helland-Hansen, Hampson, 2009]

или тангенциальный параллельный [Helland-Hansen, Hampson, 2009] (рис. 4).

3. Сиквенс-стратиграфический анализ при исследовании клиноформ позволяет выделить хроностратиграфические поверхности, обосновать последовательность формирования отложений (рис. 4) и сделать прогноз как распределения элементов углеводородных систем, так и природных резервуаров внутри клиноформенных толщ [Embry et al., 1993; Жемчугова, 2021]. В работе [Embry, 1995] рассмотрена модель сиквенса IV типа. Для системного тракта высокого стояния (HST) относительного уровня моря (ОУМ) характерна стационарная или восходящая регressive траектория бровки клиноформ, для тракта падения ОУМ (FSST) — нисходящая регressive траектория, для системного тракта низкого стояния (LST) — восходящая, для трангрессивного системного тракта (TR) — восходящая трангрессивная [Abreu et al., 2010; Helland-Hansen, Hampson, 2009].

Мы выполнили не только анализ сейсмического материала, но и комплексирование сейсмической и скважинной информации.

В основе изучения природных резервуаров лежит фациальная диагностика пород. Фация, по Г.Ф. Крашенинникову [1971], — комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического отрезка. Каждая фация характеризуется набором признаков: составом пород, текстурно-структурными особенностями, органическими остатками, морфологией и размером аккумулятивных тел, глубиной формирования [Алексеев, 2003], где фациальная принадлежность установлена на основе описания и анализа каменного материала.

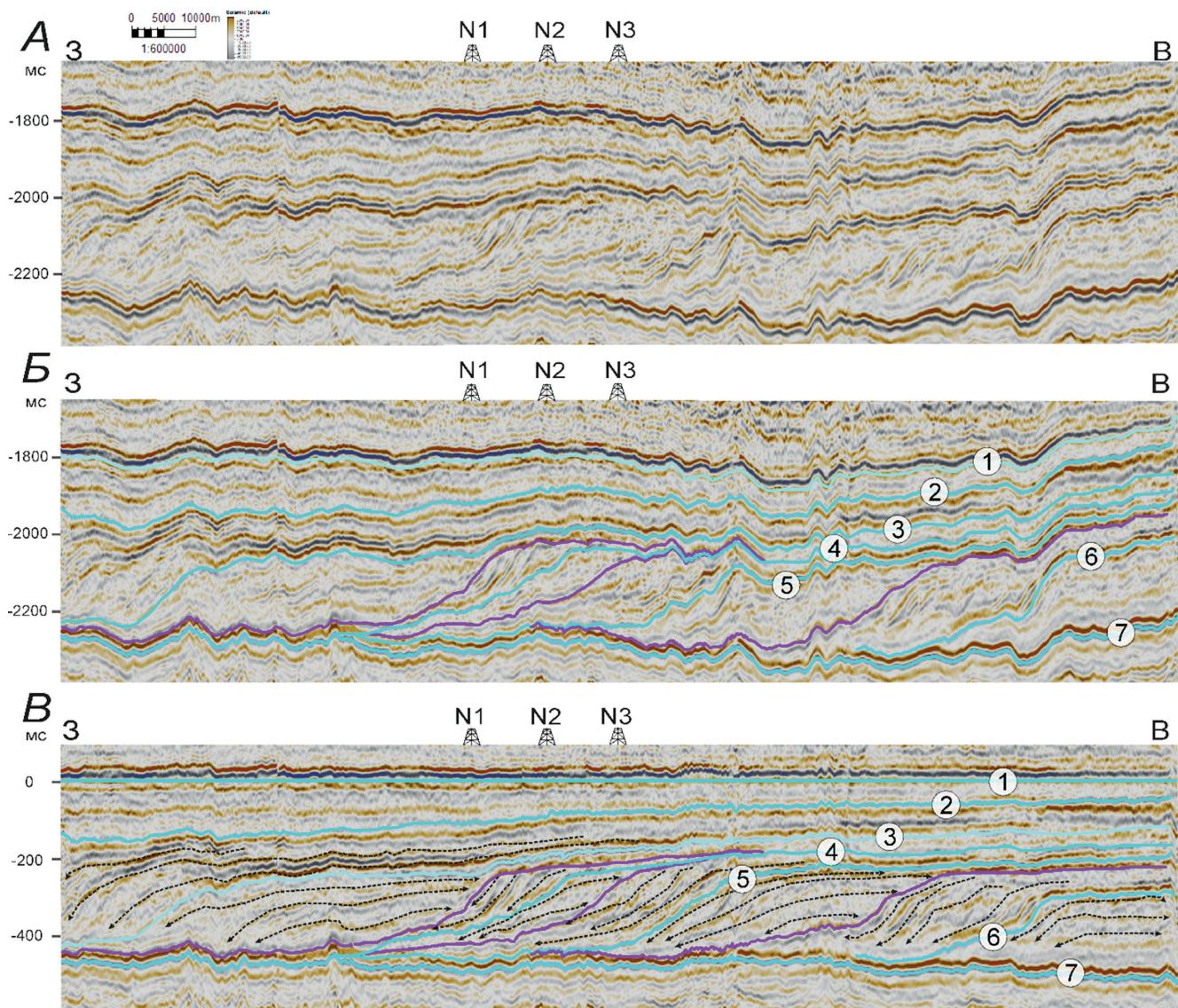
Эффективные толщины природных резервуаров оценивали с помощью методов ГИС. Изучаемый продуктивный разрез относится к терригенному типу и представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами и промежуточными разностями, нередко содержит карбонатное вещество. Коллекторы представлены песчаниками и алевролитами.

Выделенные по керну фации были сгруппированы в соответствии с частью клиноформы, где они формировались. В результате выполненной привязки скважин к временным сейсмическим разрезам установлено положение природных резервуаров различного генезиса в волновом поле.

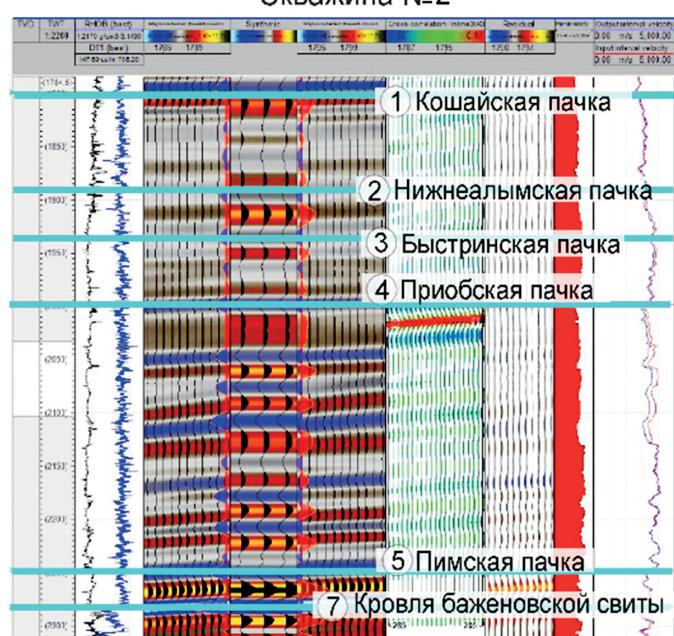
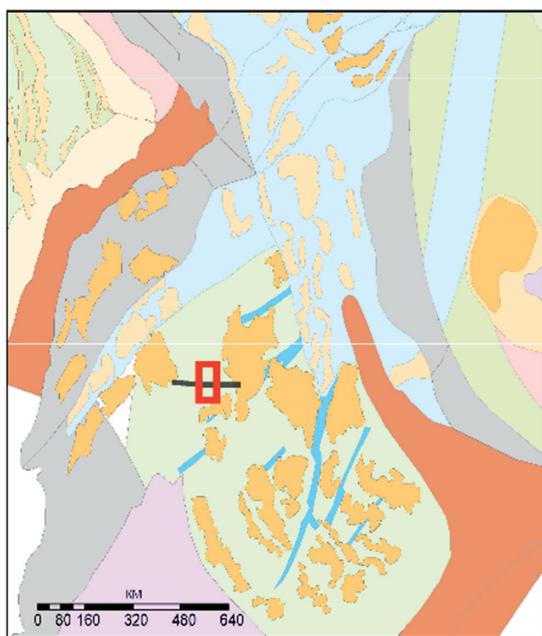
Результаты исследований и их обсуждение.

Анализ геометрии и архитектуры клиноформ. По временным сейсмическим разрезам проведена интерпретация отражающих горизонтов (ОГ), которые связаны с региональными глинистыми пачками, выделенными во Фроловской мегавпадине: сармановской (валанжин-ранний готерив), пимской (готерив), приобской (готерив-баррем), быстринской (баррем), нижнеалымской (ранний апт), кошайской (апт) [Атлас..., 2007]. Выявлены поверхности несогласий нескольких типов: А — кровельное прилегание, возможно, срезание; Б — подошвенное прилегание, С — подошвенное налегание (рис. 5). Региональные клиноформы выделяются между региональными глинистыми пачками и называются по подстилающей глинистой пачке: сармановская, пимская, приобская, быстринская [Атлас..., 2007]. Региональные клиноформы по геометрии и характеру отражений разделяются на два сейсмических типа, которые отделяются поверхностями несогласий (рис. 6).

I тип — тангенциально-сигмовидные клиноформы с полого восходящей, плоской и нисходящей



Скважина №2



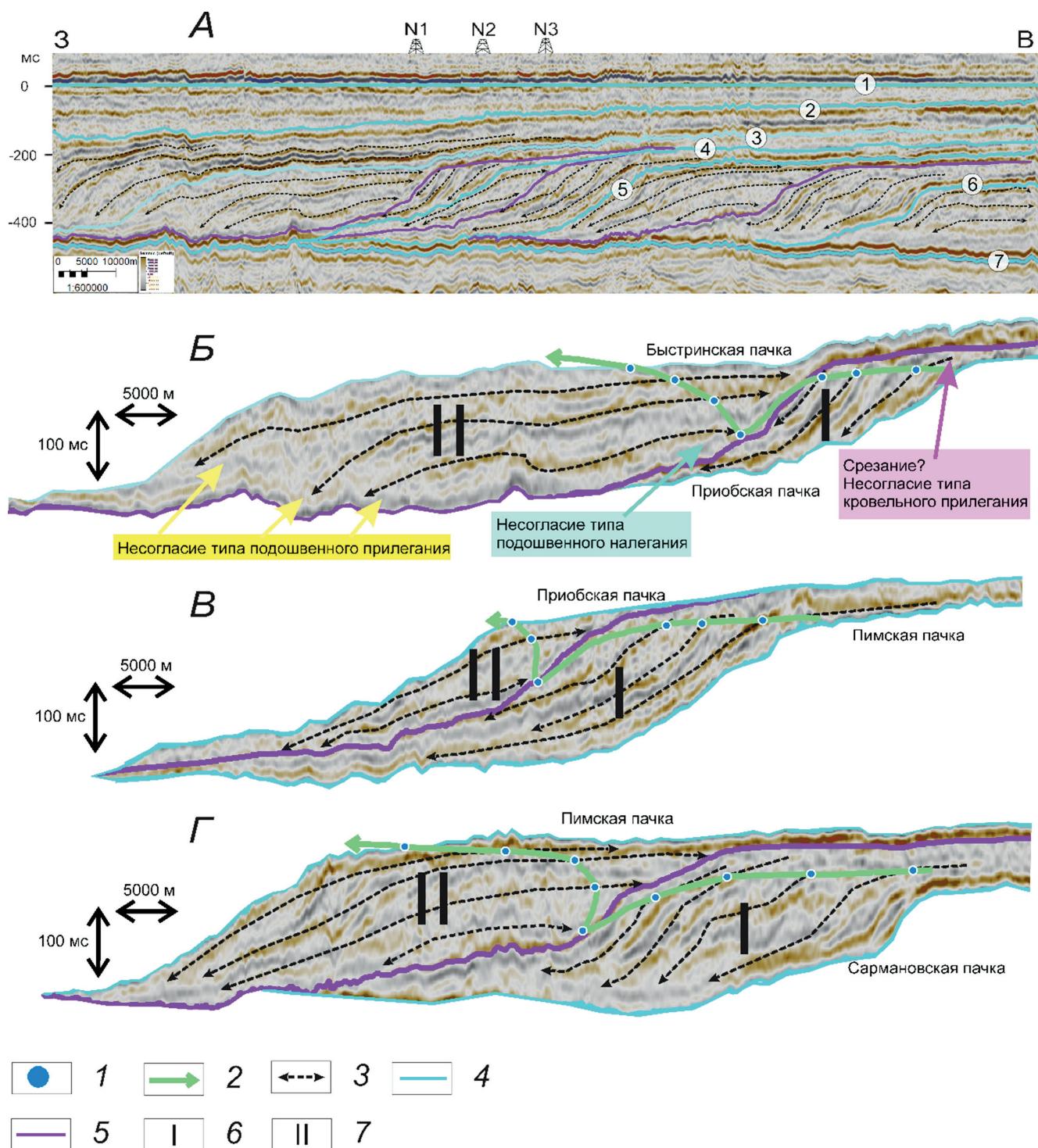


Рис. 6. Типизация клиноформ на региональном профиле, выравненном на кровлю клиноформенного комплекса (А); приобская региональная клиноформа (Б); пимская региональная клиноформа (В); сармановская региональная клиноформа (Г): 1 — «бровка» клиноформы; 2 — направление траектории «бровки» клиноформы; 3 — характер волновой картины; 4 — выдержанная глинистая пачка (цифры в кружках: 1 — кошайская, 2 — нижнеалымская, 3 — быстринская, 4 — приобская, 5 — пимская, 6 — сармановская, 7 — кровля баженовской свиты); 5 — поверхность несогласия; 6–7 — сейсмические типы клиноформ: 6 — тангенциально-сигмовидные; 7 — полого-косослоистые. Местоположение сейсмического профиля см. на рис. 5

Рис. 5. Результаты привязки скважин к временным сейсмическим разрезам и результаты интерпретации региональных временных сейсмических разрезов: А — разрез без интерпретации; Б — разрез с интерпретацией опорных отражающих горизонтов — выдержаных глинистых пачек (голубое): 1 — кошайская, 2 — нижнеалымская, 3 — быстринская, 4 — приобская, 5 — пимская, 6 — сармановская, 7 — кровля баженовской свиты и поверхностей несогласий (фиолетовое); В — разрез с интерпретацией опорных отражающих горизонтов и поверхностей несогласий, выровненный на кровлю клиноформенного комплекса

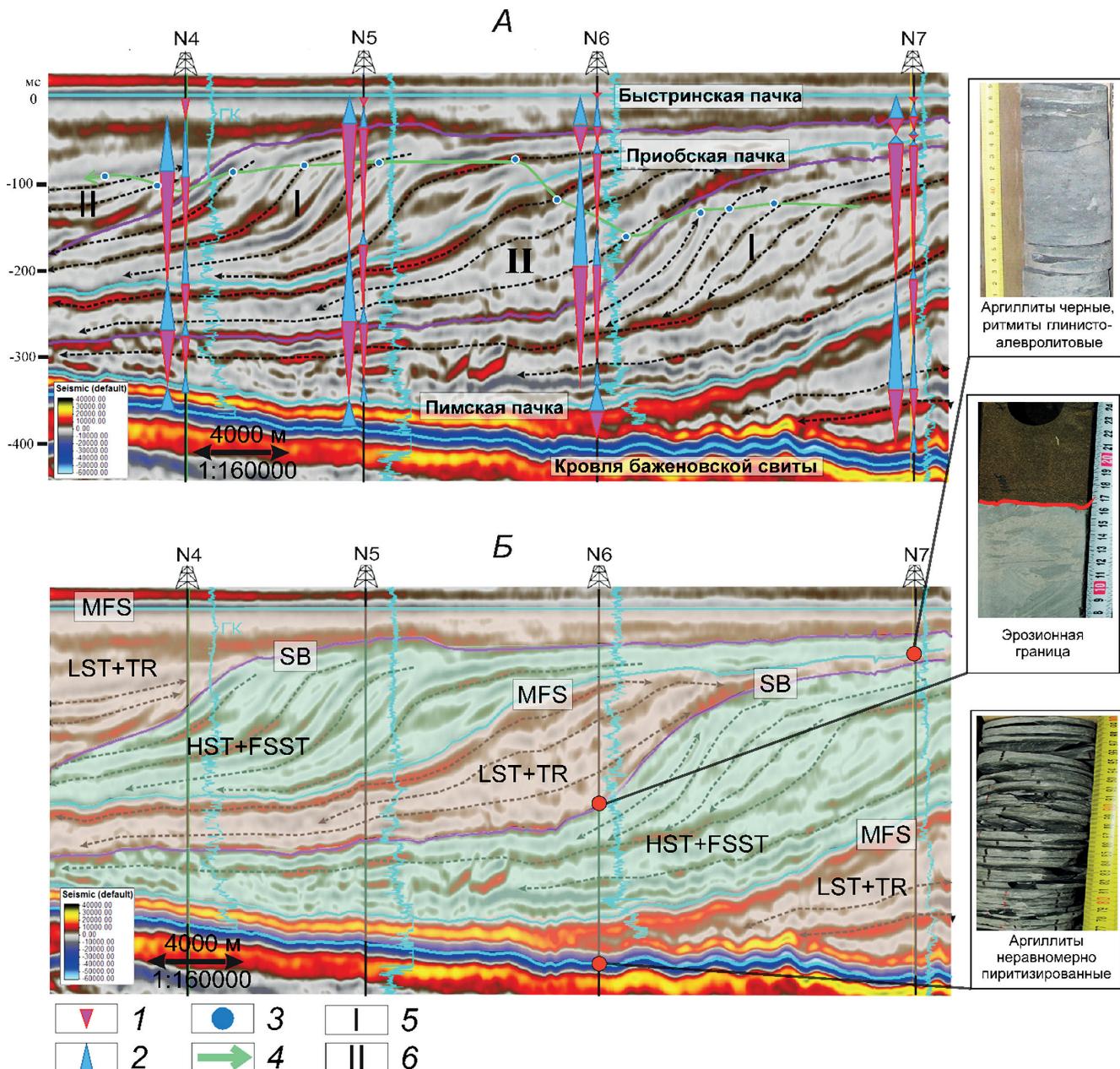


Рис. 7. Типизация и циклическое строение клиноформ Приобского месторождения (А): I тип — тангенциально-сигмовидные пимская и приобская клиноформы, II тип — полого-косослоистые пимская и приобская клиноформы; сиквенс-стратиграфическая модель клиноформ по 3D сейсмике (Б). Каждый сиквенс подразделяется на системные тракты: HST — тракт высокого стояния относительного уровня моря, FSST — тракт падения относительного уровня моря, LST — тракт низкого стояния относительного уровня моря, TR — трансгрессивный системный тракт; MFS — поверхность максимального затопления; SB — поверхность несогласия; 1 — регressive последовательность; 2 — трансгрессивная последовательность; 3 — «бровка» клиноформы; 4 — траектория «бровки» клиноформы; 5 — I тип клиноформ; 6 — II тип клиноформ

траекторией бровок. Ундаформа, (ортот-клиноформа и фондоформа четко выражены. Верхняя граница представлена поверхностью несогласия, нижняя граница — поверхностью затопления (совпадает с подошвой региональной глинистой пачки). Отложения залегают несогласно по типу подошвенного прилегания на нижележащие толщи. В кровельной части отмечаются кровельное прилегание и срезания. Угол наклона клиноформы составляет от 0,8 до 1°. Сейсмическая волновая картина характеризуется субпараллельными отражениями, местами наблюдается присутствие в клиноформе (ортограф-

ме) расходящихся отражений. Такая конфигурация отражений характерна для обстановок седиментации с постоянной транспортировкой осадочного материала в высокоэнергетических средах [Vail et al., 1977]. Высота клиноформ составляет от 120 до 200 мс (приблизительно 180–300 м) (рис. 6).

II тип — полого-косослоистые клиноформы не обладают ярко выраженной бровкой, однако если удается выделить бровки, они демонстрируют восходящий тренд. Верхняя граница представлена поверхностью затопления (совпадает с подошвой региональной глинистой пачки), нижняя грани-

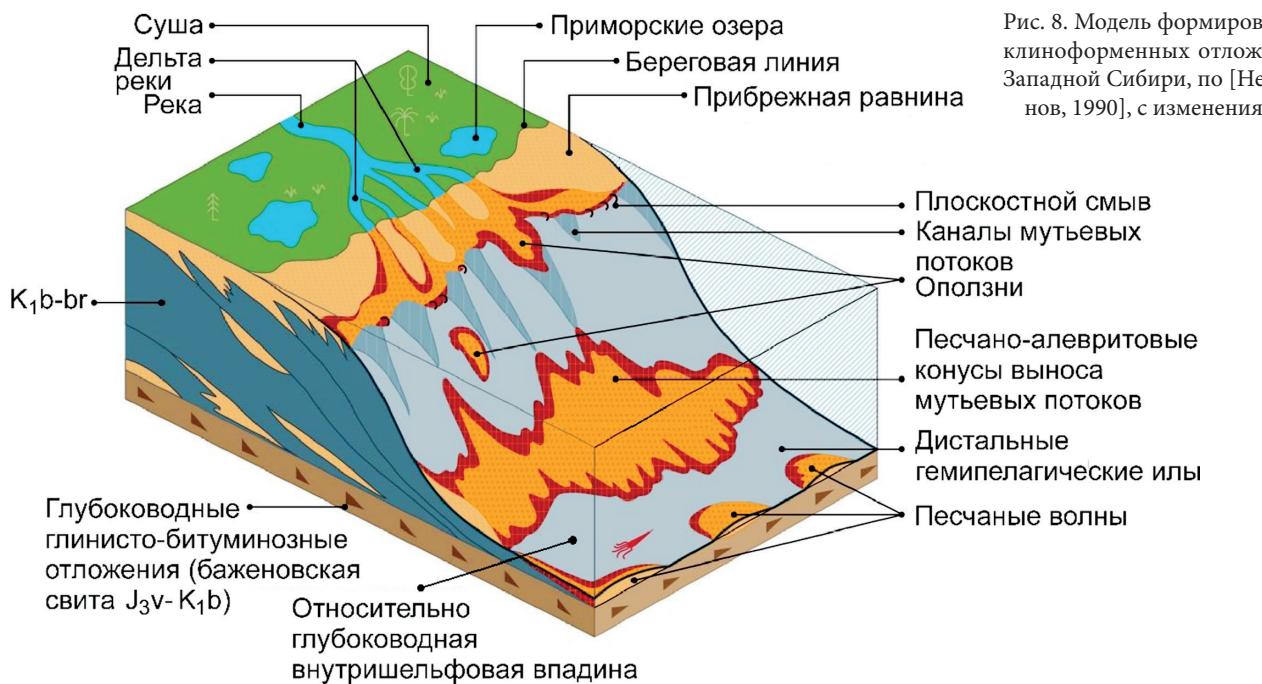


Рис. 8. Модель формирования клиноформенных отложений Западной Сибири, по [Нежданов, 1990], с изменениями

ца — с поверхностью несогласия. Характерны подошвенное прилегание и подошвенное налегание на ранее сформированные толщи. Угол падения слоев достигает $0,46^\circ$. Наблюдается косонаклонный или хаотичный тип волновой картины. Клиноформы с такой архитектурой могли формироваться в изменчивых, относительно высокозэнергетических обстановках осадконакопления [Vail et al., 1977]. Высота клиноформ составляет от 100 до 160 мс (приблизительно 150–240 м). На границе клиноформ I и II типа наблюдается резкое падение траектории бровок (рис. 6).

Для выделенных типов клиноформ характерно циклическое строение, в клиноцикличитах выделяются трансгрессивные и регressive циклиты более мелких порядков. Мощность циклитов сокращается в западном направлении. Характерно увеличение мощности регressive циклитов мелкого порядка (рис. 7).

Выделенные на сейсмических разрезах границы секвенций подтверждаются несогласиями в керне из рассмотренных интервалов. Так, массивные песчаники с мелкими интракластами осадочных пород имеют резкую неровную волнистую эрозионную подошву и залегают на глинисто-алевролитовых породах. С трансгрессивными поверхностями ассоциируются аргиллиты черные, плотные, плитчатые, неравномерно пиритизированные, которые формировались в относительно глубоководных условиях сублиторали (рис. 7).

Таким образом, тангенциально-сигмовидные клиноформы формировались в этапы высокого стояния уровня моря (HST), на что указывает полого-восходящая и плоская траектории бровки клиноформ, а его падения (FSST) — нисходящая траектория бровки. Граница между I и II типами клиноформ выражена в кровельном прилегании и

частичном срезании и ассоциируется с границей секвенции (SB). Полого-косослоистые клиноформы образовались при низком стоянии относительного уровня моря и при трансгрессии (LST+TR), на что указывают подошвенное налегание и восходящая траектория бровок. В конце формирования клиноформ II типа наступает максимум трансгрессии и формируется выдержанная пачка глинистых отложений, которые выглядят на сейсмическом разрезе как сигмовидное яркое отражение (рис. 7).

Условия формирования клиноформенных отложений и свойства природных резервуаров в северной части Приобского месторождения. Согласно определению из Стратиграфического кодекса России: «Клиноформа — клиновидная (линзовидная) в разрезе толща с отчетливыми первичными наклонами слоев, сложенная обломочными породами и формирующаяся в склоновой части палеобассейна седиментации за один цикл колебаний относительно уровня моря» [Стратиграфический..., 2005]. Клиноформа — осадочное тело, отложения которого накапливались в пределах различных геоморфологических областей — супралиторали, литорали, сублиторали. Поэтому для клиноформ характерны полифациальные отложения, приуроченные к различным зонам профиля седиментации (рис. 8).

Клиноформы Западной Сибири формировались в некомпенсированной внутришельфовой впадине, что впервые показал А.Л. Наумов в 1977 г. Поступление осадочного материала в бассейн происходило за счет мощной разветвленной речной системы палео-Оби и палео-Иртыша [Атлас..., 2007]. По классификациям [Partuno, Pellegrini, 2020; Helland-Hansen, Hampson, 2009] клиноформы Приобского месторождения относятся к клиноформам «бровки» шельфа.



Рис. 9. Литолого-фациальный разрез ундаформы и коллекtorские свойства пород по скважине Приобского месторождения (составлена Н.И. Коробовой, О.В. Хотылевым, Калмыковым и др., 2009)

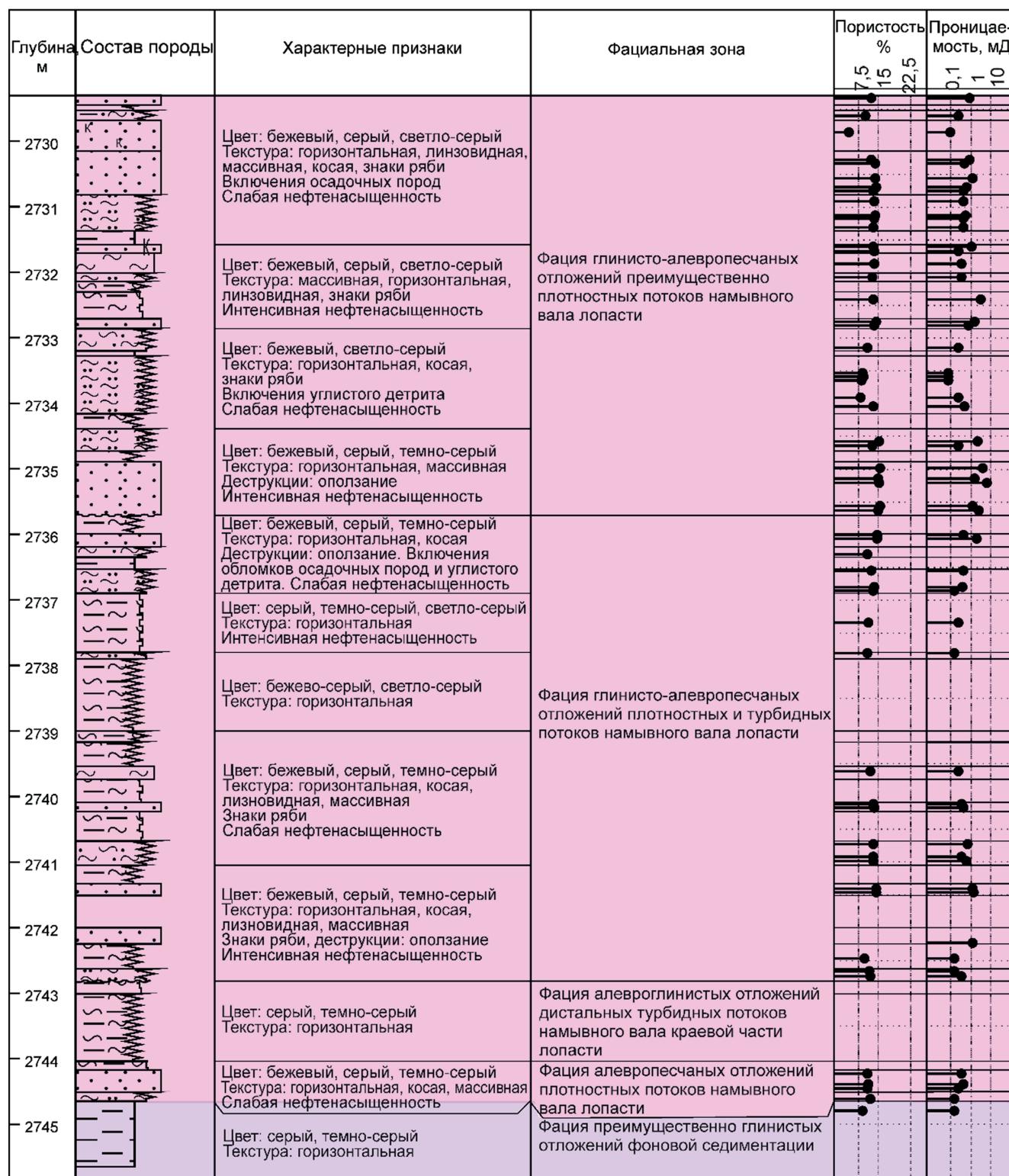


Рис. 10. Литолого-фациальный разрез фондоформы и коллекторские свойства пород по скважине Приобского месторождения (составлена Н.И. Коробовой, О.В. Хотылевым, Калмыковым и др., 2009). Условные обозначения см. на рис. 9

Рис. 1.1. Атлас обстановок седиментации и фаций клиноформенных отложений (на основе работ [Алексеев, 2014; Бородкина, 2015] и описания керна Н.И. Коробовой, Т.А. Шардановой и О.В. Хотылевым для северной части Приобского месторождения)

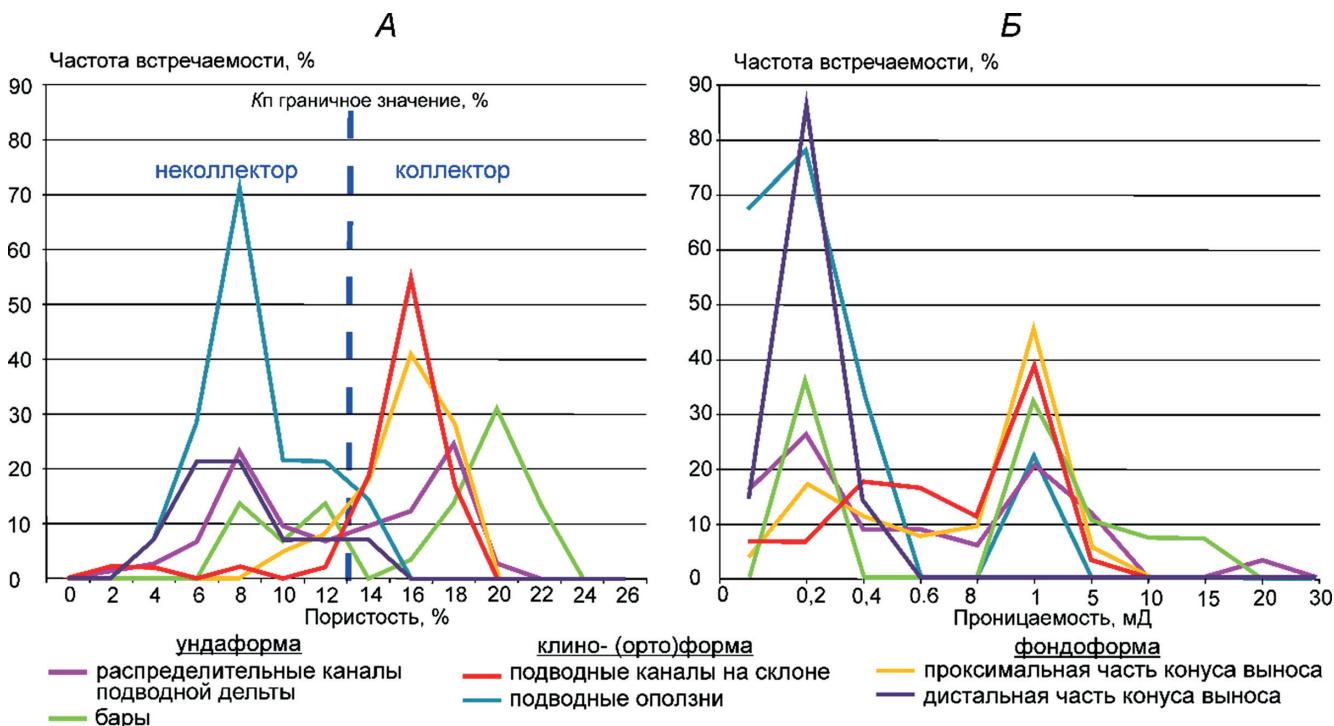


Рис. 12. Сравнение фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) различных фаций клиноформенных отложений северной части Приобского месторождения: А — значения коэффициента пористости; Б — значения коэффициента проницаемости

По литературным данным с привлечением описания керна скважин для северной части Приобского месторождения создан генерализованный атлас обстановок седиментации и фаций клиноформенных отложений (рис. 9–11) [Алексеев, 2014; Курчиков и др., 2010].

Для унда-, клино (ортого)- и фондоформ характерны определенные фации. В результате фациального анализа описаний керна из северной части Приобского месторождения для каждой части клиноформы составлена детальная характеристика песчаных фаций. Проведено сравнение ФЕС для различных фаций (рис. 12).

В ундаформе выделены фации вдольбереговых баров и распределительных каналов авандельты (рис. 13). Бары формировались на мелком шельфе (глубина до 5 м) под действием волновой активности. Они характеризуются преимущественно песчаниками с крупной косой (2–20°) или разнонаправленной слоистостью, псаммитовой структурой и хорошей сортировкой зерен. Присутствуют морская фауна, следы жизнедеятельности донных животных. Бары имеют вытянутую параллельно берегу овальную форму, длину сотни метров — десятки километров, ширину — сотни метров — несколько километров, мощность до 20 м. Коэффициент пористости (K_p) по данным изучения керна Приобского месторождения, изменяется от 6 до 24%, проницаемости ($K_{пр}$) — 0,1–20 мД. В скважинах получены притоки нефти до 36 м³/сут (рис. 13). Русла и распределительные каналы авандельты формировались в зонах влияния флювиальных потоков. Отложения представлены мелко-среднезернистыми песчаниками, алевро-

литами с косой слоистостью разного масштаба, многочисленными следами эрозионных размывов, знаками внедрения. Структура пород псаммитовая, характерны хорошие окатанность и сортировка, присутствуют остатки морской фауны и континентальной флоры — обугленный растительный детрит. Русла имеют длину сотни метров, ширину — десятки метров, мощность до 15 м. На склоне они продолжаются в виде каньонов, а в депрессионной части бассейна — в виде конусов выноса. Коэффициент пористости по данным исследования керна Приобского месторождения изменяется от 2,4 до 20,4%, проницаемость — 0,1–30,4 мД (рис. 13).

Клиноформа (ортографма) характеризуется фациями подводных каналов и оползней на склоне (рис. 14). Отложения подводных русел и каналов на склоне представлены мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Характерны горизонтальная или косая слоистость, псаммитовая текстура, присутствует растительный, раковинный детрит. Тела подводных каналов протягиваются на несколько десятков — несколько сотен метров, имеют ширину несколько десятков метров, мощность до 12 м. Коэффициент пористости по данным изучения керна Приобского месторождения изменяется от 3,5 до 19%, проницаемость — 0,03–9,6 мД. В скважинах получены притоки нефти до 12,4 м³/сут (рис. 14). Отложения подводных оползней представлены песчаниками и галечниками. Наблюдаются смятая в складки слоистость, текстуры оползания, вращения. Характерно наличие обильного растительного детрита и обломков раковин. Структура грубоблочная и псаммитовая. Подводные оползни имеют

Характеристика фаций ундаформы	Литотип	Шлиф	Электрофация	ФЕС
<p><i>Русла, каналы подводной дельты</i></p> <p>Песчаники кварц-полевошпатовые, среднезернистые Текстура: слоистость крупная, косая разнонаправленная, клиновидная односторонняя, сходящаяся. В подошве следы размывов и текстуры гидроразрыва</p> <p>Структура: псаммитовая с увеличением зернистости вверх по разрезу, хорошая сортировка</p> <p>Органические остатки: остатки континентальной флоры и морской фауны</p> <p>Размеры и форма осадочных тел: 100 м – 10 км, мощность до 15 м, овальная, веерообразная, серповидная</p> <p>Бары</p> <p>Песчаники мелко-среднезернистые, реже алевролиты и глинистые породы</p> <p>Текстура: косослоистая (2-20°), косоволнистая, волнистая, массивная, линзовидная</p> <p>Структура: псаммитовая, хорошая окатанность и сортировка</p> <p>Органические остатки: морская фауна, следы жизнедеятельности морских роющих животных, целые или разбитые раковины</p> <p>Размеры и форма осадочных тел: тела линейно вытянуты параллельно берегу. Длина: 100 м – 10 км, мощность до 10 м</p>				$K_{\Pi} = 2,41 \div 20,45\%$ Мода-1 8% Мода-2 18%
				$K_{\Pi} = 0,1 \div 30,45 \text{ мД}$ Мода-1 0,2 мД Мода-2 1 мД

Рис. 13. Основные характеристики отложений ундаформы в северной части Приобского месторождения

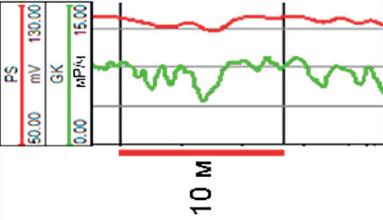
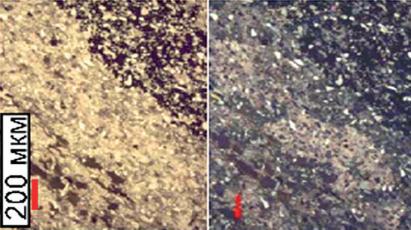
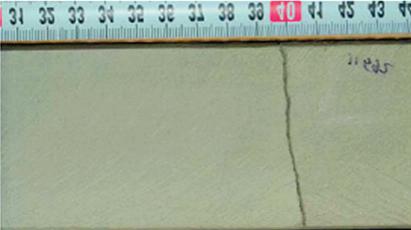
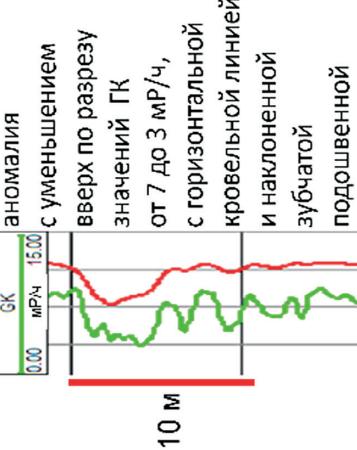
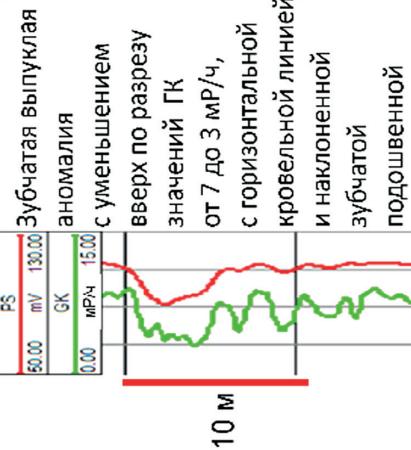
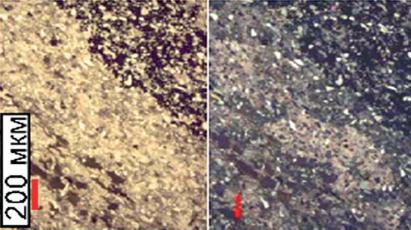
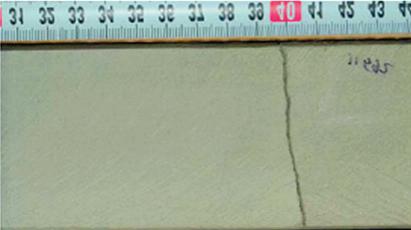
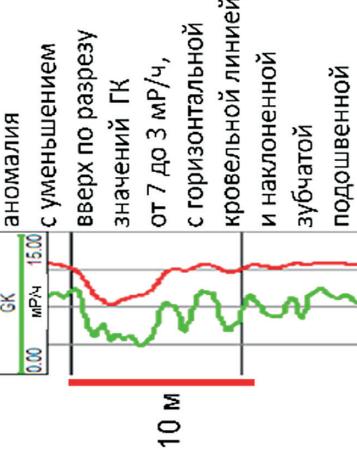
Характеристика фаций клиноформы (ортографмы)	Литотип	Шлиф	Электрофация	ФЕС
Оползневые отложения <p>Мощные песчаники и галечники, реже алевролиты и аргиллиты <u>Текстура:</u> оползания – складочки, смятия, вращения <u>Структура:</u> псевдогравийная, псаммитовая <u>Органические остатки:</u> обильный растительный и раковинный дегрит <u>Размеры и форма осадочных тел:</u> овальные, конусовидные от 10–100 м до 10–100 км</p>	  	 		$K_{\eta} = 5,0 \div 15,2\%$ Мода 8% $K_{\text{пр}} = 0,1 \div 1 \text{ мД}$ Мода 0,2 мД
Русловые отложения (подводные) <p>Мелководные песчаники, алевролиты <u>Текстура:</u> слоистость горизонтальная, косая, косоволновая <u>Структура:</u> псаммитовая, хорошая окатанность и сортировка <u>Органические остатки:</u> насыщенность растительным. Агритом <u>Размеры и форма осадочных тел:</u> ширина русла 10–100 м, мощность несколько метров</p>		 		$K_{\eta} = 3,5 \div 19\%$ Мода 16% $K_{\text{пр}} = 0,03 \div 9,6 \text{ мД}$ Мода 1 мД Притоки От 1,4 до 12,4 м³/сут

Рис. 14. Основные характеристики отложений клиноформы (ортографмы) в северной части Приобского месторождения

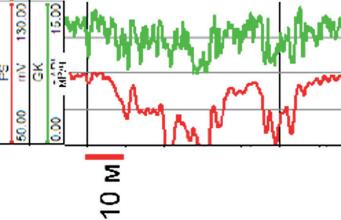
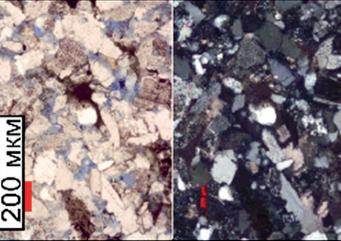
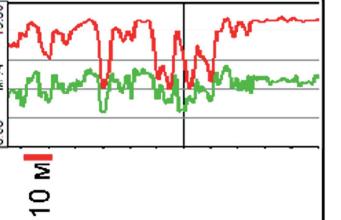
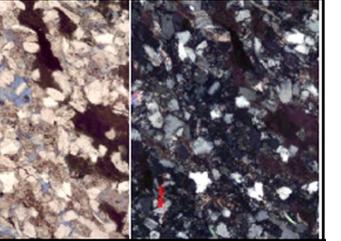
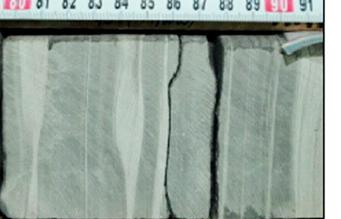
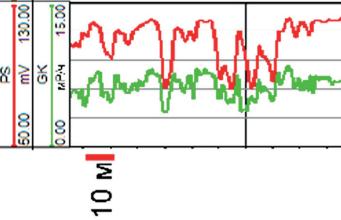
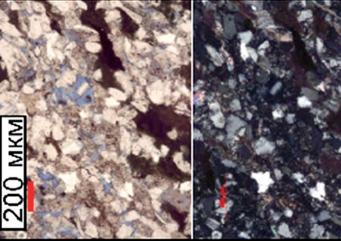
Характеристика фаций фондоформы	Литотип	Шлиф	Электрофракция	ФЕС		
<p>Проксимальная часть конуса выноса</p> <p>Песчаники кварцево-полевошпатовые, средне-мелкозернистые, алевролиты</p> <p><u>Структура:</u> массивная, горизонтальнослоистая</p> <p><u>Сортировка:</u> пеламитовая, плохая и средняя</p> <p><u>Органические остатки:</u> отсутствуют, нет биотурбации</p> <p><u>Размеры и форма осадочных тел:</u> ширина долины от 100 м до 10 км</p>	 		<p>$K_{\eta} = 10,4 \div 19,0\%$ Мода 16%</p> <p>$K_{\text{пр}} = 0,1 \div 5,3 \text{ мД}$ Мода 1 мД</p> <p>Притоки От 2,3 до 7,8 м³/сут</p>	 		<p>$K_{\eta} = 10,4 \div 19,0\%$ Мода 16%</p> <p>$K_{\text{пр}} = 0,1 \div 5,3 \text{ мД}$ Мода 1 мД</p> <p>Притоки От 2,3 до 7,8 м³/сут</p>
<p>Дистальная часть конуса выноса</p> <p>Алевролиты полевошпатово-кварцевые и аргиллиты градационные</p> <p><u>Структура:</u> тонкая горизонтальнослоистая, иногда конволютная. Резкая нижняя поверхность слоев, часто с текстурными внедрениями, в верхней части – градационная слоистость. Аргиллиты массивные</p> <p><u>Сортировка:</u> алевритовая, пелитовая, средняя сортировка</p> <p><u>Органические остатки:</u> отсутствуют, нет биотурбации</p> <p><u>Размеры и форма осадочных тел:</u> ширина долины от 100 м до 10 км</p>	 		<p>$K_{\eta} = 4,9 \div 14,0\%$ Мода 6,8%</p> <p>$K_{\text{пр}} = 0,1 \div 0,3 \text{ мД}$ Мода 0,2 мД</p> <p>Притоки «Сухой», До 2,2 м³/сут</p>			

Рис. 15. Основные характеристики отложений фондоформы в северной части Приобского месторождения

размеры несколько десятков — несколько сотен метров в длину и несколько десятков — несколько сотен метров в ширину, мощность до 15 м. Коеффициент пористости по данным исследования керна Приобского месторождения составляет 5–15,2%, проницаемость — 0,1–1 мД (рис. 14).

В фондоформе — наиболее глубоководной части — выделяются отложения конусов выноса, распространенные по площади на несколько сотен метров — несколько десятков километров. Характерно отсутствие остатков организмов и биотурбированности. Конусы выноса включают проксимальную и дистальную части (рис. 15). Проксимальная часть представлена песчаниками и алевролитами с массивными или горизонтальнослоистыми текстурами, псаммитовой структурой, средней и плохой сортировкой. Коеффициент пористости по данным изучения керна Приобского месторождения составляет 10,4–19%, проницаемость — 0,1–5,3 мД. В скважинах получены притоки нефти до 7,8 м³/сут (рис. 15). Дистальная часть конусов выноса сложена преимущественно алевролитами и аргиллитами с массивными текстурами. Характерно увеличение количества глинистой составляющей в составе; значения пористости по данным изучения керна Приобского месторождения составляют 4,9–14,7%, проницаемости — 0,1–0,3 мД. В скважинах получены притоки нефти до 2,2 м³/сут (рис. 15).

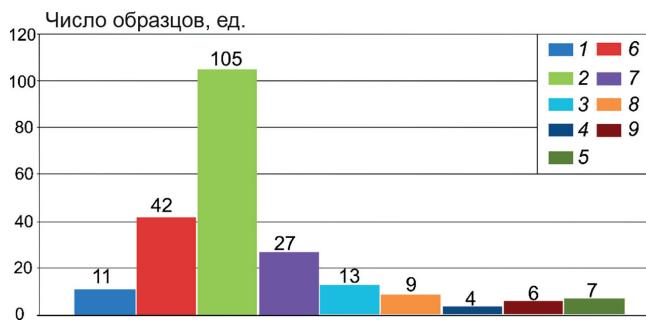


Рис. 16. Гистограмма распределения наблюдаемых вторичных процессов в песчаных породах северной части Приобского месторождения. Вторичные процессы: 1 — регенерация; 2 — конформные контакты; 3 — пиритовый цемент и стяжения; 4 — трещины; 5 — гидрослюдисто-смешанослойный цемент; 6 — инкорпорационные контакты; 7 — кальцитовый цемент; 8 — каолинитовый цемент; 9 — поры выщелачивания

Коллекторы встречаются в отложениях баров, русел авандельты, подводных каналов на склоне, проксимальных частей конусов выноса. Наилучшими ФЕС характеризуются коллекторы баров (мода $K_{\text{п}} \sim 20\%$, мода $K_{\text{пр}} \sim 0,2$, проницаемость от 1 до 20 мД), русел авандельты (мода $K_{\text{п}} \sim 8$ и 18%, мода $K_{\text{пр}} \sim 0,2$, проницаемость от 1 до 30 мД), подводных русел и каналов на склоне (мода $K_{\text{п}} \sim 16\%$, мода $K_{\text{пр}} \sim 1$ мД, до 10 мД) и проксимальных зон подводных конусов выноса (мода $K_{\text{п}} \sim 16\%$, мода $K_{\text{пр}} \sim 1$ мД, до 59 мД) (рис. 12). Как видно из анализа этих данных, коллекторы в северной части Приобского месторождения по проницаемости можно

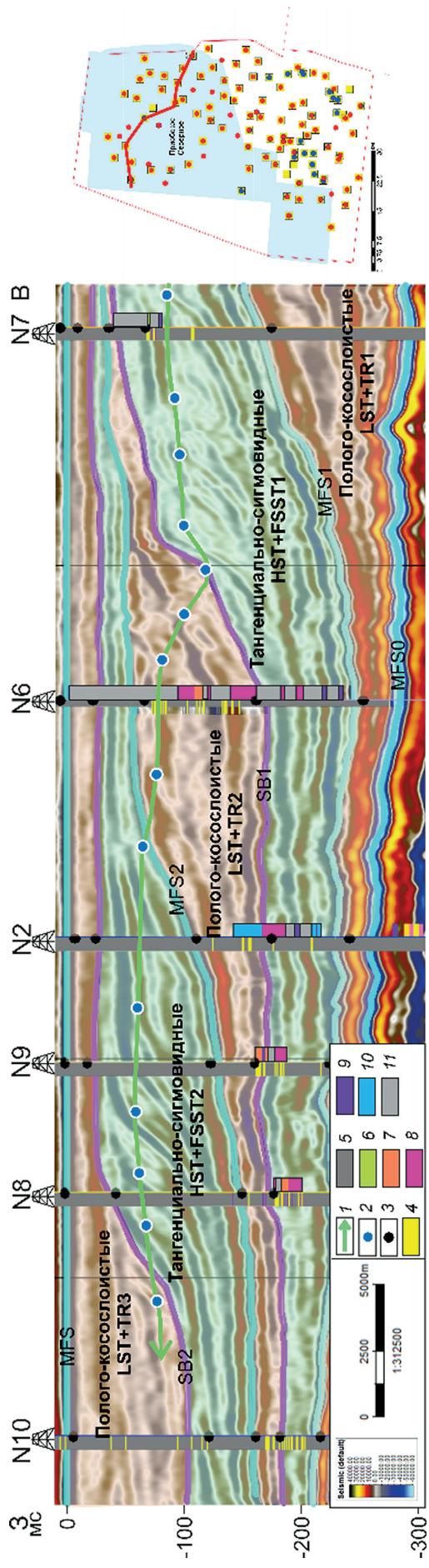


Рис. 17. Временной сейсмический разрез с положением скважин и локализацией фаций, установленных по керну: 1 — направление смещения «брюкви» клиноформы; 2 — «брюква» клиноформы; 3 — отбивки по скважинам; 4 — коллектор; 5 — неколлектор; 6 — бары; 7 — подводные русла; 8 — конусы выноса; 9 — глинистые фоновые отложения сублиторалии; 10 — подводные оползни; 11 — не определено; системные траектории: HST — траектория падения относительного уровня моря, FSST — траектория падения относительного уровня моря, LST — траектория максимального затопления; MFS — поверхность максимального затопления; SB — поверхность непогасания

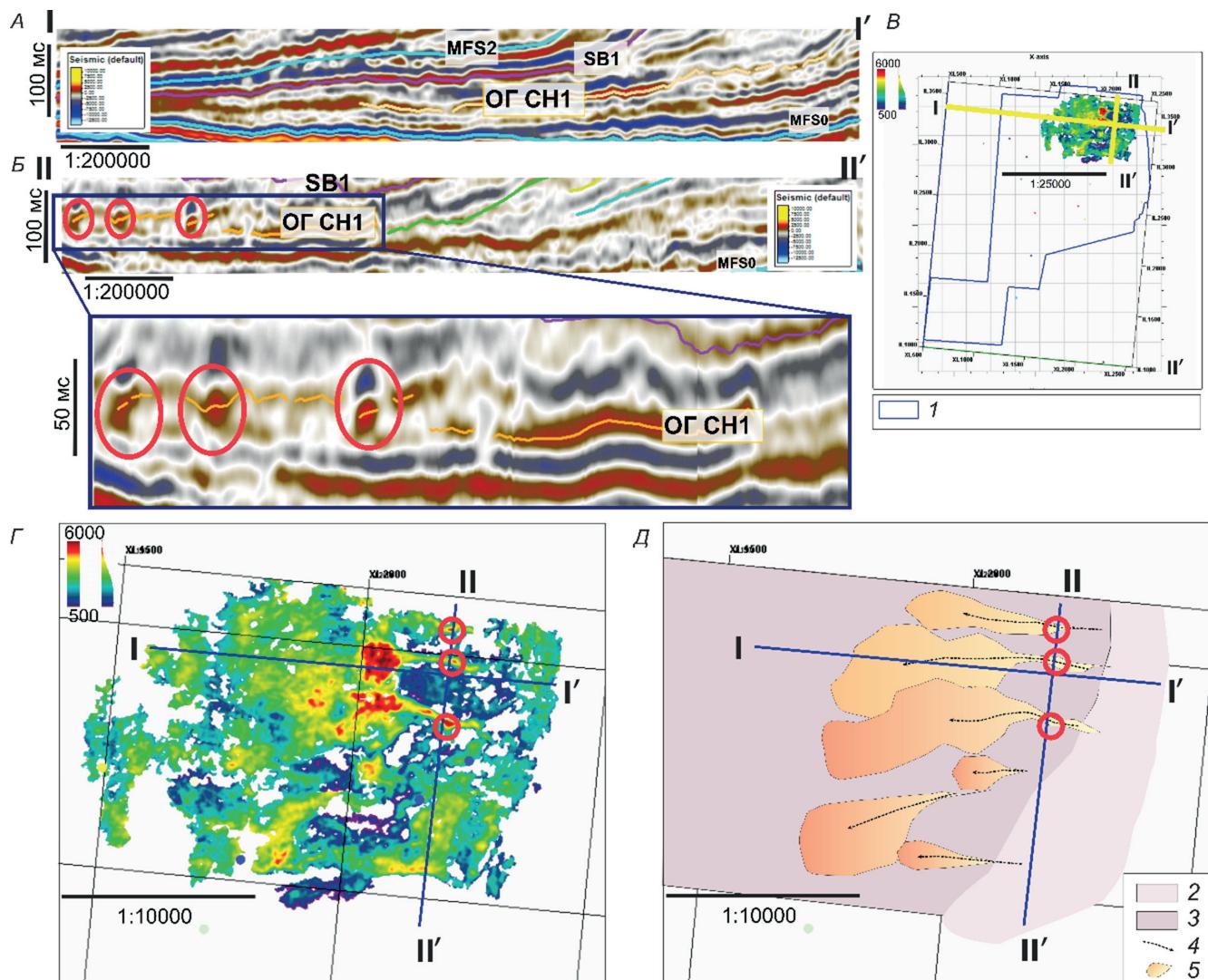


Рис. 18. Подводные русла и связанные с ними конусы выноса на временном сейсмическом разрезе по падению отложений (A); вкрест падения (B); карта амплитуд горизонта ОГ ЧН1 с распространением выделяемых тел по площади (B); карта амплитуд горизонта ОГ ЧН1 с распространением выделяемых тел по площади в увеличенном масштабе (Г); интерпретация атрибутов: 1 — территория исследования; 2 — склон впадины; 3 — впадина; 4 — подводящие каналы; 5 — конусы выноса; MFS — поверхность максимального затопления; SB — поверхность несогласия (Д)

отнести к коллекторам V класса — низкого качества (по А.А. Ханину, 1973).

Вероятно, причиной столь низкой проницаемости послужило интенсивное развитие вторичного кальцитового цемента, а также конформных и инкорпорационных контактов, которые указывают на высокую степень уплотнения породы (рис. 16).

Анализ распространения фаций по площади. Сопоставление фаций, выделенных по керну, с волновым сейсмическим полем и с привлечением каротажных данных позволило установить генезис и литологический состав внутри системных трактов (рис. 17).

На временных сейсмических разрезах прослежены наиболее выраженные по амплитудам положительные отражения. Для отражений построены карты значений амплитуды, которые показывают облик и форму осадочных тел, макротекстурные особенности (например, шероховатость или слаг-

женность), прерывистость или выдержанность, что позволяет сделать вывод о смене отложений с песчанистых на преимущественно глинистые или наоборот [Vail et al., 1977].

В северной части месторождения закартированы подводные русла на склоне размером до 2 км и связанные с ними небольшие конусы выноса (размером 4×2 км) (рис. 18). На временном разрезе вкрест падения отложений по увеличению значений амплитуды и их круглой изометричной форме выделяются русла, вероятно, заполненные песчаным материалом. Русла и конусы выноса не вскрыты скважинами. По другим аналогичным объектам, вскрытым скважинами, эффективные толщины по каротажу составляют от 2 до 12 м. Отметим, что выявлено различие в размерах и мощности эрозионных врезов в южной части Приобского месторождения и в северной части. Палеорусла и палеоканалы в южной части Приобского месторождения уверенно

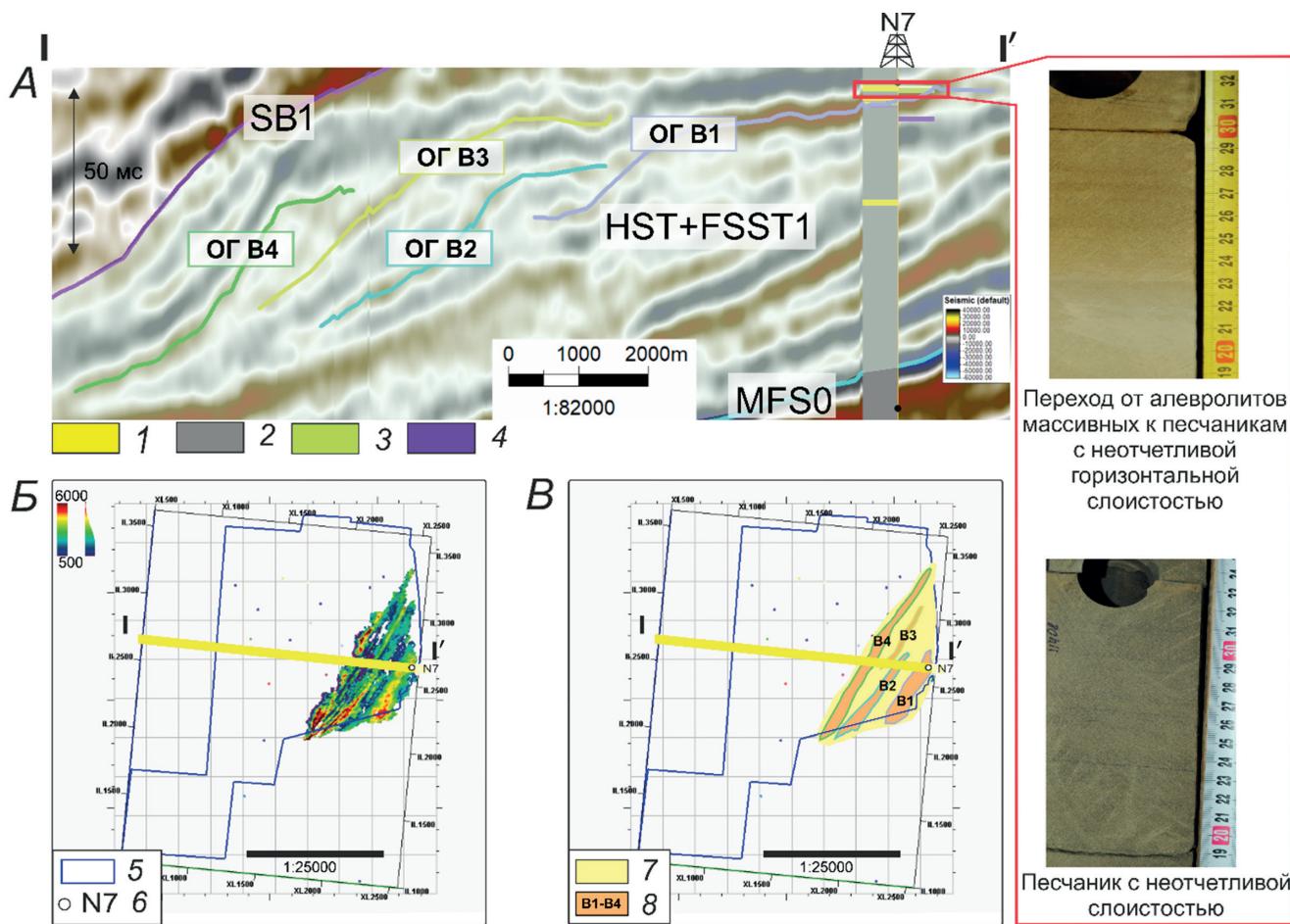


Рис. 19. Бары на временном сейсмическом разрезе по падению отложений (A); карты амплитуд по отражениям B1–B4 с распространением выделяемых тел по площади (Б); интерпретация атрибутов: 1 — коллектор; 2 — неколлектор; 3 — бары; 4 — глинистые фоновые отложения сублиторали; 5 — территория исследования; 6 — скважина; 7 — мелководный шельф; 8 — распространение баров по площади; системные тракты: HST — тракт высокого стояния относительного уровня моря, FSST — тракт падения относительного уровня моря, LST — тракт низкого стояния относительного уровня моря, TR — трансгрессивный системный тракт; MFS — поверхность максимального затопления; SB — поверхность несогласия (Б)

фиксируются на временных сейсмических разрезах, формируют ловушки шнуркового типа с эффективными толщинами до 30 м [Корочкина, 2021], тогда как в северной части канала сложно обнаружить на временных сейсмических разрезах, а мощность русловых отложений составляет до 15 м.

Бары представляют собой положительные отражения по амплитуде и характеризуются наличием перегиба и увеличением угла наклона по сравнению с отражениями ниже (рис. 19). Они распространены в восточной части территории, имеют линейную узкую форму, ширина составляет 2–4 км, а длина 18–35 км, каждое более молодое тело смещается к северо-востоку от предыдущего и характеризуется уменьшением ширины и увеличением длины. Мощность тел составляет около 10–15 м. Подобные отложения вскрыты скважиной и представлены среднезернистыми песчаниками, алевролитами. Суммарные эффективные толщины составляют 8–12 м. По данным разведочной скважины дебиты составили 36 м³/сут.

Заключение. В северной части Приобского месторождения установлено два сейсмических типа

клиноформ: тангенциально-сигмовидные и полого-косослоистые.

Тангенциально-сигмовидные клиноформы с четко выраженным унда-, орто- и фондоформой формировались на этапах высокого стояния относительного уровня моря и при последующем его падении при глубине моря около 180–300 м. Для I типа клиноформ с плоской и пологой восходящей траекторией бровок характерны резервуары, сформированные при высоком стоянии уровня моря при нормальной регрессии, — вдольбереговые бары и валы, распределительные каналы авандельты. Для клиноформ I типа с нисходящей траекторией характерны природные резервуары, образовавшиеся на этапе падения ОУМ и форсированной регрессии — подводные русла на склоне и относительно глубоководные конусы выноса плотностных потоков. Суммарные эффективные толщины варьируют от 10 до 45 м.

Полого-косослоистые клиноформы без выраженных унда-, орто- и фондоформы формировались при понижении относительного уровня моря, при остановке понижения и последующем медленном повышении при глубине моря около 150–240 м.

Резервуары в клиноформах II типа приурочены к конусам выноса во внутришельфовой впадине и руслам в пределах склоновой части. Суммарные эффективные толщины составляют от 10 до 30 м.

Наиболее высокими емкостными свойствами обладают природные резервуары барового генезиса, а также русел авандельт, подводных каналов на склоне и проксимальных зон подводных конусов выноса. Однако все перечисленные типы коллекторов обладают низкой проницаемостью, которая не превышает несколько десятков мД, а в большинстве случаев составляет не более 1 мД. Наибольшие при-

токи нефти получены в баровых отложениях (до 36 м³/сут) и отложениях подводных русел на склоне (до 12,4 м³/сут).

Природные резервуары барового генезиса предлагаю искать в бровке тангенциальных клиноформ с плоской и нисходящей траекторией, их формирование также возможно в ундаформе сигмовидных клиноформ. Природные резервуары, связанные с конусами выноса плотностных потоков и подводящими каналами на склоне, прогнозируются в подножьях тангенциальных клиноформ с нисходящей траекторией и в полого-косослоистых клиноформах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.П. Атлас субаквальных фаций нижнемеловых отложений Западной Сибири (ХМАО-Югра). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. 284 с.

Атлас «Геологическое строение и нефтегазоносность неокомского комплекса Ханты-Мансийского автономного округа-Югры» / Под ред. В.И. Шпильмана, Г.П. Мясниковой, Г.И. Плавника. Ханты-Мансийск, 2007.

Бородкин В.Н., Курчиков А.Р. К вопросу уточнения западной и восточной границ ачимовского клиноформного комплекса Западной Сибири // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, вып. 9. С. 1630–1642.

Брехунцов А.М., Танинская Н.В., Шиманский В.В., Хафизов С.Ф. Литолого-фациальные критерии прогноза коллекторов ачимовских отложений Восточно-Уренгойской зоны // Геология нефти и газа. 2003. № 3. С. 2–10.

Еришов С.В. Закономерности размещения залежей углеводородов в берриас-нижнеантских отложениях северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14, № 14. С. 1–26. DOI: 10.17353/2070-5379/38_2019.

Жемчугова В.А., Рыбальченко В.В., Шарданова Т.А. Секвенс-стратиграфическая модель нижнего мела Западной Сибири // Георесурсы. 2021. Вып. 23 (2). С. 179–191. DOI 10.18599/grs.2021.2.18.

Игошкин В.П., Шулук Е.В., Лютова Т.Л. Поисковые сейсморазведочные работы на нефть и газ на Западной площади южной части Приобского месторождения. ООО «НППГМ «Геосейс», 2010.

Карогодин Ю.Н., Казаненков В.А., Рыльков С.А., Еришов С.В. Северное Приобье Западной Сибири: геология и нефтегазоносность неокома (системно-литологический подход). Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал ГЕО, 2000. 200 с.

Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Лившиц В.Р., Рыжкова С.В. Главные направления развития нефтяного комплекса России в первой половине XXI века // Вестн. РАН. 2019. Т. 89, № 11. С. 1095–1104. DOI: 10.31857/S0869-587389111095-1104.

Корочкина Н.С. Уточнение геологического строения приконтактной зоны ахской и черкашинской свит на примере Приобской зоны // PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2021. № 1 (19). С. 10–14.

Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях: Учеб. пособие. М.: Высшая школа, 1971. 368 с.

Курчиков А.Р., Бородкин В.Н., Храмцова А.В. Условия формирования и атлас текстур пород ачимовского кли-

ноформного комплекса Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2010. 130 с.

Наумов А.Л. К методике реконструкции рельефа дна Западно-Сибирского раннемелового бассейна // Геология и геофизика. 1977. № 10. С. 38–47.

Нежданов А.А. Основные закономерности строения сейсмостратиграфических комплексов неокома Западной Сибири // Геофизические методы при обосновании объектов нефтепоисковых работ в центральных районах Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1990. С. 62–70.

Стратиграфический кодекс России. 3-е изд., испр. и доп. М., 2005. 96 с.

Труцкова Л.Я. Секвенс-стратиграфия клиноформной нефтегазоносной формации неокома Западно-Сибирской плиты // Секвенс-стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России и стран СНГ: Тез. докл. СПб.: ВНИГРИ, 1995. С. 29–30.

Шестакова Н.И., Еришов С.В., Карташова А.К. Прогноз распространения коллекторов ачимовской толщи в арктических районах Западно-Сибирского осадочного бассейна на основе сейсмофациального и динамического анализов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2020. Т. 15, № 1. С. 1–31.

Abreu V., Neal J.E., Bohacs K.M., Kalbas J.L. Sequence stratigraphy of siliciclastic systems // 1st Ed. SEPM (Society for Sedimentary Geology). USA, 2010. 226 p.

Embry A.F. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals // Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin. 1995. Vol. 5. Spec. Publ. Norwegian Petrol. Soc. (NPF). P. 1–11.

Holland-Hansen W., Hampson G.J. Trajectory analysis: concepts and applications // Basin Res. 2009. Vol. 21(5). P. 454–483.

Salazar M., Moscardelli L., Wood L. Utilising clinoform architecture to understand the drivers of basin margin evolution: A case study in the Taranaki Basin, New Zealand // Basin Res. 2015. Vol. 28 (6). P. 1–27.

Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G. et al. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Seismic stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration // Amer. Assoc. of Petrol. Geologist (AAPG). 1977. Vol. 26. P. 49–212.

Статья поступила в редакцию 27.10.2021, одобрена после рецензирования 09.03.2022, принята к публикации 31.08.2022

УДК 550.834.52

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ПОСТРОЕНИЮ НИЗКОЧАСТОТНОЙ МОДЕЛИ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ В ИНТЕРВАЛЕ ДОЮРСКОГО ОСНОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Елена Робертовна Ахиярова¹

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; akhiyarova.elena@gmail.com

Аннотация. Рассмотрены пять вариантов построения априорных низкочастотных фоновых моделей для целей акустической инверсии сейсмических данных в интервале доюрских отложений Западной Сибири. Представлен краткий обзор априорной геологической информации. Проведен анализ результатов акустической инверсии для каждой модели. Сравнение полученных акустических импедансов позволяет выделить наиболее эффективный метод построения низкочастотной модели в пределах исследуемой толщи.

Ключевые слова: интерпретация сейсмических данных, низкочастотная фоновая модель, акустическая инверсия, доюрский комплекс

Для цитирования: Ахиярова Е.Р. Методические подходы к построению низкочастотной модели для целей сейсмической инверсии в интервале доюрского основания Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 131–137.

METHODOLOGICAL APPROACHES TO THE CONSTRUCTION OF A LOW-FREQUENCY MODEL FOR THE PURPOSES OF SEISMIC INVERSION IN THE INTERVAL OF THE PRE-JURASSIC BASE OF WESTERN SIBERIA

Elena R. Akhiyarova¹

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; akhiyarova.elena@gmail.com

Abstract. The article presents research of five different approaches to creating a low-frequency model of acoustic inversion of seismic data for Paleozoic deposits of the East Siberia. The paper include a brief overview of prior geology information. It also includes an analysis of acoustic inversion results for each low-frequency model. Comparison of acoustic impedances makes it possible to identify the most effective method of creating low-frequency model for Paleozoic interval.

Key words: interpretation of seismic data, low-frequency model, acoustic inversion, Paleozoic deposits

For citation: Akhiyarova E.R. Methodological approaches to the construction of a low-frequency model for the purposes of seismic inversion in the interval of the Pre-Jurassic base of Western Siberia. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 4: 131–137. (In Russ.).

Введение. Исследование интервала доюрского комплекса (ДЮК) представляет собой актуальную и новую задачу, поскольку ранее внимание уделялось в основном исследованиям осадочного чехла. Проблемы, связанные с поиском перспективных зон и в целом с изучением строения ДЮК, определяются сложным строением интервала, что влияет на характер волновой картины сейсмической записи — отражения не выдержаны и фрагментарны. Кроме того, осложняет работу ограниченность данных по скважинам, вскрытие ДЮК в которых едва достигает 150 м. Поскольку сейморазведка — один из наиболее точных площадных методов исследования, позволяющих изучить сложное строение доюрских отложений, то выработка методических подходов для изучения палеозойского интервала сейчас занимает ключевую роль.

Материалы и методы исследований. Исследуемая территория расположена в пределах Томской

области, где находится множество месторождений углеводородов, открытых непосредственно в палеозойской толще. В этой области ДЮК сложен различными породами: приоритетно карбонатными, реже кремнистыми, метаморфическими и магматическими [Конторович и др., 2018]. Исследован небольшой участок в западной части Томской области, на котором выполнена сейморазведка 3D, в его пределах доюрский комплекс представлен преимущественно карбонатными отложениями, а в нескольких скважинах — глинисто-кремнистыми.

Краткая теория сейсмической инверсии. Инверсионные преобразования плотно вошли в базовый граф интерпретации сейсмических данных, с их помощью можно получить распределения упругих свойств в среде. Классическая детерминистическая инверсия чаще всего рассчитывается двумя самыми распространенными алгоритмами: редких импульсов и на основе модели, предложенной в работе

[Ампилов и др., 2009]. В нашем случае мы работаем с инверсией, основанной на модели, предполагающей наличие априорной низкочастотной фоновой модели, построенной на основе скважинных данных, которая выполняет две основные функции: 1) обеспечение решения задачи инверсии низкочастотной трендовой составляющей, которая отсутствует в сейсмических данных; 2) повышение устойчивости решения инверсионной задачи путем задания максимального допустимого отклонения от модели.

Построение фоновой модели представляет собой процедуру математической интерполяции упругих свойств между скважинами по геологическому каркасу, что необходимо для проведения инверсии, так как изначально несет в себе исходную геологическую информацию. Поскольку в рамках работы был исследован относительно новый интервал, к тому же слабо изученный скважинами, то для целей проведения сейсмической инверсии очень важно корректно построить априорную модель. Поэтому внимание было акцентировано на разных подходах к построению фоновой модели.

Результаты исследований и их обсуждение. Подходы к построению априорной модели в доюрских отложениях. В рамках исследования методического подхода к построению низкочастотной фоновой модели построены и проанализированы пять возможных вариантов построения априорной модели.

Модель 1 (рис. 1, а) включает в себя условную границу кровли Д1 — кровли отложений нижнего девона. Эта граница представляет собой фрагментарные яркие амплитудные пачки внутри доюрского комплекса, сильно изменчивые по глубине и распространенные не на всей площади.

При использовании этой модели структурного каркаса подразумевается возможность более корректно интерполировать скважинные данные внутри ДЮК, что в идеале должно приводить к более точному результату. Но тут играет важную роль слабая освещенность скважинами этого интервала — отражающая граница Д1 вскрыта только одной скважиной, т. е. информация об упругих свойствах ниже этой условной границы по всей площади имеется только в ней. Помимо этого, граница Д1 вскрыта на глубине около 200 м, тогда как реальное изменение с глубиной достигает нескольких километров — в таком случае интерполяция упругих свойств внутри интервала А—Д1 не корректна и не отражает реальный тренд уплотнения с глубиной, а значит, не подходит для целей инверсионных преобразований.

В то же время возникают дополнительные сложности — условная граница прослежена только на части площади, там, где она выделяется в волновом поле. В другой части площади эта амплитудная пачка отсутствует, это можно объяснить как другой геологической структурой интервала, так и особенностями площадных наблюдений, когда отраженные волны от пачки не доходят до приемников на поверхности.

Модель 2 (рис. 1, б) — классический пример интерполяции скважинных данных, где в качестве структурного каркаса используется кровля ДЮК. В этом варианте при классическом сглаживании модели до низкочастотной составляющей пропадает контраст отражений на границе юрских и доюрских отложений, который очень важен для исследований. Поэтому была построена модель 3 (рис. 1, в), ее изначально строили, как и предыдущую модель, путем интерполяции упругих свойств, но при сглаживании использована кровля доюрского основания, чтобы максимально сохранить контраст на границе сред.

Модель 4 (рис. 1, г) строилась на основе глубинно-скоростной модели, полученной на этапе глубинной миграции сейсмических данных. Этот вариант рассматривался с целью дальнейших исследований в случае ограниченного числа скважин или полного их отсутствия. Но и тут есть большое место субъективности метода, поскольку важно контролировать этап построения скоростной модели при глубинной миграции с точки зрения и сейсмического анализа, и геологического строения разреза. Если же это не выполнено, степень доверия исходной скоростной модели становится ниже — модель может быть достаточнона для корректной фокусировки отражений сейсмических волн, но недостаточно детальна для геолого-геофизических интерпретационных целей.

Модель 5 (рис. 1, д) представляет собой статистический подход — на основе всех скважин был определен статистический тренд, который стал априорной моделью. Такой подход — в случае удачной реализации на исследуемом участке — как и предыдущая модель, может быть использован в случае небольшого числа скважин или полного их отсутствия, но при наличии априорного геологического строения участка.

Для каждой модели была рассчитана акустическая инверсия с одинаковыми оптимальными параметрами. Сравнение результатов инверсии в виде карт акустических импедансов и контроля качества в точках скважин представлены на рис. 2. По картам акустического импеданса вблизи кровли ДЮК прослеживается, что в модели 1 (с включением условной кровли раннего девона Д1) появляются граничные эффекты вблизи кровли ДЮК из-за неравномерности и особенностей прослеженной границы. Ярко это наблюдается вблизи скважины ARH_52PO, где свойства по латерали резко изменяются, что связано с корреляцией, а не с геологическими характеристиками. Таким образом, оптимальны модели 2 и 3, построенные на основе интерполяции скважин без учета горизонта внутри доюрского комплекса. При этом модель с учетом сохранения контраста показывает даже более высокие результаты сходимости с исходными данными за счет корректного восстановления импеданса вблизи кровли ДЮК. Варианты 4 и 5 показывают самые слабые результаты, это видно и на уровне карт акустического импеданса — не учитывается изменение упругих

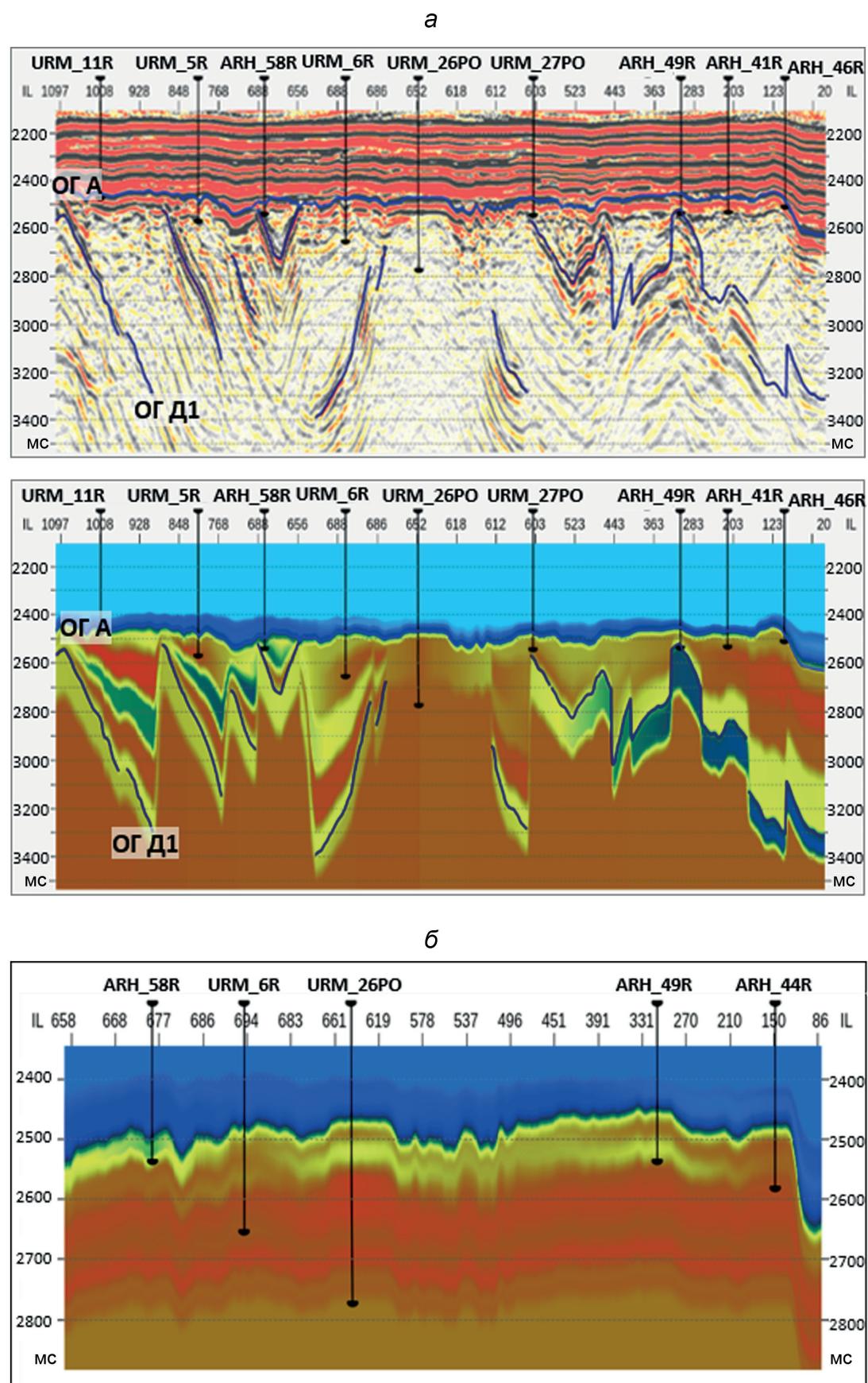
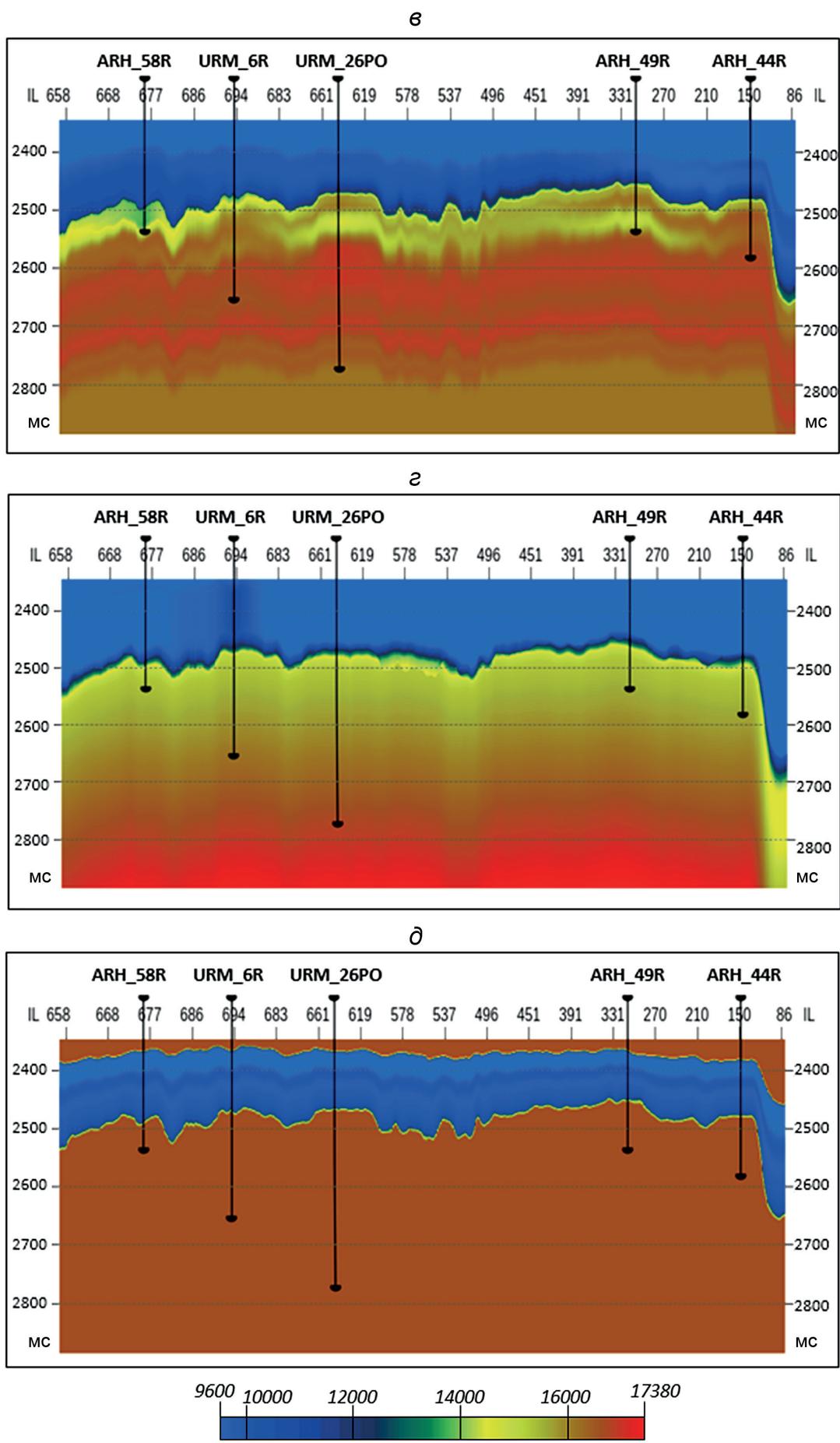
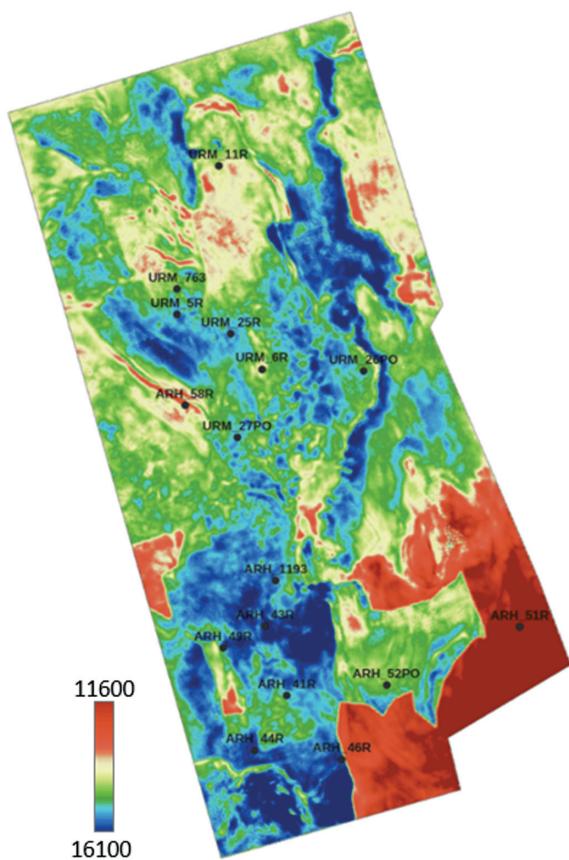


Рис. 1. Построение низкочастотной фоновой модели для целей сейсмической инверсии: *а* — модель с использованием условной границы Д1; *б* — модель методом интерполяции скважинных данных; *в* — модель с учетом сохранения контраста на границе юрских и доюрских отложений; *г* — модель на основе глубинно-скоростной модели; *д* — модель на основе статистики

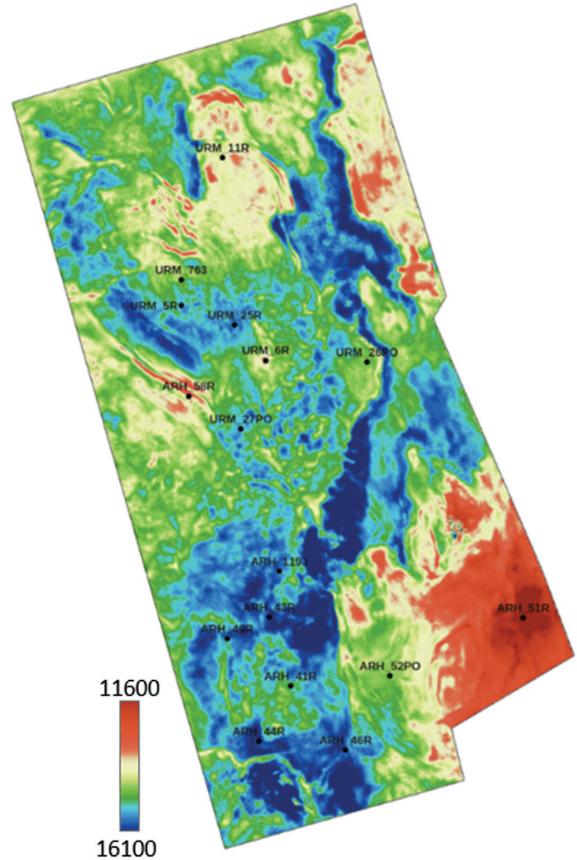


Окончание рис. 1

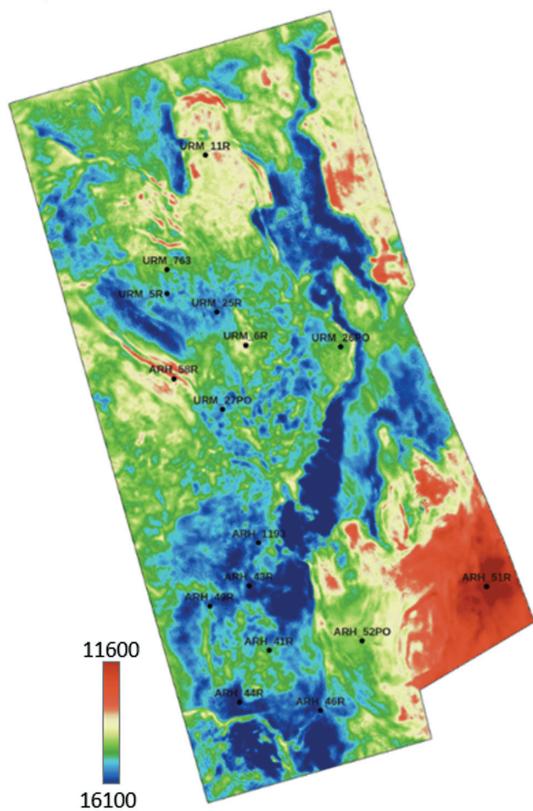
Акустический импеданс, модель 1



Акустический импеданс, модель 2



Акустический импеданс, модель 3



Акустический импеданс, модель 4

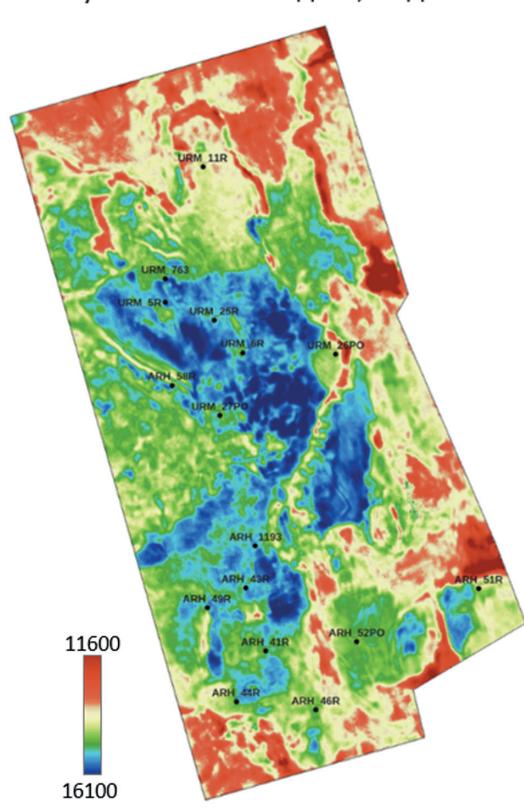
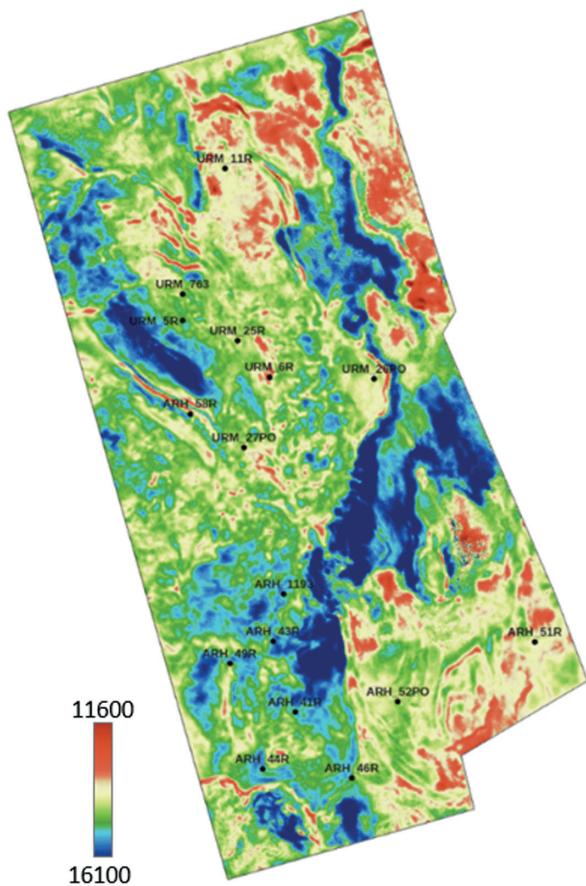
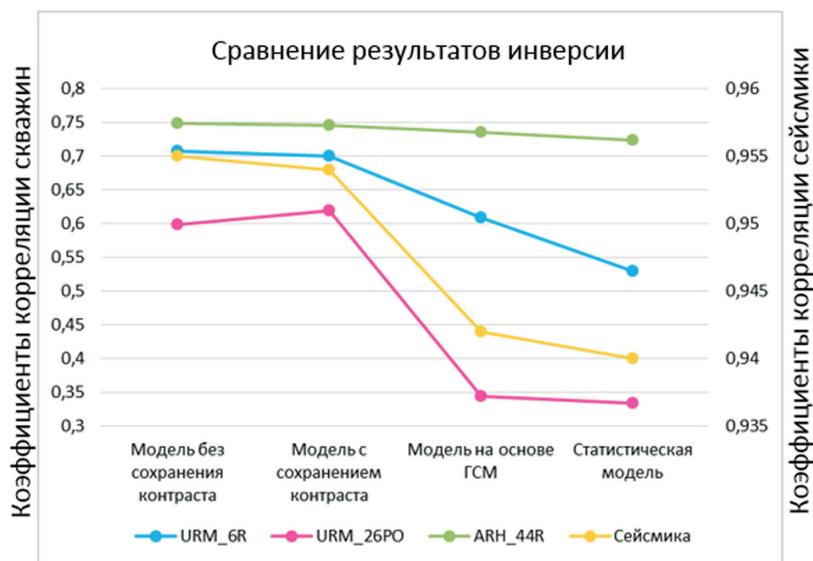
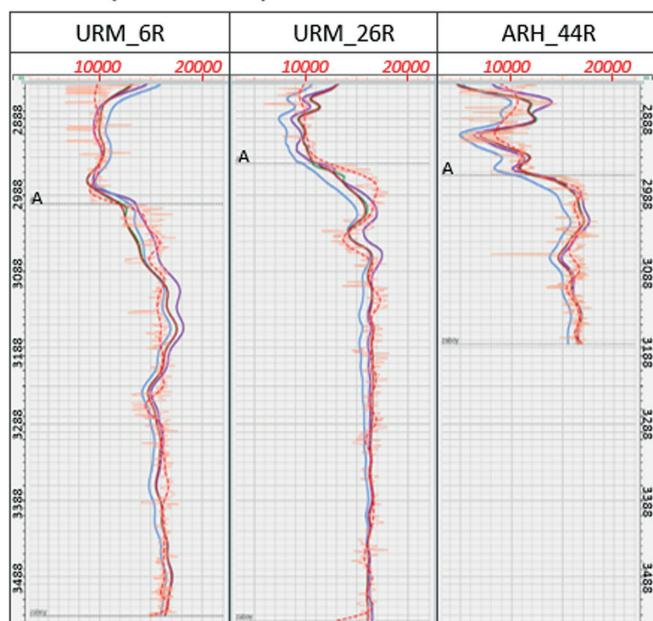


Рис. 2. Сравнение результатов акустической инверсии для всех типов низкочастотных фоновых моделей

Акустический импеданс, модель 5



Сравнение кривых в точках скважин



Окончание рис. 2

свойств за счет смены литологического состава пород с карбонатного разреза на глинисто-кремнистый в юго-восточной части площади съемки, где фактически через модели 4 и 5 восстановлен карбонатный разрез, хотя в скважинах в этой зоне вскрыты глинисто-кремнистые формации; также это видно и по низким значениям коэффициента корреляции восстанавливаемого импеданса в точках скважин.

Заключение. Протестировано пять подходов к построению важнейшей части инверсионных пре-

образований — низкочастотной фоновой модели в интервале слабоизученного доюрского комплекса. На данном этапе единственным приемлемым вариантом построений остается метод интерполяции скважин между собой, желательно с учетом сохранения контраста на границе юрских и доюрских отложений. Использование прослеженной границы внутри ДЮК пока осложняется отсутствием скважиной информации для более погруженных частей доюрской толщи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ампилов Ю.П., Барков А.Ю., Яковлев И.В. и др. Почти все о сейсмической инверсии. Ч. 1 // Технологии сейсморазведки. 2009. № 4. С. 3–16.

Конторович В.А., Калинина Л.М., Калинин А.Ю., Соловьев М.В. Нефтегазоперспективные объекты палеозоя

Западной Сибири, сейсмогеологические модели эталонных месторождений // Геология нефти и газа. 2018. № 4. С. 5–15.

Статья поступила в редакцию 09.12.2021,
одобрена после рецензирования 09.03.2022,
принята к публикации 31.08.2022

УДК 550.37

ПЕРЕХОДНЫЙ ИМПЕДАНС ЕМКОСТНЫХ ЭЛЕКТРОДОВ И СТЕЛЮЩИХСЯ ЛИНИЙ

Никита Игоревич Зорин^{1✉}, Алексей Анатольевич Бобачев²

¹ ООО «Северо-Запад», Москва, Россия; nikita.zorin.geophys@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-7245-216X>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; bobachev@gmail.com

Аннотация. Приведена уточненная за влияние краевых эффектов формула емкости тонкого диска над проводящей плоскостью и предложен ряд обобщенных формул для оценки переходного импеданса емкостных электродов над землей с конечной удельной проводимостью. Показано, что переходный импеданс стелющихся линий в широком частотном диапазоне описывается формулой Коула–Коула с показателем степени 0,9–1.

Ключевые слова: емкость диска, сопротивление заземления, контактный импеданс

Для цитирования: Зорин Н.И., Бобачев А.А. Переходный импеданс емкостных электродов и стелющихся линий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 138–148.

TRANSFER IMPEDANCE OF CAPACITIVE ELECTRODES AND INSULATED WIRES ON THE GROUND SURFACE

Nikita I. Zorin^{1✉}, Alexey A. Bobachev²

¹ Nord-West Ltd., Moscow, Russia; nikita.zorin.geophys@gmail.com

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; bobachev@gmail.com

Abstract. The article presents corrected for the edge effects formula for the capacitance of a thin disk over a conducting plane, and offers a number of generalized expressions for assessing the transfer impedance of capacitive electrodes over ground with finite conductivity. It is shown that the transfer impedance of an insulated wire on the ground in a wide frequency range is described by the Cole-Cole formula with an exponent parameter from 0.9 to 1.

Key words: disc capacitance, grounding resistance, contact impedance

For citation: Zorin N.I., Bobachev A.A. Transfer impedance of capacitive electrodes and insulated wires on the ground surface. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 4: 138–148. (In Russ.).

Введение. Емкостной способ возбуждения и приема электрического поля в земле был предложен почти полвека назад и с тех пор активно применяется в низкочастотной электроразведке [Тимофеев, 1974; Нахабцев и др., 1985; Grard, Tabbagh, 1991; Shima et al., 1996; Dashevsky et al., 2005; Kuras et al., 2006; Przyklenk et al., 2016; Gruzdev et al., 2020; Shlykov et al., 2020]. Кроме того, паразитные емкостные эффекты могут сильно искажать результаты измерения электрического поля обычными гальваническими приемными линиями, особенно при работе в условиях плохих заземлений электродов [Zonge, Hughes, 1985; Zorin, Yakovlev, 2021]. В связи с этим уточнение выражений, используемых для оценки величины переходного импеданса емкостных электродов и стелющихся линий, представляет собой актуальную научную задачу [Hordt et al., 2013].

Классический подход к расчету переходного импеданса Z емкостного электрода предполагает, что сопротивление земли стекающему с него току пренебрежимо мало. В этом случае $Z = 1/i\omega C$, где i — мнимая единица, ω — круговая частота, а C — емкость, которая для наиболее простых моделей может быть выражена аналитически [Kuras et al., 2006]. Однако в некоторых ситуациях удельное сопротивление земли также начинает влиять на переходный им-

педанс емкостного электрода, в результате чего его зависимость от частоты может заметно отклоняться от формулы вида $Z = 1/i\omega C$, и для корректного расчета импеданса приходится прибегать к численным методам [Hordt et al., 2013]. Ниже мы приводим ряд простых аналитических формул, позволяющих получить приближенные оценки величины и частотной зависимости переходного импеданса различных типов емкостных электродов на земле с конечной удельной проводимостью.

Материалы и методы исследований. Сопротивление заземления гальванических электродов. Рассмотрим заземленную электрическую линию AB , на вход которой подается напряжение ΔU_{AB} . Протекающий через нее ток равен $I_{AB} = \Delta U_{AB}/R_{AB}$, где R_{AB} называют переходным сопротивлением или сопротивлением заземления линии AB . Как правило, падением напряжения внутри медных проводов и металлических электродов можно пренебречь, поэтому $\Delta U_{AB} = U_A - U_B$, где U_A и U_B — потенциалы электрического поля на поверхности электродов A и B соответственно. Если размеры электродов много меньше расстояния между ними, потенциал каждого из них не зависит ни от этого расстояния, ни от параметров другого электрода и, следовательно, равен потенциалу аналогичного уединенного электрода.

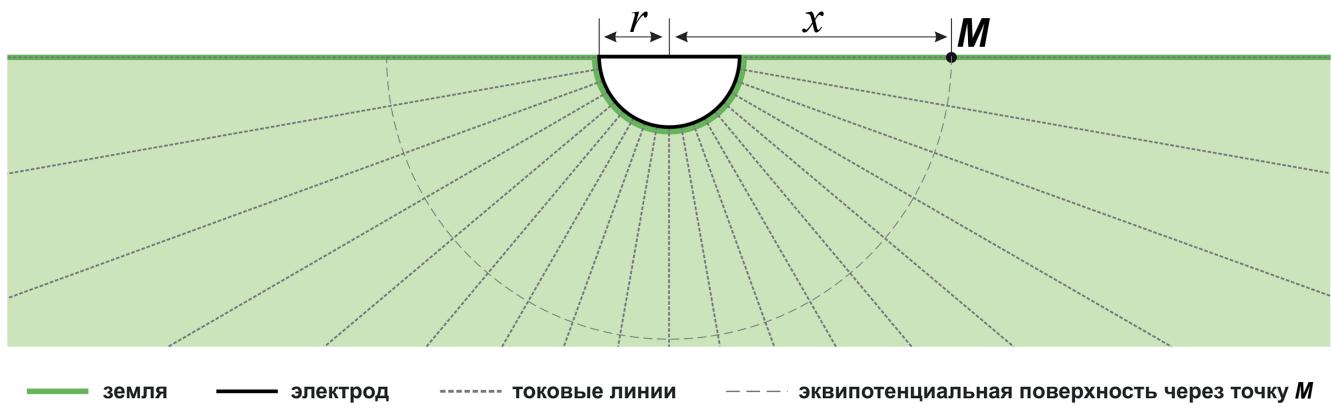


Рис. 1. Иллюстрация к выводу формулы для сопротивления заземления полусферического электрода

Таким образом, при условии, что расстояние между электродами многократно превышает их размеры $R_{AB} = R_A + R_B$, где $R_A = U_A/I_A$ и $R_B = U_B/I_B$ — сопротивления заземления уединенных электродов A и B соответственно (здесь и далее направление тока, стекающего с уединенного электрода, принимается за положительное).

Переходное сопротивление уединенного полусферического электрода радиуса r в среде с удельным электрическим сопротивлением (УЭС) ρ может быть найдено следующим образом. В силу сферической симметрии (рис. 1) в любой точке M земной поверхности, удаленной от центра электрода на расстояние $x \geq r$, электрический ток направлен строго радиально и характеризуется плотностью $j = I/2\pi x^2$. Согласно закону Ома, электрическое поле в данной точке направлено точно так же и имеет напряженность $E = j\rho = I\rho/2\pi x^2$. Потенциал U в точке M однозначно определяется из уравнения $E = -\text{grad}(U) = -dU/dx$ и граничного условия $U(\infty) = 0$, откуда $U(x) = I\rho/2\pi x$. Таким образом, переходное сопротивление полусферического электрода равно $R = U(r)/I = \rho/2\pi r$.

Расчет сопротивления заземления электродов несферической формы представляет собой более сложную проблему [Ollendorf, 1928; Wait, 1982]. Для ее решения удобно пользоваться методами и готовыми результатами хорошо развитой теории электростатики, задачи которой имеют прямую математическую аналогию с задачами о распределении постоянного тока. В частности, используя эту аналогию, несложно показать [Smythe, 1950, §6.14; Бурсиан, 1972, §6], что сопротивление заземления произвольного электрода, помещенного в однородное полупространство с УЭС (ρ), равно

$$R = \frac{2\rho\epsilon}{C} = \rho K, \quad (1)$$

где C — емкость электрода той же формы (дополненного вверх симметричным отражением его заземленной части) в однородном пространстве с диэлектрической проницаемостью ϵ .

Таким образом, сопротивление заземления любого гальванического электрода прямо пропорцио-

нально удельному сопротивлению среды, в которую он помещен. При этом геометрический коэффициент заземления K зависит только от конфигурации соприкасающейся с электродом области земной поверхности (чем меньше характерные размеры этой области, тем больше величина K). Из полученной ранее формулы переходного сопротивления заземленной полусфера следует, что для полусферического электрода радиуса r геометрический коэффициент заземления равен

$$K_{\text{пс}}(r) = \frac{1}{2\pi r}. \quad (2)$$

Для электродов более сложной формы значение K удобно определять с помощью применения формулы (1) к известным решениям соответствующих задач электростатики. Так, емкость уединенного диска, представленного в виде бесконечно сплюснутого сфероида [Landau, Lifshitz, 1960, §4] или цилиндра [Falco et al., 2003], равна $8\epsilon r$, откуда для прижатого к земной поверхности дискового электрода радиуса r получаем

$$K_{\text{д}}(r) = \frac{1}{4r}. \quad (3)$$

Аналогично емкость сильно вытянутого сфероида [Landau, Lifshitz, 1960, §4] или цилиндра [Jackson, 2000] равна $2\pi\epsilon l/\ln(l/r)$, откуда можно получить следующие оценки значения K для прижатого к земле оголенного провода радиуса r и длины $l \gg r$:

$$K_{\Pi}(r, l) = \frac{1}{\pi l} \ln\left(\frac{l}{r}\right), \quad (4)$$

а также для классического штыревого электрода с радиусом r и длиной заземленной части $l \gg r$:

$$K_{\text{ш}}(r, l) = \frac{1}{2\pi l} \ln\left(\frac{2l}{r}\right). \quad (5)$$

В заключение заметим, что сопротивление заземления уединенного электрода практически не зависит от свойств среды вне его ближайшей

окрестности, сопоставимой с характерными размерами самого электрода [Бурсиан, 1972, §8; Kaufman, Anderson, 2010, §2.10]. Таким образом, все приведенные выше выражения применимы не только к однородному полупространству, но и к реальным геологическим средам с достаточно однородным верхним слоем (разумеется, при условии обеспечения плотного контакта пород этого слоя со всей рабочей поверхностью электрода).

Переходный импеданс емкостных электродов. Рассмотрим теперь линию AB , подключенную к емкостным (т. е. расположенным близко к земле, но не имеющим с ней прямого гальванического контакта) электродам. Протекающий через нее ток равен $I_{AB} = \Delta U_{AB}/Z_{AB}$, где $Z_{AB} = Z_A + Z_B$ называют переходным импедансом линии AB , а $Z_A = U_A/I_A$ и $Z_B = U_B/I_B$ — переходным импедансом уединенных электродов A и B соответственно.

Формула для расчета переходного импеданса уединенного емкостного электрода над идеально проводящим полупространством имеет следующий вид [Kuras et al., 2006]:

$$Z = \frac{1}{i\omega C}. \quad (6)$$

Значение емкости электрода C определяется конфигурацией системы электрод-земля и в некоторых случаях может быть выражено аналитически. В качестве первого (не встречающегося на практике, но простого и наглядного) примера возьмем вдавленный в землю полусферический электрод радиуса r , покрытый слоем изоляции толщиной d . При очень малых значениях d емкость такого электрода равна половине емкости соответствующего сферического конденсатора

$$C_{nc}(r, d, \epsilon) = \frac{2\pi r^2 \epsilon}{d}, \quad (7)$$

где ϵ — диэлектрическая проницаемость изолирующего слоя.

Емкость дискового электрода радиуса r , расположенного над землей на малой высоте h , принято оценивать по классической формуле плоского конденсатора [Kuras et al., 2006; Hordt et al., 2013]:

$$C_d(r, h) = \frac{\pi r^2 \epsilon_0}{h}, \quad (8a)$$

где ϵ_0 — диэлектрическая проницаемость воздуха (вакуума). Это выражение не учитывает влияние краевых эффектов. Более точная формула для тонкого диска конечных размеров при $k=h/r << 1$ может быть записана следующим образом (см. Приложение):

$$C_d^*(r, h) = \frac{\pi r^2 \epsilon_0}{h} \left[1 + \frac{4k}{\pi} (k - \ln ek) \right]. \quad (86)$$

Из приведенных выражений следует, что в общем случае $C_d^* > C_d$, однако различие между этими двумя оценками уменьшается по мере приближения диска к земле и при $k \rightarrow 0$ стремится к нулю. В наиболее важном с практической точки зрения диапазоне k от 1/5 до 1/50 формула (86) дает среднее значение $C_d^* \rightarrow 1,15 C_d$, что прекрасно согласуется с известными численными оценками влияния краевых эффектов на емкость элементарной тонкой пластины над проводящей плоскостью [Sakurai, Tamaru, 1983; Kuras et al., 2006].

Наконец, емкость тонкого длинного провода радиуса r , поднятого над землей на небольшую по сравнению с его длиной (l) высоту (h), равна [Smythe, 1950, §4.14]

$$C_p(r, l, h) = \frac{2\pi l \epsilon_0}{\operatorname{arcosh}\left(\frac{h}{r}\right)}. \quad (9)$$

Поправка за сопротивление земли. Поскольку УЭС земли пренебрежимо мало по сравнению с эффективным удельным сопротивлением воздуха, то можно считать, что весь ток с емкостного электрода стекает в землю и уже по земле распространяется на «бесконечность». Если при этом область S земной поверхности, через которую ток попадает в нижнее полупространство, близка к эквипотенциальной, то переходный импеданс электрода распадается на сумму реактивного сопротивления воздуха и гальванического сопротивления земли. Так как последнее имеет формулу (1), обобщенное выражение (6) для импеданса емкостного электрода над полупространством с удельным сопротивлением ρ естественно искать в виде

$$Z = \frac{1}{i\omega C} + \rho G. \quad (10)$$

Величина G играет роль геометрического коэффициента «заземления» емкостного электрода и, следовательно, определяется конфигурацией области S (чем меньше ее характерные размеры, тем больше величина G). По мере приближения электрода к земле его емкость увеличивается, а размеры области S уменьшаются, что приводит к увеличению относительного вклада поправочного слагаемого ρG . Подчеркнем при этом, что S в общем случае не всегда можно считать эквипотенциальной поверхностью, поэтому представление импеданса в форме (10) с независимыми от частоты параметрами C и G — лишь удобное первое приближение, точность которого для каждого типа электродов следует проверять отдельно с помощью аналитических или численных оценок.

Как правило, активное сопротивление земли вносит незначительный вклад в общую величину переходного импеданса, и им принято пренебрегать [Shima et al., 1996; Kuras et al., 2006]. Однако

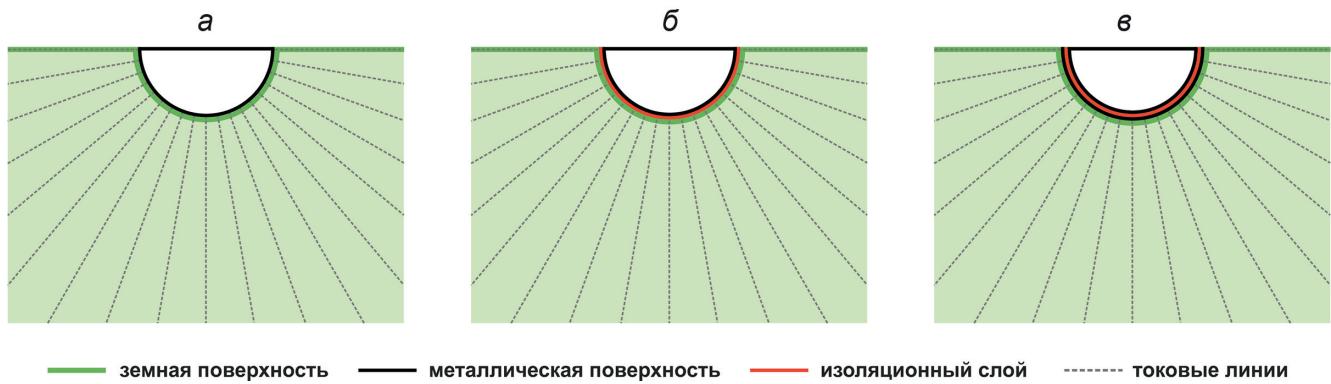


Рис. 2. Схема мысленного эксперимента с полусферическим электродом. Буквами обозначены модели: заземленного электрода (а), емкостного электрода (б) и эквивалентная ей модель заземленного конденсатора (в)

в некоторых случаях оно может достигать и даже превышать реактивное сопротивление воздуха, что легко показать с помощью следующего мысленного эксперимента. Рассмотрим еще раз полусферический электрод радиуса r , заземленный в однородном проводящем полупространстве с УЭС ρ (рис. 2, а). Как было показано ранее, его переходное сопротивление равно $R = \rho/2\pi r$. Теперь извлечем электрод из земли, нанесем на его поверхность изоляционный слой толщины $d \ll r$, и поместим обратно в землю (рис. 2, б). Применение формул (6, 7) для оценки импеданса получившегося емкостного электрода дает $Z_{\text{ПС}} = d/2\pi r^2 i\omega \epsilon$, что при $\rho \neq 0$ не может быть верно, поскольку приводит к парадоксальным результатам. Действительно, при очень малых d величина $d/2\pi r^2 i\omega \epsilon$ стремится к нулю, откуда следовало бы, что нанесение достаточно тонкого слоя изоляции на заземленный электрод не увеличивает, а, наоборот, уменьшает его переходное сопротивление.

Для корректной оценки $Z_{\text{ПС}}$ заменим рассматриваемую модель электрода эквивалентной моделью погруженного в землю полусферического конденсатора (рис. 2, в). При малых d емкость такого конденсатора равна $d/2\pi r^2 \epsilon = C_{\text{ПС}}(r, d, \epsilon)$, сопротивление заземления внешней обкладки в соответствии с формулами (1,2) равна $\rho K_{\text{ПС}}(r+d) \approx \rho K_{\text{ПС}}(r)$, откуда для полного импеданса цепи окончательно получаем:

$$Z_{\text{ПС}} = \frac{1}{i\omega C_{\text{ПС}}(r, d, \epsilon)} + \rho K_{\text{ПС}}(r). \quad (11)$$

Заметим, что этот же результат можно получить, воспользовавшись выражением для переходного сопротивления полусферического электрода радиуса r , окруженного концентрическим слоем с УЭС ρ_1 и толщиной d [Бурсиан, 1972, §8; Wait, 1982]:

$$R = \frac{\rho_1 d}{2\pi r(r+d)} + \frac{\rho}{2\pi(r+d)}. \quad (12)$$

Действительно, с учетом того, что в рассматриваемой модели $d \ll r$, подстановка эффективного удельного сопротивления изолятора $\rho_1 = (i\omega \epsilon)^{-1}$ в формулу (12) дает (11).

Найдем теперь обобщенное выражение для переходного импеданса Z_{Π} поднятого на высоту h над землей тонкого длинного провода с радиусом $r \ll h$ и длиной $l \gg h$. Для этого сначала положим, что УЭС земли ρ совпадает с эффективным удельным сопротивлением воздуха $\rho_0 = 1/i\omega \epsilon_0$, т. е., что провод расположен в пустом пространстве, и рассмотрим поведение потенциала U_0 на расстоянии $x \ll l$ от оси провода при стекании с него тока I . В силу цилиндрической симметрии (рис. 3, а) в любой точке M , удаленной от оси провода на расстояние $x \geq r$, плотность тока равна $j_0 = I/2\pi l x$, откуда $E_0 = I\rho_0/2\pi l x$. Потенциал в точке M однозначно определяется из уравнения $E_0 = -dU_0/dx$ и граничного условия $U_0(r) = I\rho_0/2\pi l \ln(l/r)$, где $C = 2\pi \epsilon_0 l \ln(l/r)$ — уже приводившееся ранее значение емкости длинного провода в вакууме, откуда $U_0(x) = (I\rho_0/2\pi l) \ln(l/x)$.

Вернемся к исходной задаче, в которой $\rho \ll \rho_0$. Скачкообразное изменение удельного сопротивления среды на границе воздух–земля приводит к тому, что на ней появляются вторичные заряды, изменяющие структуру электрического поля в воздухе (рис. 3, б). Для определения величины вызванного этими зарядами добавочного потенциала ΔU на поверхности провода воспользуемся методом зеркальных отражений, в соответствии с которым [Grard, Tabbagh, 1991; Kaufman, Anderson, 2010, §3.6]

$$\Delta U = \frac{\rho - \rho_0}{\rho + \rho_0} U_0(2h) = \left[\frac{2\rho}{\rho + \rho_0} - 1 \right] \frac{I\rho_0}{2\pi l} \ln \frac{l}{2h}. \quad (13)$$

Поскольку $(\rho + \rho_0) \approx \rho_0 = 1/i\omega \epsilon_0$, то полный потенциал провода U_{Π} равен

$$U = U_0(r) + \Delta U = \frac{I}{i\omega 2\pi l \epsilon_0} \ln \frac{2h}{r} + \frac{I\rho}{\pi l} \ln \frac{l}{2h}. \quad (14)$$

Так как $\ln(2h/r) \approx \operatorname{arccosh}(h/r)$, то с учетом (4), (6) и (9) окончательно получаем

$$Z_{\Pi} = \frac{U_{\Pi}}{I} = \frac{1}{i\omega C_{\Pi}(r, l, h)} + \rho K_{\Pi}(2h, l). \quad (15)$$

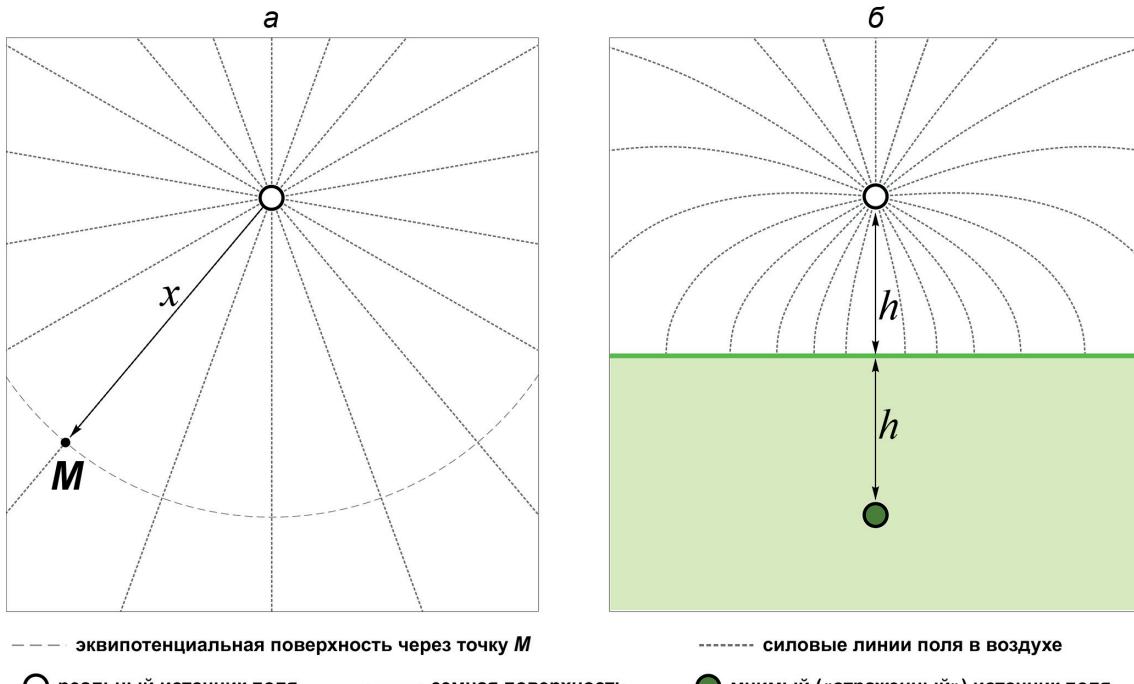


Рис. 3. Иллюстрация к выводу формулы для переходного импеданса поднятого над землей тонкого длинного провода. Пояснения см. в тексте

В заключение попробуем определить коэффициенты формулы (10), наилучшим образом подходящие для переходного импеданса Z_D тонкого диска радиуса r , поднятого на высоту $h = kr$ над землей с удельным сопротивлением ρ . Для этого заметим, что при исчезающе малых значениях k искомая формула должна удовлетворять следующим предельным условиям: $Z_D = 1/i\omega C_D(r, h)$ при $\rho \rightarrow 0$ и $Z_D = K_D(r)\rho$ при $h \rightarrow 0$, откуда

$$Z_D = \frac{1}{i\omega C_D(r, h)} + \rho K_D(r). \quad (16a)$$

Формула (16a) может быть естественным образом обобщена на случай $0 \leq k \ll 1$ с помощью замены C_D на C_D^* и r на r^* :

$$Z_D^* = \frac{1}{i\omega C_D^*(r, h)} + \rho K_D(r^*). \quad (16b)$$

где $r^* = \sqrt{C_D^*/C_D}$ — эффективный радиус площадки S , через которую ток, стекающий с обеих сторон поднятого в воздух дискового электрода, попадает в землю.

Численное моделирование. Для оценки точности формулы (16b) выполнено численное моделирование в программе Disc5 (П. Вайдельт), позволяющей рассчитать значение переходного импеданса тонкого диска радиуса R , поднятого на произвольную высоту h над землей с эффективным удельным сопротивлением $\rho = \rho_{DC}/(1 + i\omega\epsilon\rho_{DC})$ [Hordt et al., 2013]. Результаты моделирования для $R = 0,2$ м и различных значений ρ_{DC} , ϵ и h приведены на рис. 4. Сплошной красной линией на рисунке показаны кривые модуля импеданса, полученные с помощью программы Disc5; черным пунктиром — результаты применения классической формулы плоского конденсатора (6,

8a); наконец, черной штриховой линией показаны результаты применения модифицированной формулы (16b) для диска над землей с эффективным удельным сопротивлением $\rho = \rho_{DC}/(1 + i\omega\epsilon\rho_{DC})$.

Первая серия графиков (рис. 4, а–в) позволяет сравнить поведение $|Z_D^*|$ для разных значений $\rho_{DC} = 1$ кОм, 10 кОм, 100 кОм. Как видно на рис. 4 (а–в), левые ветви всех кривых лежат на асимптоте $1/\omega C_D^*(r, h)$, однако начиная с некоторого момента графики выполняются, практически переставая убывать с частотой. Это свидетельствует о том, что первое слагаемое в формуле (16b) становится меньше второго, и величина Z_D^* начинает определяться не реактивным сопротивлением системы электрод–земля, а гальваническим сопротивлением нижнего полупространства, которое при $\rho \approx \rho_{DC}$ не зависит от частоты. Так как отношение второго слагаемого к первому пропорционально произведению $\omega\rho$, то увеличение ρ_{DC} модели в 10 раз ожидаемо приводит к тому, что график $|Z_D^*|$ отклоняется от низкочастотной асимптоты на декаду раньше (рис. 4, б, в). При дальнейшем увеличении частоты, рано или поздно, в земле начинают преобладать токи смещения: $\rho \approx 1/i\omega\epsilon$, вследствие чего графики импеданса выходят на свою правую асимптоту, также обратно пропорциональную частоте. Важно отметить, что все кривые, полученные по формуле (16b), практически совпадают с результатами соответствующих численных расчетов за исключением высокочастотных асимптот, где они дают немного завышенные значения, причины чего рассмотрим ниже.

Вторая серия графиков (рис. 4, г–е) позволяет сравнить поведение $|Z_D^*|$ для разных значений ϵ : 10 ϵ_0 , 3 ϵ_0 , ϵ_0 . Как видно на рис. 4 (г–е), чем меньше ϵ , тем ниже точность оценки величины импеданса в области самых высоких частот. Это связано с нарушением используемого в обобщенной формуле

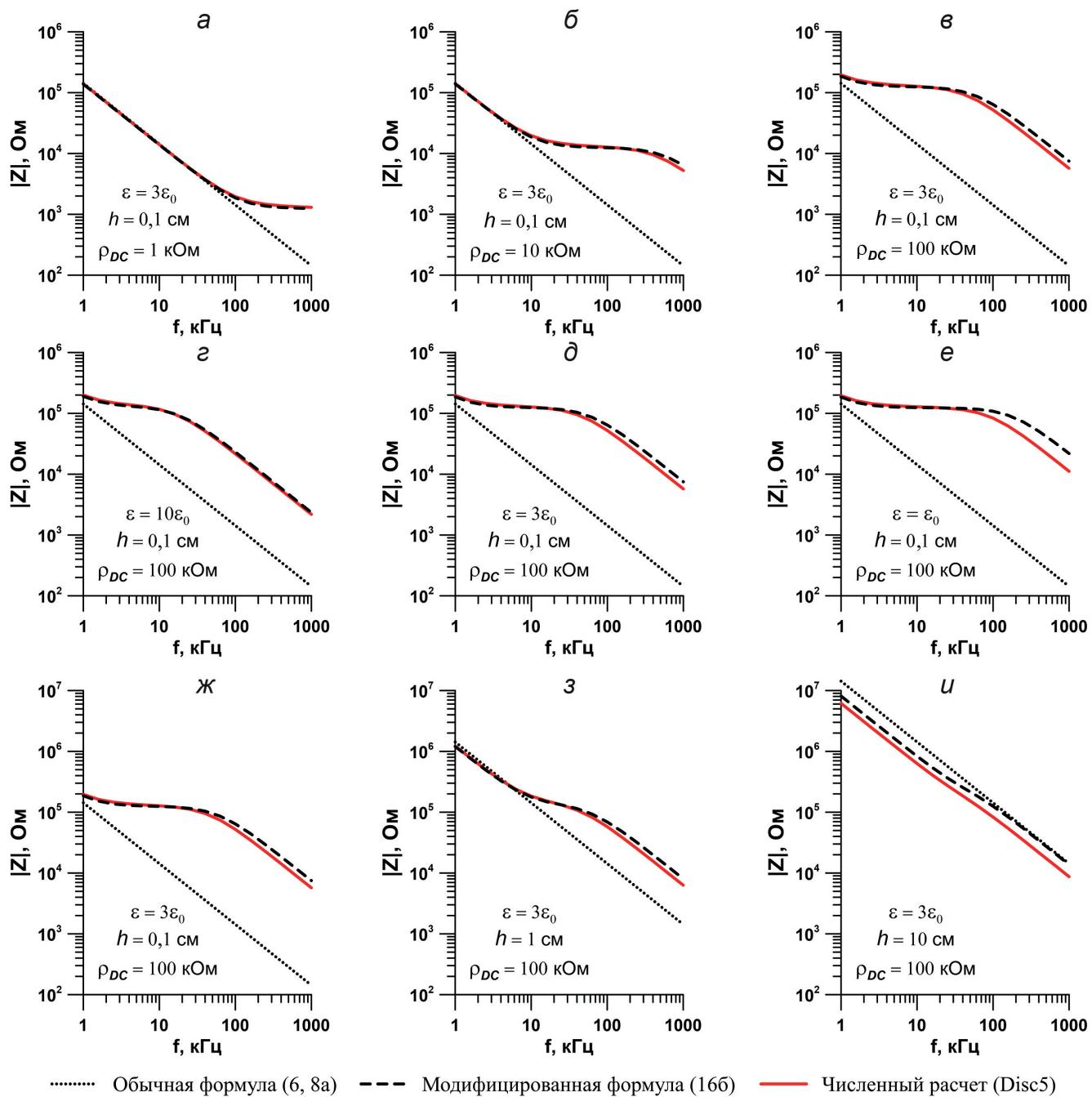


Рис. 4. Сравнение классической и модифицированной формул для оценки переходного импеданса дискового электрода с численными расчетами в программе Disc5 (П. Вайдельт). Электрические свойства нижнего полупространства и высота электрода над ним указаны на рисунке, радиус электрода во всех случаях равен 20 см. Пояснения см. в тексте

(10) условия $\rho \ll \rho_0$, которое для верхних частот эквивалентно условию $\epsilon > \epsilon_0$. При $\epsilon > \epsilon_0$ часть тока распространяется на «бесконечность» прямо по воздуху, тем самым снижая фактическое значение контактного импеданса. Однако, как следует из рис. 4, для большинства реальных горных пород с ϵ около $10\epsilon_0$ этот эффект не приводит к значительным искажениям.

Третья серия графиков (рис. 4, ж–и) наглядно подтверждает сделанный ранее вывод о том, что отличие частотной зависимости импеданса емкостного электрода от формулы (6) тем больше, чем ближе

электрод к земле. Кроме того, она позволяет оценить практические границы выполнения условия $k = h/R \ll 1$ для формул (6, 8a) и (166). При $h = 0.1$ см ($k = 0.005$) в области низких частот обе формулы практически совпадают с численными расчетами. При $h = 1$ см ($k = 0.05$) левая асимптота для формулы (166) остается верной, в то время как для не учитывающей краевые эффекты формулы (8a) она оказывается завышенной на ~15%. Наконец, при $h = 10$ см ($k = 0.5$) применение любых оценок, основанных на условии $k \ll 1$, дает значительно (>30%) завышенные значения импеданса во всем диапазоне частот.

Таким образом, предложенный в статье подход к оценке и учету влияния конечной проводимости земли на переходный импеданс дискового электрода полностью согласуется с результатами численного моделирования.

Емкостные электроды с распределенными параметрами. Отдельный интерес с точки зрения влияния сопротивления земли на переходный импеданс емкостных электролов представляют системы с распределенными параметрами, к которым, например, относятся стелющиеся линии [Вешев, 1980, §3.2]. Если импеданс Z_i каждого элементарного участка такой линии описывается формулой $Z_i = 1/i\omega C_i + R_i$, где C_i — емкость i -го участка провода, а R_i — гальваническое сопротивление соответствующей ему области нижнего полупространства, то полный импеданс провода будет равен

$$Z = \left(\sum_i \frac{i\omega C_i}{1 + i\omega R_i C_i} \right)^{-1}. \quad (17)$$

С помощью вспомогательных переменных $\tilde{R} = 1/\sum_i R_i^{-1}$, $\gamma_i = \tilde{R}/R_i$ и $\tau_i = R_i C_i$ формулу (17) удобно переписать в следующем виде:

$$Z = \tilde{R} \left(\sum_i \gamma_i \frac{i\omega \tau_i}{1 + i\omega \tau_i} \right)^{-1}, \quad (18a)$$

$$\sum_i \gamma_i = 1. \quad (18b)$$

Теперь в приведенном в скобках выражении несложно узнать ядро дискретного варианта обобщенной формулы Дебая (дебаевской декомпозиции), широко использующейся в современной электроразведке методом вызванной поляризации [Patella, 2003; Nordsiek, Weller, 2008; Zorin, 2015]. Важная особенность дебаевской декомпозиции — она представляет собой наиболее общую из всех возможных форм представления частотных характеристик релаксационных систем [Shuey, Johnson, 1973] и во многих практических случаях может быть заменена более простыми эмпирическими и полуэмпирическими моделями [Pelton et al., 1983]. Самый известный пример такой модели — формула Коула–Коула [Cole, Cole, 1941], применение которой к выражению (18) дает следующую оценку переходного импеданса стелющейся линии:

$$Z = \tilde{R} \left(\frac{(i\omega \tau_0)^\alpha}{1 + (i\omega \tau_0)^\alpha} \right)^{-1} = \frac{\tilde{R}}{(i\omega \tau_0)^\alpha} + \tilde{R}. \quad (19)$$

где среднее значение величины τ_i характеризуется постоянной времени τ_0 , а дисперсия ее распределения — отличием от единицы параметра $\alpha \in [0; 1]$. В случае если $\omega \tau_0 \ll 1$ формула (19) дополнительно упрощается отбрасыванием второго слагаемого и введением дополнительного обозначения $X = \tau_0 \tilde{R}^{-1/\alpha}$,

более удобного для описания импеданса элемента Коула–Коула [Pelton et al., 1983], откуда:

$$Z = \frac{1}{(i\omega X)^\alpha}. \quad (20)$$

Результаты исследований и их обсуждение.

Полевые измерения. Выше показано, что переходный импеданс реальной стелющейся линии на неоднородной земной поверхности лучше описывается с помощью элемента Коула–Коула, а не простого конденсатора. Для проверки этого утверждения в мае 2021 г. на Александровском геофизическом полигоне МГУ имени М.В. Ломоносова [Aleksanova et al., 2018] был проведен следующий полевой эксперимент.

На покрытом короткой травой участке поля с удельным сопротивлением почвы около 0,5 кОм·м была разложена установка, схема которой приведена на рис. 5. К одной из клемм измерителя импеданса подключена стелющаяся линия, представляющая собой 50-метровый отрезок изолированного медного провода, заземленного на дальнем конце через резистор номиналом $R_0 = 1$ МОм. Вторая клемма заземлена в непосредственной близости от прибора без какого-либо добавочного резистора (сопротивление заземления второго электрода < 1 кОм, поэтому его влиянием на переходный импеданс всей установки можно пренебречь). Чтобы исключить возможные гальванические утечки через микроповреждения изоляции, отрезок провода стелющейся линии был для чистоты эксперимента взят из новой упаковки. В качестве измерителя использовался электроразведочный регистратор NORD (ООО «Северо-Запад»), позволяющий проводить широкополосную оценку переходного импеданса подключенных линий с погрешностью менее 1% амплитуды и 1° фазы в диапазоне значений от 1 кОм до 1 МОм.

Классическая эквивалентная схема [Zonge, Hughes, 1985] для используемой в эксперименте установки приведена в левом нижнем углу рис. 5. В этой схеме емкостная утечка электрического тока с провода моделируется с помощью идеального конденсатора, и эффективный контактный импеданс всей линии принимает вид

$$Z = R_0 \frac{1}{1 + i\omega R_0 C}. \quad (21)$$

Модифицированная эквивалентная схема приведена в правом нижнем углу рис. 5. В ней конденсатор заменен на элемент Коул–Коул и добавлено сопротивление \tilde{R} земли стекающему с провода емкостному току, что дает следующую формулу импеданса:

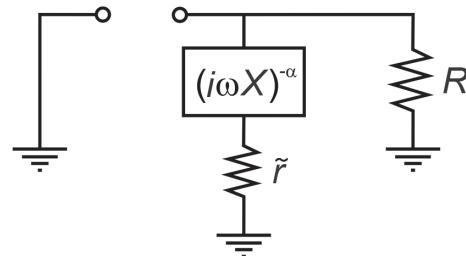
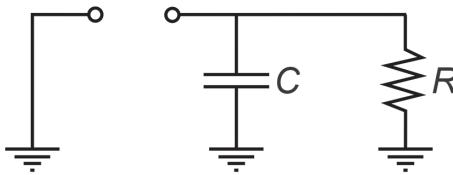
$$Z = R_0 \frac{1 + \tilde{R}(i\omega X)^\alpha}{1 + (R_0 + \tilde{R})(i\omega X)^\alpha}. \quad (22)$$



Классическая эквивалентная схема

Модифицированная эквивалентная схема

Рис. 5. Схема установки для эксперимента по измерению переходного импеданса реальной стелющейся линии длиной ~50 м в широкой полосе частот



Полевой эксперимент проходил в сухую облачную погоду при температуре 15–20 °C и состоял из трех многочастотных измерений переходного импеданса Z , которые затем по очереди аппроксимировали с помощью формул (21) или (22). Перед первым измерением разложенную на траве стелющуюся линию притоптали ногами, в результате чего среднее расстояние от провода до земли составило около 1–2 см. Перед вторым измерением провод линии был дополнительно пролит пресной водой для симуляции работы в мокрую погоду. Наконец, перед третьим измерением стелющаяся линия была закопана в землю на небольшую (до 5 см) глубину,

это распространенная практика при полевых работах методом магнитотеллурического зондирования [Chave, Jones, 2012, §9.2].

Результаты аппроксимации полученных данных с помощью классической формулы (21) приведены на рис. 6. Первое, что бросается в глаза, — сильная зависимость величины емкостной утечки от условий проведения эксперимента. Так, подобранные значения эффективной емкости стелющейся линии составляют ~2 нФ для сухого провода, ~4 нФ для мокрого и ~20 нФ для прикопанного. Интересно, что с учетом параметров используемого провода формула (9) дает предельно достижимые значения

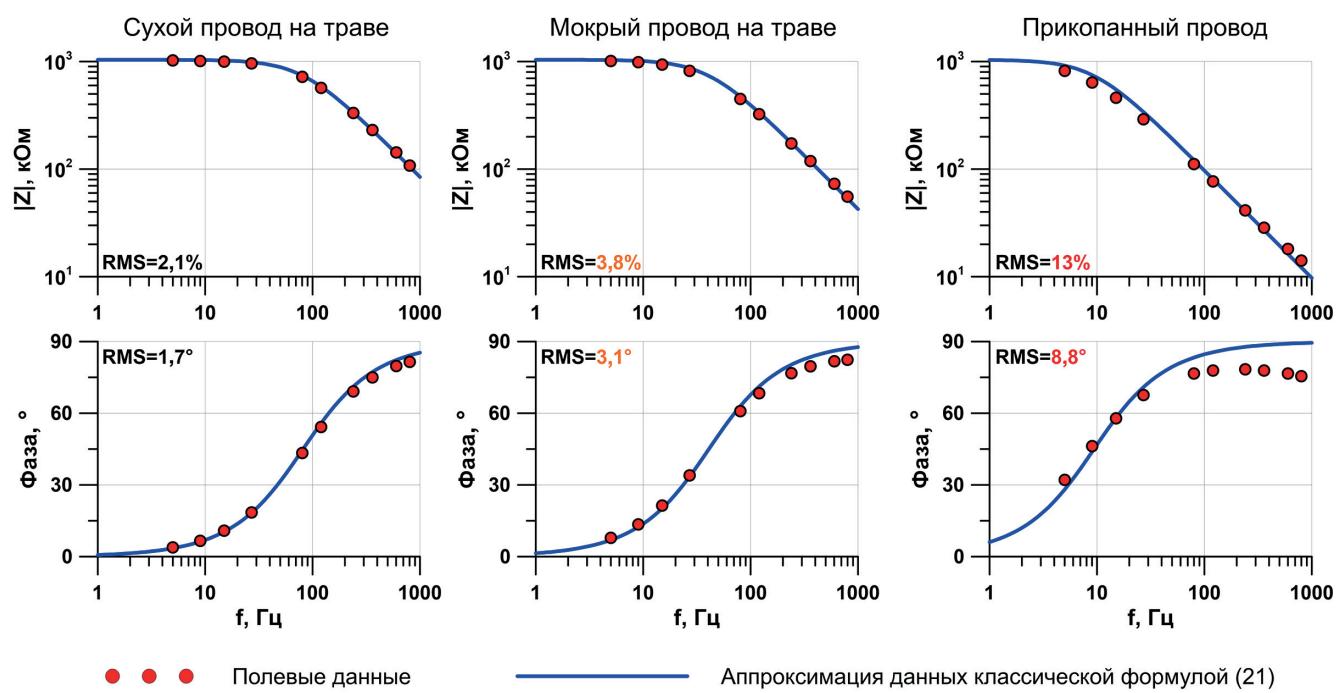


Рис. 6. Результаты аппроксимации измеренных данных с помощью эквивалентной схемы, в которой емкостная утечка с провода моделируется идеальным конденсатором

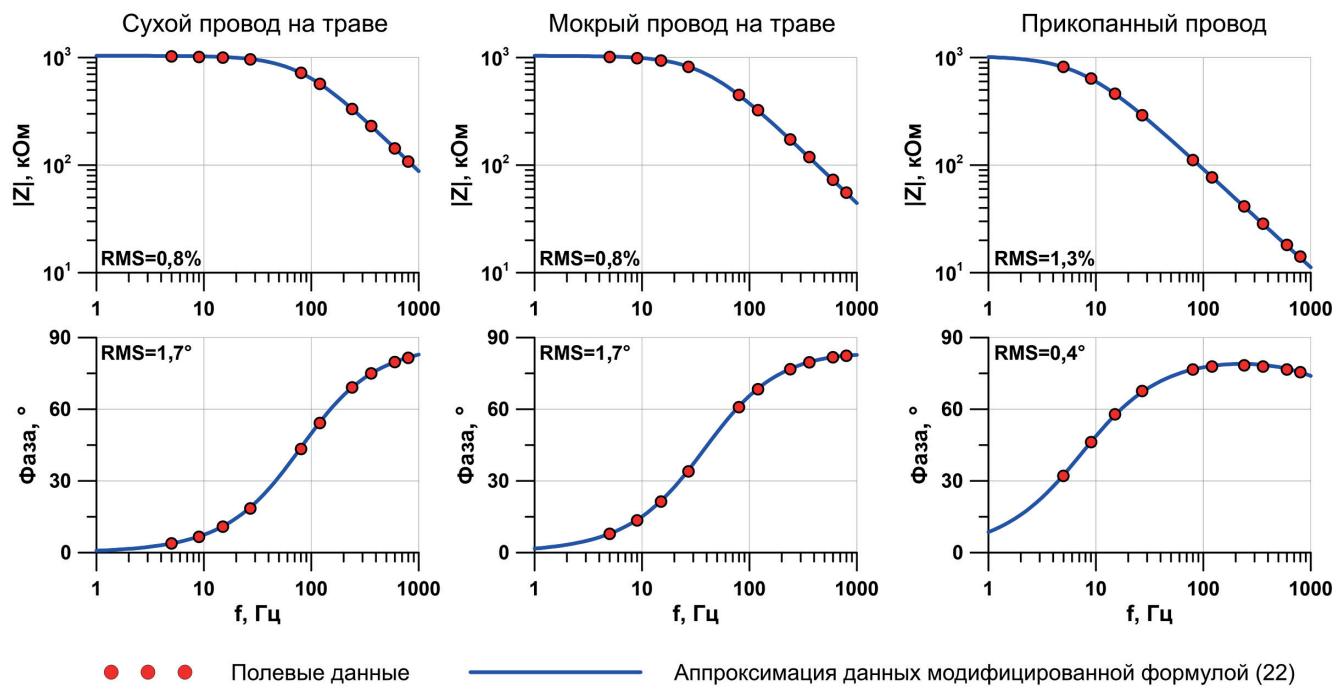


Рис. 7. Результаты аппроксимации измеренных данных с помощью эквивалентной схемы, в которой емкостная утечка с провода моделируется элементом Коула–Коула

емкости в 3–4 нФ. Из этого, в частности, следует, что для оценки емкости стелющихся линий по формуле (9) в мокрую погоду в качестве высоты h можно брать внешний радиус провода ($r + d$), где d — толщина изоляции. Для оценки же емкости прикопанной линии вместо (9) следует использовать формулу цилиндрического конденсатора [Smythe, 1950, §2.04]:

$$C = \frac{2\pi L}{\ln \frac{r+d}{r}} \epsilon_1. \quad (23)$$

которая дает лучше согласующиеся с экспериментом значения около 15–20 нФ.

Второй важный вывод из приведенных на рис. 6 данных заключается в том, что классическая формула (21) достаточно точно описывает только результаты эксперимента с сухим проводом на траве. Действительно, для мокрого провода рассчитанная невязка подбора превышает погрешность аппаратуры в несколько раз, а для прикопанного провода даже на порядок. Причина такого плохого подбора кривых заключается в том, что в последних двух тестах импеданс линии убывает с частотой заметно медленнее, чем $\sim 1/\omega$, что невозможно смоделировать в рамках классической схемы с одним конденсатором.

Результаты аппроксимации данных с помощью модифицированной формулы (22) приведены на рис. 7. Для всех измерений невязка подбора оказалась близка к погрешности аппаратуры, что свидетельствует в пользу корректности предложенной эквивалентной схемы. При этом полученные значения степенного параметра α для сухого, мокрого и прикопанного проводов составили $\sim 0,98$, $\sim 0,97$ и $\sim 0,93$ соответственно.

Заключение. В электроразведке принято считать, что переходный импеданс произвольного емкостного электрода представляет собой функцию вида $Z = 1/i\omega C$ с независящим от частоты коэффициентом C . Это утверждение основано на предположении о том, что сопротивление нижнего полупространства пренебрежимо мало. Во многих практических ситуациях такое предположение абсолютно оправданно, однако если электрод расположен близко к подстилающей среде (особенно в мокрую погоду), то ее сопротивление может вносить значительный вклад в переходный импеданс электрода. В таких случаях на графике зависимости модуля переходного импеданса от частоты появляются обширные участки, в пределах которых он убывает медленнее, чем $\sim 1/\omega$.

Для количественного описания указанных эффектов авторами предложен ряд приближенных формул для расчета переходного импеданса емкостных электролов над средой с известным удельным сопротивлением. В ходе этого исследования также получено уточненное за влияние краевых эффектов выражение для емкости тонкого диска над проводящей плоскостью. Наконец, показано, что для аппроксимации переходного импеданса реальных стелющихся линий корректнее использовать эквивалентные схемы с элементом Коула–Коула вместо идеального конденсатора.

Благодарности. Использованная в работе программа П. Вайдельта для численного расчета переходного импеданса дискового емкостного электрода Disc5 была любезно предоставлена А. Хордтом. Авторы также благодарны Н.Ю. Боброву и А.Н. Орехову за рецензирование рукописи и ценные замечания.

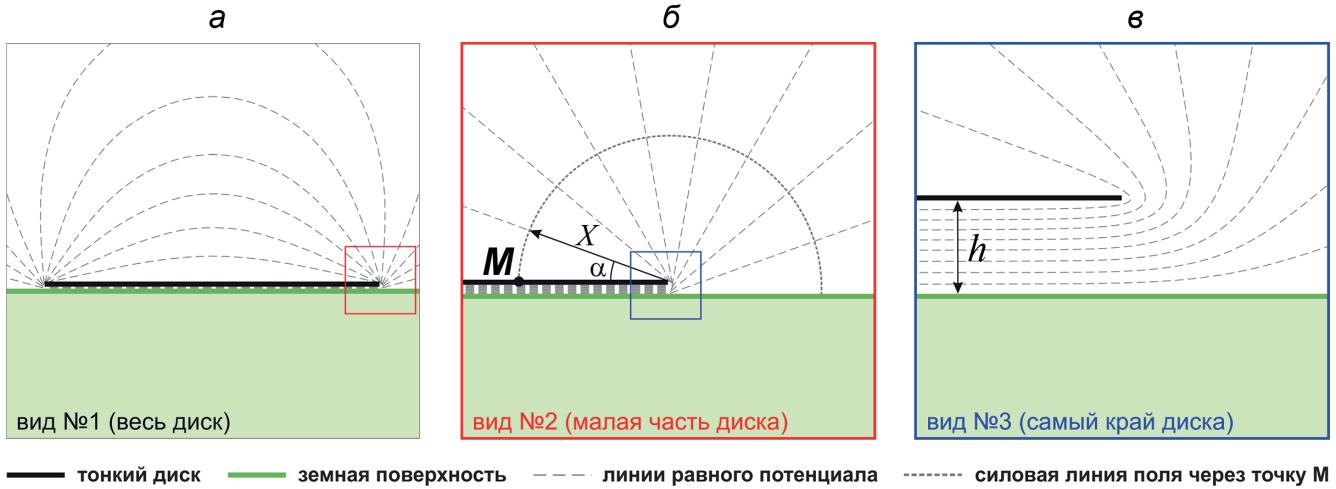


Рис. 8. Иллюстрация к выводу уточненной за влияние краевых эффектов формулы для емкости тонкого диска над проводящим полупространством. Пояснения см. в тексте

Приложение

Приведем вывод обычной (8а) и уточненной (8б) формул для емкости тонкого диска радиуса r , расположенного на малой высоте $h = kr$ над проводящим полупространством (землей). Для этого положим, что потенциал земли равен нулю, а потенциал дискового электрода равен Φ_D . По определению емкость диска равна $C_D = q / \Phi_D$, где q — полный индуцированный заряд на его поверхности.

Если пренебречь влиянием краевых эффектов, т. е. считать, что электрическое поле в воздухе однородно и существует только между диском и землей, то полный заряд диска q_0 распределен равномерно по его нижней поверхности, откуда $q_0 = \sigma_0 \pi r^2$, где σ_0 — поверхностная плотность заряда. Противоположный по знаку заряд земли $-q_0$ также распределен равномерно на участке дневной поверхности под диском и характеризуется плотностью σ_0 . Поскольку элементарный поверхностный заряд σ_0 приводит к появлению нормальной компоненты поля в воздухе $E_n = \sigma_0 / 2\epsilon_0$ [Kaufman, Anderson, 2010, §1.41], то полное поле над диском равно $\sigma_0 / 2\epsilon_0 - \sigma_0 / 2\epsilon_0 = 0$, а под диском — $E = \sigma_0 / 2\epsilon_0 + \sigma_0 / 2\epsilon_0 = \sigma_0 / \epsilon_0$. В силу однородности поля в любой точке между диском и землей $E = \Phi_D / h$, откуда $\sigma_0 = \Phi_D \epsilon_0 / h$, и для емкости C_D дискового электрода получаем формулу (8а):

$$C_D = \frac{q_0}{\Phi_D} = \frac{\sigma_0 \pi r^2}{\Phi_D} = \frac{\pi r^2 \epsilon_0}{h}. \quad (П1)$$

Реальный дисковый электрод конечных размеров характеризуется краевыми эффектами, которые проявляются в том, что поле в воздухе существует не только под, но и над диском (рис. 8, а). Рассмотрим точку M на верхней стороне диска, отстоящую от его края на расстояние x (рис. 8, б). Существование нормальной компоненты электрического поля $E_n(x)$ прямо над диском свидетельствует о том, что на нем есть добавочный заряд Δq с плотностью $\Delta\sigma(x) = E_n(x)2\epsilon_0$. Если не подходить близко к краю диска

(рис. 8, в), то его превышением над землей можно пренебречь, и задача по определению $E_n(x)$ сводится к определению поля у контакта двух плоских поверхностей с разными потенциалами. Как показано в [Landau, Lifshitz, 1960, §22], в такой модели силовые линии поля представляют собой дуги окружностей с центром в точке контакта, вдоль которых потенциал меняется по линейному закону. Проведя такую дугу через точку M (рис. 8, б), получаем, что

$$E_n(x) = -\frac{d\phi(\alpha, x)}{dn(\alpha, x)} = \frac{\frac{\Phi_D}{\pi} d\alpha}{x d\alpha} = \frac{\Phi_D}{\pi x}, \quad (П2)$$

откуда поверхностная плотность добавочного заряда в точке M равна

$$\Delta\sigma(x) = \frac{2\epsilon_0 \Phi_D}{\pi x}. \quad (П3)$$

Для оценки Δq проинтегрируем $\Delta\sigma$ по всей поверхности диска, за вычетом тонкой полоски шириной h вдоль его края, где E_n заведомо не описывается уравнением (П2):

$$\begin{aligned} \Delta q &= \int_0^{2\pi} \int_0^{r-h} \Delta\sigma(R-\tau) \tau d\tau d\theta = \\ &= 4\epsilon_0 \Phi_D \left(-r \ln \frac{h}{r} - r + h \right). \end{aligned} \quad (П4)$$

Перепишем уравнение (П4) с помощью замены $h = kr$:

$$\Delta q = 4\epsilon_0 \Phi_D r (-\ln k - 1 + k) = 4\epsilon_0 \Phi_D r (k - \ln ek). \quad (П5)$$

Наконец, разделив полный заряд диска $q = q_0 + \Delta q$ на его потенциал Φ_D , получаем уточненную за влияние краевых эффектов формулу емкости дискового электрода (8б):

$$C_D = \frac{q_0 + \Delta q}{\Phi_D} = \frac{\pi r^2 \epsilon_0}{h} \left[1 + \frac{4k}{\pi} (k - \ln ek) \right]. \quad (П6)$$

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бурсиан В.Р.* Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. 2-е изд., испр. и доп. Л.: Недра, 1972. 368 с.
- Вешев А.В.* Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. 2-е изд., перераб. и доп. Л.: Недра, 1980. 391 с.
- Нахабцев А.С., Сапожников Б.Г., Яблучанский А.И.* Электропрофилирование с незаземленными рабочими линиями. Л.: Недра, 1985. 96 с.
- Тимофеев В.М.* Применение электропрофилирования с линейными емкостными антеннами для целей инженерно-геокриологической съемки: Автореф. канд. дисс. М., 1979.
- Aleksanova E., Kulikov V., Shustov N., Yakovlev A.* Aleksandrovka geophysical field camp: a place for probing new EM technologies // Pap. presented at the 24th EM Induction Workshop, Helsingør, Denmark, 13–20 Aug., 2018.
- Chave A.D., Jones A.G.* The magnetotelluric method: Theory and practice. Cambridge University Press, 2012. 584 p.
- Cole K.S., Cole R.H.* Dispersion and absorption in dielectrics // J. Chem. Physics. 1941. Vol. 9. P. 341–351.
- Dashevsky Yu.A., Dashevsky O.Yu., Filkovsky M.I., Synakh V.S.* Capacitance sounding: a new geophysical method for asphalt pavement quality evaluation // J. Applied Geophysics. 2005. Vol. 57. P. 95–106.
- Falco S., Panariello G., Schettino F., Verolino L.* Capacitance of a finite cylinder // Electrical Engineering. 2003. Vol. 85. P. 177–182.
- Grard R., Tabbagh A.* A mobile four-electrode array and its application to the electrical survey of planetary grounds at shallow depths // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96, B3. P. 4117–4123.
- Gruzdev A.I., Bobachev A.A., Shevnin V.A.* Determining the field of application of the noncontact resistivity technique // Moscow University Geol. Bull. 2020. Vol. 75, N 6. P. 644–651.
- Hordt A., Weidelt P., Przyklenk A.* Contact impedance of grounded and capacitive electrodes // Geophys. J. Intern. 2013. Vol. 193. P. 187–196.
- Jackson J.D.* Charge density on thin straight wire, revisited // Amer. J. Physics. 2000. Vol. 68, N9. P. 789–799.
- Kaufman A.A., Anderson B.I.* Principles of electric methods in surface and borehole geophysics. Elsevier Science, 2010. 456 p.
- Kuras O., Beamish D., Meldrum P.I., Ogilvy R.D.* Fundamentals of the capacitive resistivity technique // Geophysics. 2006. Vol. 71, N 3. P. 135–152.
- Landau L.D., Lifshitz M.E.* Electrodynamics of continuous media. London: Pergamon Press, 1960. 417 p.
- Nordsiek S., Weller A.* A new approach to fitting induced-polarization spectra // Geophysics. 2008. Vol. 73, N 6. P. F235–F245.
- Ollendorf F.* Erdstrome. Grundlagen der Erdschluss (Earth Currents. Grounding Theory). Berlin: Springer, 1928. 264 p.
- Patella D.* On the role of the J-E constitutive relationship in applied geoelectromagnetism // Ann. Geophysics. 2003. Vol. 46, N 3. P. 589–597.
- Pelton W.H., Sill W.R., Smith B.D.* Interpretation of complex resistivity and dielectric data, Part I // Geophys. Transactions. 1983. Vol. 29, N 4. P. 297–330.
- Przyklenk A., Hordt A., Radic T.* Capacitively coupled resistivity measurements to determine frequency-dependent electrical parameters in periglacial environment — theoretical considerations and first field tests // Geophys. J. Intern. 2016. Vol. 206. P. 1352–1365.
- Sakurai T., Tamari K.* Simple formulas for two- and three-dimensional capacitances // IEEE Transactions on Electronic Devices. 1983. Vol. ED-30, N 2. P. 183–185.
- Shima H., Sakashita S., Kobayashi T.* Developments of noncontact data acquisition techniques in electrical and electromagnetic explorations // J. Appl. Geophysics. 1996. Vol. 35. P. 167–173.
- Shuey R.T., Johnson M.* On the phenomenology of electrical relaxation in rocks // Geophysics. 1973. Vol. 38, N 1. P. 37–48.
- Shlykov A., Sarayev A., Tezkan B.* Study of a permafrost area in the northern part of Siberia using controlled source radiomagnetotellurics // Pure and Appl. Geophys. 2020. Vol. 177. P. 5845–5859.
- Smythe W.R.* Static and dynamic electricity. 2nd edition. N.Y.: McGraw-Hill, 1950. 616 p.
- Wait J.R.* Geo-Electromagnetism. N.Y.: Acad. Press, 1982. 278 p.
- Zonge K.L., Hughes L.J.* Effect of electrode contact resistance on electric field measurements // Expanded Abstr. 1985 Technical Programme of 55th Ann. Intern. SEG Meeting, contrib. MIN 1.5. 1985. Tulsa, OK. P. 231–234.
- Zorin N.* Spectral induced polarization of low and moderately polarizable buried objects // Geophysics. 2015. Vol. 80, N 5. P. E267–E276.
- Zorin N.I., Yakovlev A.G.* A hybrid receiving line for measuring the electric field in a wide frequency band // Moscow University Geol. Bull. 2021. Vol. 76, N 6. P. 54–60.

Статья поступила в редакцию 25.01.2021,
одобрена после рецензирования 09.03.2022,
принята к публикации 31.08.2022

УДК 550.8.01.550.85

ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОРОД ДОМАНИКОВОЙ ФОРМАЦИИ КАК ОСНОВА ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Всеволод Станиславович Окуневич¹, **Ирина Олеговна Баюк²**

¹ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; ibayuk@yandex.ru

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

Аннотация. Работа посвящена теоретическому моделированию эффективных упругих свойств образцов пород доманиковых отложений. Для определения эффективных упругих свойств пород в зависимости от их состава и морфологических характеристик были использованы методы теории эффективных сред. Цель работы — определение параметров, характеризующих внутреннее строение исследуемых образцов горных пород, создание сейсмогеологической модели и расчет коэффициентов отражения для нее. Основное внимание в работе уделено влиянию содержания керогена и степени его зрелости (пористости) на измеряемые физические величины (скорость упругих волн, коэффициент отражения).

Ключевые слова: петрофизическое моделирование, доманиковые отложения, теория эффективных сред

Для цитирования: Окуневич В.С., Баюк И.О. Петрофизическое моделирование пород доманиковой формации как основа интерпретации сейсмических данных // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 149–156.

PETROPHYSICAL MODELING OF ROCKS DOMINIK FORMATION AS THE BASIS OF INTERPRETATION OF SEISMIC DATA

Vsevolod S. Okunovich¹, **Irina O. Bayuk²**

¹ Institute of Earth physics RAS, Moscow, Russia; ibayuk@yandex.ru

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

Abstract. The paper is devoted to theoretical modeling of effective elastic properties of rock samples of domanik deposits. To determine the effective elastic properties of rocks, depending on their composition and morphological characteristics, the methods of effective medium theory were used. The aim of the work was to determine the parameters characterizing the microstructure of the investigated rock samples; creation of a seismic-geological model and calculation of reflection coefficients for it. The main attention in the work is paid to the influence of the content of kerogen and the degree of its maturity (porosity) on the measured physical quantities (velocities of elastic waves, reflection coefficients).

Key words: petrophysical modeling, domanik deposits, effective medium theory

For citation: Okunovich V.S., Bayuk I.O. Petrophysical modeling of rocks dominik formation as the basis of interpretation of seismic data. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 4: 149–156.

Введение. Основой для проведения исследования стало теоретическое моделирование эффективных упругих свойств образцов пород доманиковых отложений. Породы в ходе исследования считались изотропными. Модель пород представляла собой жесткую минеральную матрицу, состоящую из кварца, кальцита и доломита с примесью полевого шпата или пирита, а также с включениями глинистых минералов и твердого органического вещества (керогена). Для определения эффективных упругих свойств пород в зависимости от их состава, упругих свойств и формы неоднородностей были использованы методы теории эффективной среды (ТЭС). Эффективная среда — микроскопически неоднородная, но макроскопически однородная. С позиций теории эффективных сред горная порода — природный композит, который является эффективной средой. Теория эффективных сред позволяет перейти от свойств среды, зависящих от координат (от физических свойств компонент), к свойствам, характеризующим среду в целом.

В работе ТЭС применяли с целью определения параметров, характеризующих внутреннее строение исследуемых образцов пород (геометрический тип включений и их аспектное отношение). В задачи исследования также входило создание сейсмогеологической модели, содержащей керогеносодержащий слой доманиковых отложений, и анализ значений коэффициента отражения от этого слоя в зависимости от содержания керогена и степени его зрелости в слое.

Материалы и методы исследований. Литологическое описание пород. Изучаемая коллекция образцов представлена породами доманикового горизонта. Доманиковые отложения всегда считались нефтегазоматеринскими породами, но до начала сланцевой «революции» не рассматривались в качестве возможных коллекторов нефти и газа, даже и с невысокими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЭС) [Цветков, 2015].

Несмотря на разные варианты определения доманиковых отложений, отметим, что везде упомина-

ется содержание трех основных компонентов, таких, как глины, карбонаты и кремнезем. Со временем был добавлен четвертый компонент — органическое вещество, которое выступает как полноценный минералообразующий компонент породы [Кирюхина, 2013].

Литологическое описание, а также данные о измеренных физических свойствах, которые использовались при дальнейшем моделировании, предоставлены ИФЗ РАН имени О.Ю. Шмидта.

Литологическое изучение пород проводилось в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова группой Д.В. Короста на оптическом лабораторном микроскопе LeicaDMEP и микрозондовом комплексе на базе растрового (сканирующего) электронного микроскопа (РЭМ) JeolJSM-6480LV с комбинированной системой рентгеноспектрального микроанализа. Растворные электронные изображения получены во вторичных электронах (морфология поверхности). Для определения минерального состава изучаемой коллекции образцов применяли метод рентгенофазового анализа, с помощью которого удалось получить процентное содержание минералов в породе (табл. 1). Геохимические характеристики вещества получены на пиролизаторе Rock-Eval-6, это новейшая модификация прибора Rock-Eval. Методика пиролиза на аппаратуре Rock-Eval разработана во Французском институте нефти [Espitalie, 1984; Тиско и Вельте, 1981; Лопатин и Емец, 1987].

Результаты исследований и их обсуждение. По результатам пиролиза установлено общее содержание органического углерода (total organic carbon или сокращенно TOC) (табл. 1). По результатам пиролиза также выявлено содержание жидкого углеводорода.

Таблица 1

Результаты рентгенофазового анализа исследованных образцов

Минеральные включения, %	Номер образца				
	D-1-1	D-4-1	D-9-1	D-154	D-167
Кварц	12,4	10,4	8,1	2,5	9,1
КПШ (Микроклин)	0,0	0,0	0,0	0,0	10,9
Кальцит	80,3	81,4	70,0	0,5	5,8
Доломит	5,7	2,6	1,7	95,7	72,2
Пирит	0,0	0,7	1,7	0,2	0,4
Иллит–смектит	1,6	5,0	15,0	1,0	1,6
Каолинит	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0
Смектит	0,0	0,0	1,5	0,0	0,0
TOC*, %	2,66/5,52	4,36/8,57	0,51/1,11	0,94/2,10	4,4/9,05

* Для TOC слева от черты — массовая концентрация, справа — объемная.

Экспериментальные данные о скорости распространения упругих волн и плотности, а также измеренная пористость исследуемых образцов представлены в табл. 2:

Таблица 2

Скорость распространения упругих волн и значения плотности исследуемых образцов

Образец	V_p , км/с	V_s , км/с	Плотность, г/см ³	K_p по азоту, %
D-1-1	5,5	3,0	2,81	0,11
D-4-1	5,1	2,9	2,25–2,45	0,09
D-9-1	5,5	3,1	2,60–2,71	0,10
D-154	5,6	3,4	2,79	0,83
D-167	4,3	2,6	2,62	1,01

Методика петроупругого моделирования с помощью метода Хашина–Штрикмана. На первом этапе при построении петроупругих моделей оценивали упругие свойства компонентов, которые слагают образцы исследуемых горных пород. На основании анализа шлифов было сделано предположение, что порода (помимо минералов) состоит из органических включений, представленных керогеном; также в образцах присутствовали поры. Такие значения эффективного модуля упругости поликристаллов минералов, таких, как кальцит, доломит, кварц, пирит, полевой шпат, взяты из работы [Chesnokov et al., 2010]. Значения эффективного модуля упругости глинистых минералов (иллит, смектит) взяты из работы [Bayuk et al., 2007]. По полученным лабораторным данным о содержании органического вещества в образцах невозможно сказать о природе керогена. В статье [Yan, Han, 2013] приводится зависимость значений модуля упругости для керогена с разным содержанием пористости. Эти данные послужили в дальнейшем для оценки содержания пустот в керогене исследованных пород и характера их заполнения.

Второй этап был посвящен определению границ Хашина–Штрикмана. Важно оценить пределы, в которых должны варьировать значения эффективного упругого модуля перед моделированием. Этот метод позволяет верифицировать начальную минерально-компонентную модель образца. Кроме того, построение границ помогло корректнее выбрать значения модуля упругости для глинистых минералов и керогена.

При построении границ Хашина–Штрикмана роль параметра играла объемная доля керогена в образце. Выбор значений модуля упругости керогена был осуществлен в несколько этапов. Сначала выбрали значения модуля объемного сжатия (K) и сдвига (μ), равные 5,05 и 2,4 ГПа соответственно. Эти значения характерны для керогеновой матрицы [Yan, Han, 2013]. При такой конфигурации керогена в породе нижняя граница Хашина–Штрикмана, как для K , так и для μ , была значимо выше экспериментальных данных, и, таким образом, экспериментальные

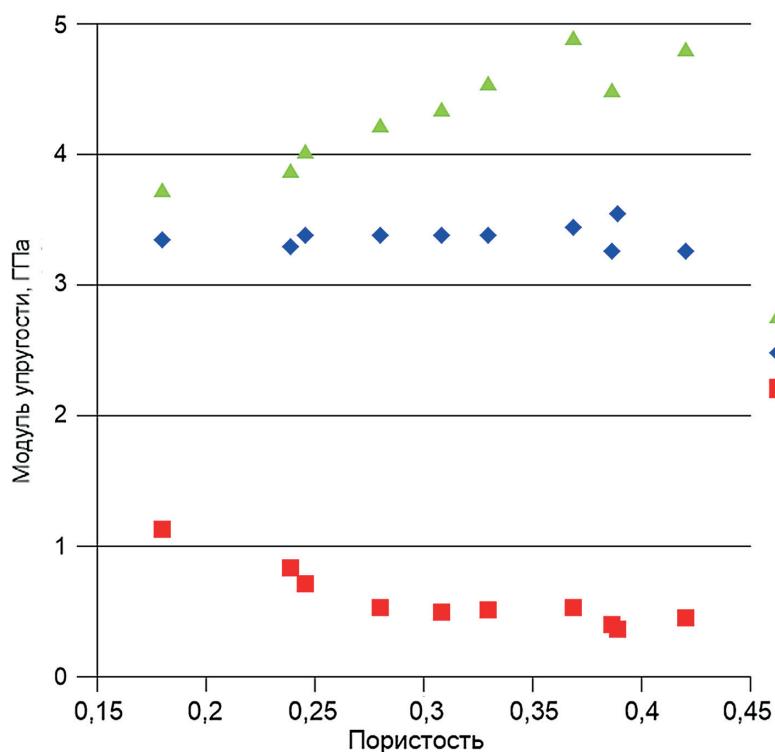


Рис. 1. Зависимость модуля всестороннего объемного сжатия от пористости для образца керогена, модифицировано из [Yan, Han, 2013], K_{sat} , K_{dry} и K_m — модули сжатия нефтенасыщенных образцов, сухих образцов и керогеновой матрицы (без пор), соответственно

В результате построения границ Хашина–Штрикмана для всех вариантов пористого керогена был выбран второй вариант — с пористостью в интервале 0,25–0,35 и модулями упругости K и μ , равными 0,50 и 0,29 ГПа соответственно. При этих значениях экспериментальные данные попадали в границы Хашина–Штрикмана.

Для глинистых минералов выбраны значения, удовлетворяющие условию попадания экспериментальных данных в границы Хашина–Штрикмана. Эти значения следующие: значения модуля сжатия смеси иллита–смектита, каолинита и чистого смектита 37,0; 44,3 и 7,0 ГПа соответственно; значения модуля сдвига этих минералов составляют 18,2; 22,1 и 3,9 ГПа, а плотности — 2,55; 2,44 и 2,26 г/см³ соответственно.

На графиках рис. 3 в качестве примера для образца D-167 представлены границы, в которых должны находиться теоретические значения скорости упругих волн, полученные при дальнейшем моделировании более точными методами с учетом геометрии включений.

В результате моделирования методом Хашина–Штрикмана сформирована начальная модель исследуемых пород, были уточнены упругие свойства включений, слагающих образцы горных пород, определены пористость керогена и ее заполнителя косвенным путем. Состав заполнителя пор минеральной матрицы как отдельных включений выявить на данном этапе не удалось, но сделано предположение, что этот заполнитель представлен жидким углеводородом (нефтью). Кроме того, на основе анализа шлифов и графиков для образца D-167 выдвинуто предположение, что для этого образца характерна не минеральная матрица из кальцита или доломита, как для остальных образцов, а керогеновая матрица. Таким образом, все образцы можно условно разделить на две группы: группа с минеральной матрицей (D-1-1, D-4-1, D-9-1, D-154) и группа с матрицей из органического вещества (D-167). Этот этап можно назвать подготовительным, так как мы не учитывали геометрический тип каждого включения. На этом этапе была выполнена оценка, в каких пределах должно лежать итоговое решение прямой задачи по определению модуля упругости и

значения не попадали в интервал между границами, для этого должны быть существенно ниже значения K и μ . На основании графика из статьи [Yan, Han, 2013] (рис. 1) было выдвинуто предположение, что кероген в исследуемых образцах пористый и без насыщения, что соответствует значениям K_{dry} на рис. 1.

В результате анализа данных, приведенных на рис. 1, были выделены три набора значений модуля упругости в зависимости от интервалов пористости: в интервале пористости от 0,15 до 0,25 значение K керогена с сухими порами близко к 1,0 ГПа; в интервале пористости от 0,25 до 0,35 это значение близко к 0,5 ГПа; в интервале пористости от 0,35 до 0,45 значение K близко к 0,3 ГПа.

По зависимости отношения модуля объемного сжатия к модулю сдвига от пористости (рис. 2) для всех интервалов были рассчитаны значения модуля сдвига, которые составили 0,50, 0,29 и 0,20 ГПа соответственно.

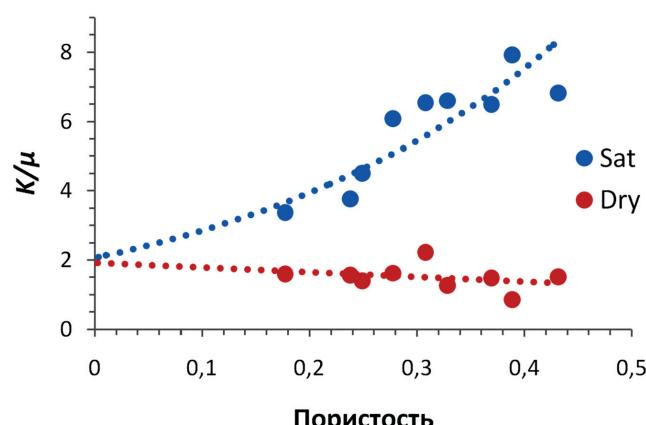


Рис. 2. Зависимость отношения K/μ от пористости для образца керогена, по [Yan, Han, 2013]

Рис. 3. Границы Хашина–Штрикмана для скорости распространения продольной и поперечной упругих волн в образце D-167

скорости упругих волн исходя из состава и свойств компонентов исследуемых пород.

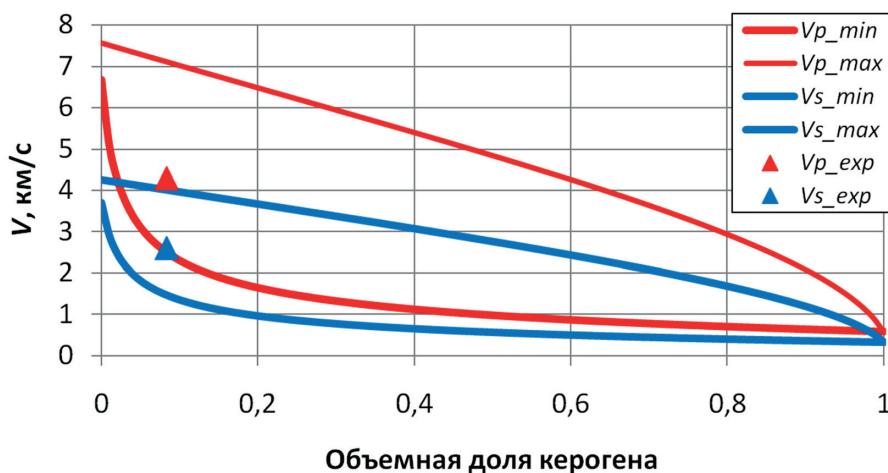
Петроупругое моделирование методами Кастера–Токсоза и самосогласования.

На следующем этапе — после оценки граничных значений модулей методом Хашина–Штрикмана — выполнено петроупругое моделирование методами Кастера–Токсоза и самосогласования. Эти методы учитывают геометрию включений. При этом форма каждого включения моделируется эллипсоидом вращения. Эти методы можно охарактеризовать, как методы решения прямой задачи по известному составу образцов, упругим свойствам компонентов и параметрам микроструктуры породы, в частности, аспектному отношению включений. Аспектное отношение представляет собой отношение полуоси эллипса, перпендикулярной плоскости вращения, к полуоси, находящейся в плоскости вращения. В рамках исследования мы также решали обратную задачу — по имеющимся данным об упругих свойствах пород и плотности (V_p , V_s , ρ) оценивали параметры внутреннего строения модели. В данном случае неизвестные параметры модели — геометрический тип включений и его аспектное отношение.

Для каждого образца получены наборы решений прямых задач двумя методами (Кастера–Токсоза и самосогласования). Для каждого решения получена невязка между экспериментальными и рассчитанными значениями скорости распространения упругих волн (продольных и поперечных). Была рассчитана общая невязка с учетом влияния невязок по значениям скорости продольной и поперечной волн по формуле

$$\sigma_{gen} = \sqrt{b_{V_p} \sigma_{V_p}^2 + b_{V_s} \sigma_{V_s}^2} \quad (1)$$

где σ_{V_p} — невязка между измеренной и рассчитанной скоростью распространения продольной упругой волны в образце, σ_{V_s} — невязка между измеренной и рассчитанной скоростью распространения поперечной упругой волны, b_{V_p} и b_{V_s} — весовые коэффициенты, их сумма равна 1, они отражают вклад невязки каждой скорости в общую невязку. Значения этих коэффициентов были выбраны равными 0,7 и 0,3 соответственно. Допустимое значение общей невязки выбрано равным 3%. По этому параметру из общей выборки решений выбирали те решения, общая невязка для которых не превышала 0,3%. Это значение невязки выбрано как средняя оценка



степени неоднородности образцов при измерении экспериментальных значений скорости распространения упругих волн методом многоуровневого ультразвукового прозвучивания [Баюк и др., 2015].

При получении решений прямой задачи для каждого образца рассмотрено несколько геометрических типов, характеризующих форму минеральных и глинистых включений: сферические, иглообразные, дисковидные, монетообразные, причем под дисками понимали очень тонкие монетообразные включения. Для всех образцов моделирование проводилось с учетом того, что такие минералы, как кальцит, кварц и доломит, представляют собой отдельные поликристаллические мономинеральные компоненты или же это единое полиминеральное поликристаллическое включение.

Для отобранных решений проводили анализ чувствительности моделируемых значений скорости упругих волн (или модулей упругости) к аспектному отношению включений и их геометрическому типу. Полученную выборку решений фильтровали по следующим критериям: минимум невязки (уравнение (1)), физичность решения, непротиворечивость полученных параметров условиям формирования породы.

Оценка чувствительности модели. В результате анализа чувствительности полученных значений модуля упругости к аспектному отношению монетообразных включений, проведенного методом самосогласования (именно в этом методе решение зависит от формы минеральных включений), показано, что для всех образцов модель не проявила чувствительности к аспектному отношению таких минеральных включений, как кальцит, кварц, доломит, пирит, полевой шпат. Поэтому в дальнейшем было принято, что они имели сферическую форму.

Поровая составляющая вследствие ее малого количества во всех образцах тоже не проявила чувствительности модели к изменению аспектного отношения пор, это позволило принять, что поры имеют сферическую форму.

Проанализирована чувствительность модели к аспектному отношению глинистых частиц и керогена

на примере нескольких образцов. Для всех образцов характерно низкое содержание глинистых минералов, вследствие чего модели слабо реагировали на изменение аспектного отношения глинистых частиц. Однако в образце D-9-1 содержание глинистых минералов велико — около 15% от общего объема породы. Но и в этом случае при изменении аспектного отношения глинистых частиц от 10^{-5} до 1 значения скорости волн V_p и V_s увеличиваются лишь на 3%.

При анализе чувствительности модели к аспектному отношению керогена проявилось иное поведение значение скорости, причем для каждого образца характер изменения упругих параметров в зависимости от аспектного отношения частиц керогена одинаков. В интервале значений аспектного отношения от 10^{-5} до $5 \cdot 10^{-3}$ модели всех образцов практически не реагируют на его изменения. Однако для аспектных отношений, превышающих $5 \cdot 10^{-3}$, значения скорости продольной и поперечной волн начинают расти и могут увеличиваться почти в 2 раза.

В процессе моделирования получено подтверждение предположения, что поры матрицы заполнены нефтью. Так, при изменении упругих параметров (K и μ) выявлено, что наименьшая ошибка наблюдалась в том случае, когда в качестве модулей упругости флюида выбирались значения для нефти. В этом случае рассматривали три варианта заполнителя: нефть, газ (воздух), смесь жидкой и газообразной фазы. Все варианты, кроме нефти, не дали удовлетворительного значения ошибки.

Фильтрация набора решений по геометрическому типу включений проводилась вручную. При этом было принято, что включения глины и керогена могут иметь только форму монетообразных включений. Для пористости предполагались все виды форм по классификации в работе [Mavko et al, 2009] — сферические, иглообразные, дискообразные, монетообразные. По отфильтрованным решениям строили гистограммы распределения аспектных отношений включений и выбирали наиболее вероятные как с точки зрения значения невязки, так и с точки зрения геологии.

После анализа полученных результатов сделан вывод, что метод Кастера–Токсоза менее устойчив и дает нефизичные решения, в итоге рассматривались решения, полученные только методом самосогласования.

По результатам проведенного петроупругого моделирования можно также заключить, что все минеральные включения имеют сферическую форму и соответственно аспектное отношение, равное 1. Поровая составляющая также имеет сферическую форму. Глинистые частицы и кероген представлены монетообразными включениями с аспектным отношением 10^{-4} – 10^{-3} и 0,04 соответственно. Наиболее физичные результаты с точки зрения формы включений и с наименьшей общей невязкой соответствуют решениям с объединенной минеральной частью (в породе преобладают частицы поликристаллов раз-

личных минералов, а не поликристаллов отдельных минералов).

Сейсмогеологическая модель. Для расчета значений коэффициента отражения и последующего построения синтетических сейсмических трасс необходимо создать некоторую модельную среду—сейсмогеологическую модель. В геологических данных, использованных для петроупругого моделирования, нет привязки к местности и к определенной региональной геологической структуре, откуда были взяты исследуемые образцы. Вследствие этого был рассмотрен разрез доманиковых отложений Волго-Уральского бассейна [Ступакова, Калмыков, 2017]. Согласно разрезу доманиковые отложения залегают между карбонатной постройкой с пористостью 2–3% сверху и кремнисто-карбонатной толщой с прослойями плотных карбонатов с пористостью тоже 2–3%. Эта модель использована для дальнейших исследований. Были смоделированы упругие параметры пород этой модели, моделирование проводилось методом самосогласования, так как он показал наибольшую эффективность на этапе петроупругого моделирования. Итоговая сейсмогеологическая модель состоит из трех слоев. Первый слой — карбонатная постройка со следующими упругими параметрами: $V_p = 6,06$ км/с, $V_s = 3,03$ км/с; $\rho = 2,54$ г/см³. Второй слой — продуктивный пласт, его упругие свойства варьируют в зависимости от концентрации керогена и степени его зрелости. Третий слой представлен кремнисто-карбонатной толщиной с упругими параметрами $V_p = 6,11$ км/с, $V_s = 3,04$ км/с; $\rho = 2,54$ г/см³.

Расчет значений коэффициента отражения упругих волн. Для этого использованы уравнения Цеппритца.

Уравнения Цеппритца имеют свои ограничения: среда должна быть представлена двумя идеально упругими однородными изотропными полупространствами, разделенными плоской границей; волна плоская гармоническая [Шалаева, 2004].

На первом этапе были смоделированы значения скорости упругих волн при разном содержании керогена и различной степени его зрелости. Расчет упругих параметров проводили методом самосогласования. Исследования проводили на основе данных об образце D-167, поскольку в нем наибольшее содержание керогена. Параметры включений, такие, как геометрическая форма включений и аспектное отношение, также были известны по результатам петроупругого моделирования.

При изменении доли керогена в породе выбрана связь между керогеном и карбонатным материалом (увеличение содержания керогена проводилось за счет уменьшения содержания карбонатных минералов). Содержание керогена в породе изменялось в интервале от 0 до 30%. Получено, что при увеличении содержания керогена значения скорости падают, причем это падение наиболее выражено на начальном участке зависимости V_p — содержание керогена. График производной скорости V_p по содержанию

керогена dV_p/dx , где x — содержание керогена в долях единицы (д.е.), можно представить зависимостью $y = 2844x^3 - 1764x^2 + 385,9x - 39,06$.

На основании полученных зависимостей были выбраны модели с рассчитанными упругими параметрами, которые использованы для определения значений коэффициента отражения (табл. 3).

Таблица 3

Упругие параметры керогеносодержащих слоев

V_p , км/с	V_s , км/с	ρ , г/см ³	Кероген, %
6,43	3,55	2,780	0,1
6,09	3,44	2,765	1
5,47	3,20	2,732	3
4,00	2,47	2,616	10
3,31	2,06	2,533	15
2,79	1,75	2,450	20
2,10	1,31	2,284	30

Для варианта моделирования значений коэффициента отражения, в котором варьировали не концентрацию керогена в породе, а степень его зрелости, выполнены следующие этапы исследования.

На первом этапе были смоделированы упругие свойства керогена с разной степенью пористости, причем поры были полностью насыщены нефтью. Расчет упругих параметров производился методом самосогласования, форма пор считалась сферической. На этом этапе получены различные типы пористого керогена, отличающиеся степенью его зрелости (степень зрелости характеризуется величиной пористости). Как и следовало ожидать, скорость V_p падает с ростом пористости керогена, при этом падение наиболее интенсивно при пористости керогена, превышающей 0,4 от содержания керогена (д.е.). При меньших значениях пористости керогена значения V_p уменьшаются практически линейно с ростом пористости керогена.

По результатам моделирования свойств керогена составлена таблица значений упругих свойства пористого керогена (табл. 4).

Полученные упругие параметры керогена использованы для расчета значений скорости распространения упругих волн продуктивного пласта для дальнейшего расчета значений коэффициента отражения и при варьировании концентрации керогена в породе.

Результаты расчетов значений коэффициента отражения по данным петроупругого моделирования. Зависимости значений коэффициента отражения от угла падения P -волны построены для продольных волн ($P-P$) и для обменных волн ($P-S$). Для всех представленных ниже графиков модулей коэффициента

Таблица 4

Упругие свойства пористого керогена, насыщенного нефтью

K , ГПа	μ , ГПа	Кероген, %	Поры, %	V_p , км/с	V_s , км/с	ρ , г/см ³
5,04	2,35	99,9	0,1	1,77	0,95	1,200
4,63	1,90	90	10	1,65	0,85	1,163
3,87	1,04	70	30	1,42	0,63	1,089
3,23	0,38	50	50	1,19	0,38	1,015
2,97	0,18	40	60	1,11	0,26	0,978
2,55	0,02	20	80	1,00	0,08	0,904
2,30	0	0	100	0,94	0	0,830

отражения характерно наличие мнимой части, за исключением нескольких случаев, описанных ниже. Зависимости модуля коэффициента отражения от угла падения волны сочетают в себе особенности поведения как вещественной, так и мнимой части коэффициента отражения.

Анализ поведения коэффициентов отражения $P-P$ для кровли продуктивного пласта при изменении содержания керогена. Модуль коэффициента отражения от кровли продуктивного пласта довольно сложно зависит от изменения угла падения P -волны (рис. 4). При малых значениях содержания керогена (0,1 и 1%) на графиках можно четко выделить два минимума, где значения коэффициента отражения равны нулю, и излом графика на дальних углах. При содержании керогена 3% коэффициент отражения монотонно возрастает и достигает значения 1 при дальних углах. При последующем увеличении содержания керогена формируется локальный максимум модуля коэффициента отражения при углах до 40°, далее наблюдается минимум при углах 40–60°. Затем все кривые монотонно возрастают до значения 1 на дальних углах.

Анализ поведения значений коэффициента отражения $P-P$ для подошвы продуктивного пласта при изменении содержания керогена. Зависимости модуля коэффициента отражения продольных упру-

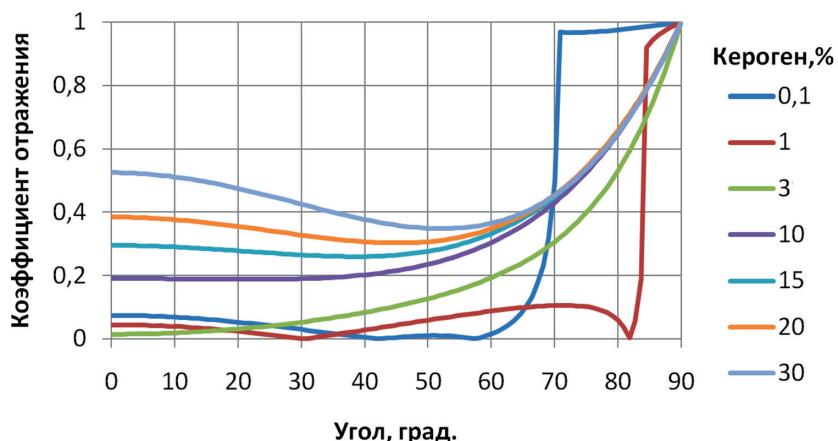


Рис. 4. Зависимость значений коэффициента отражения $P-P$ (модуль) волн от угла падения P -волны при разном содержании керогена для кровли продуктивного пласта

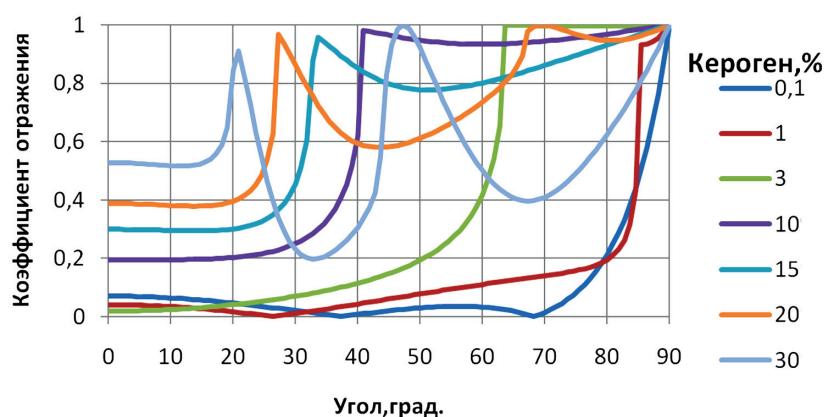


Рис. 5. Зависимость значений коэффициента отражения $P-P$ (модуль) волн от угла падения P -волны при разном содержании керогена для подошвы продуктивного пласта

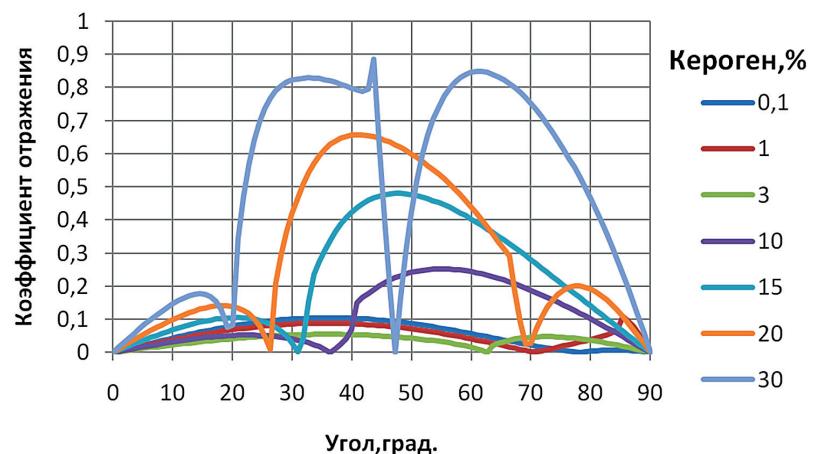


Рис. 6. Зависимость значений коэффициента отражения $P-S$ (модуль) волн от угла падения P -волны при разном содержании керогена для подошвы продуктивного пласта

гих волн от угла падения волны при отражении от подошвы продуктивного пласта показаны на рис. 5. По мере роста содержания керогена можно выделить критический угол, причем при малой концентрации керогена область критического угла сильно рас-

тянута. При увеличении содержания керогена область критического угладвигается влево и сужается. Для больших значений концентрации керогена характерно появление повторных максимумов.

Анализ поведения значений коэффициента отражения обменных волн $P-S$ для подошвы продуктивного пласта при изменении содержания керогена. Первый максимум на графике модуля коэффициента отражения обменной волны для подошвы (рис. 6) по мере увеличения содержания керогена сужается и смещается в область малых углов. Для больших значений концентрации керогена в породе характерно появление вторичных и третичных максимумов.

Анализ поведения значений коэффициента отражения для кровли и подошвы продуктивного пласта при изменении пористости керогена. При моделировании предполагается, что поры керогена полностью насыщены нефтью. Можно сказать, что меняется степень зрелости керогена от чистого керогена до полностью созревшего, когда кероген полностью замещается порами с флюидом. Значение содержания керогена фиксировалось и было выбрано равным 8,23%, как в образце D-167. При моделировании значений эффективного модуля упругости породы выбраны значения упругого модуля пористого керогена, которые приведены в табл. 4.

Поведение значений модуля коэффициента отражения $P-P$ и $P-S$ совпадает с поведением их вещественной части, поскольку мнимая часть этих коэффициентов равна нулю (рис. 7).

Модуль коэффициента отражения продольных волн от подошвы продуктивного пласта монотонно возрастает до точки излома, после которой выходит на постоянное значение, равное 1 (рис. 8). Точка излома смещается влево по оси абсцисс и вниз по оси значений коэффициента отражения по мере увеличения степени зрелости керогена.

Заключение. Проведено определение параметров, характеризующих геометрический тип включений в исследуемых образцах доманиковых пород с помощью методов теории эффективных сред. Косвенным путем, через построение границ Хашана-Штрукмана, обосновано наличие

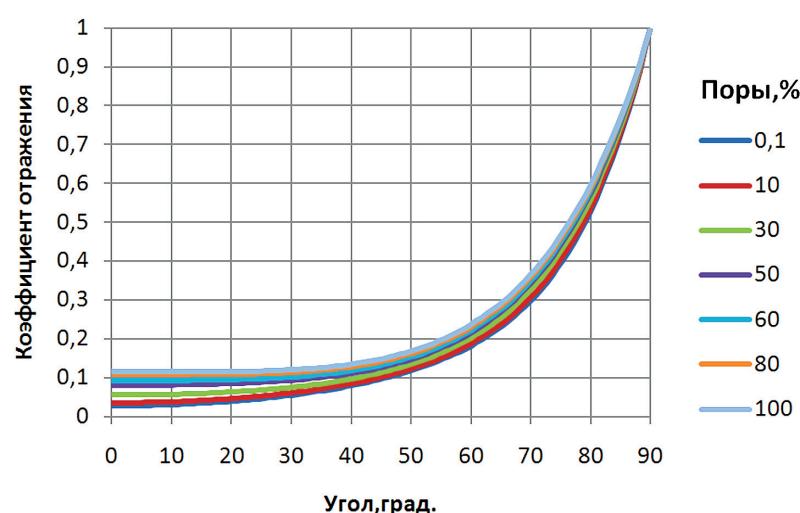


Рис. 7. Зависимость значений коэффициента отражения $P-P$ (модуль) волн от угла падения P -волны при разной пористости керогена для кровли продуктивного пласта

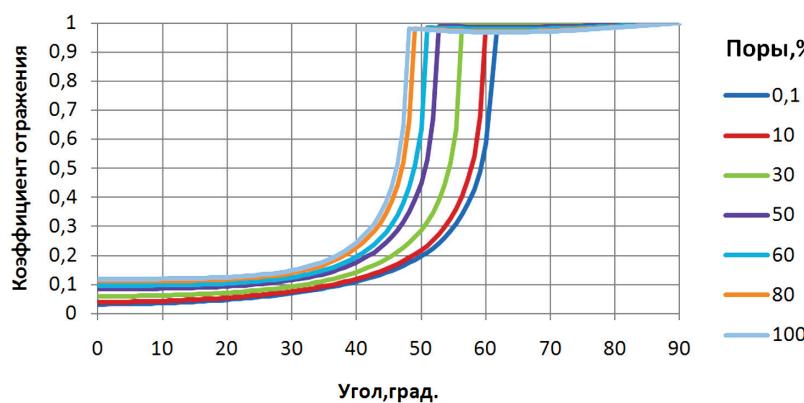


Рис. 8. Зависимость значений коэффициента отражения P - P волн (модуль) от угла падения P -волн при разной пористости керогена для подошвы продуктивного пласта

пористости в твердом органическом веществе (керогене). Моделирование проводилось независимо с помощью двух методов теории эффективных сред — метода Кастера–Токсоза и метода самосогласования. Показана неприменимость метода Кастера–Токсоза для моделирования эффективных упругих свойств изученных пород.

По результатам петроупругого моделирования построена сейсмогеологическая модель, для которой рассчитаны значения коэффициента отражения по формулам Цеппритца как для продольных (P - P), так и для обменных (P - S) упругих волн. Изучена зависимость значений коэффициента отражения от содержания керогена в породе и степени его зрелости.

Увеличение содержания керогена повышает контрастность слоя, как следствие можно отметить, что при увеличении содержания керогена коэффициент отражения меняет знак. Важный результат исследований — при повышении содержания керо-

гена подошва продуктивного пласта имеет участки «тени» для P - и S -волн.

При увеличении степени зрелости керогена контрастность подошвы увеличивается. Наибольшие амплитуды достигаются на дальних углах. Подчеркнем, что при высокой степени зрелости керогена в области дальних углов происходит смена знака коэффициента отражения и его ослабление. Все эти особенности могут быть использованы при сейсмической интерпретации данных о разрезах, где присутствуют доманиковые отложения.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность группе сотрудников Д.В. Короста (Московский университет имени М.В. Ломоносова), особенно Д.Р. Гафуровой за проведение литологического анализа и установление микроструктуры образцов, сотрудникам группы М.А. Красновой (ИФЗ РАН) за проведение измерений значений скорости упругих волн, а также И.А. Березиной (ИФЗ РАН) за обсуждение результатов и ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баюк И.О., Белобородов Д.Е., Березина И.А. и др. Сейсмоакустические исследования керна при пластовых условиях // Технологии сейсморазведки. 2015. № 2. С. 36–45. DOI: <http://doi.org/10.18303/1813-4254-2015-2-36-45>.

Кирюхина Т.А., Фадеева Н.П., Полудеткина Е.Н., Суткин Р.С. Доманиковые отложения Тимано-Печорского и Волго-Уральского бассейнов // Геология нефти и газа. 2013. № 3. С. 76–87.

Лопатин Н.П., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геологии. М.: Наука, 1987. 143 с.

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. Спецвып. Ч. 1. С. 112–124. DOI: <http://doi.org/10.18599/grs.19.12>.

Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 501 с.

Цветков Л.Д., Киселева Н.Л., Цветков Д.Л. Нефтегазоматеринские сланцевые толщи мира. Ярославль: Аверс Плюс, 2015. 492 с.

Шалаева Н.В. AVO-анализ: физические основы, возможности и ограничения (краткий курс). Геленджик, 2004.

Bayuk I.O., Ammerman M., Chesnokov E.M. Elastic moduli of anisotropic clay // Geophysics. 2017. Vol. 72, N 5. P. D107–D117.

Chesnokov E.M., Bayuk I.O., Ammerman M. Determination of shale stiffness tensor from standard logs // Geophys. Prospecting. 2010. Vol. 58. P. 1063–1082.

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

Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J. The rock physics handbook. Cambridge University Press, 2009.

Yan Fuyong, Han De-Hua. Measurement of elastic properties of kerogen // SEG Houston 2013. Ann. Meet. DOI: <http://dx.doi.org/10.1190/segam2013-1319.1>.

Статья поступила в редакцию 06.12.2021, одобрена после рецензирования 09.03.2022, принята к публикации 31.08.2022

УДК 550.4

ИЗМЕНЕНИЕ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ МЕТАЛЛОВ ПРИ ФОТОХИМИЧЕСКОМ ОКИСЛЕНИИ ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫХ СОЕДИНЕНИЙ В БОЛОТНЫХ И РЕЧНЫХ ВОДАХ

**Алиса Романовна Алешина¹✉, Ольга Юрьевна Дроздова²,
Сергей Анатольевич Лапицкий³**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lis.aleshina@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; drozdova@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lapitsky@geol.msu.ru

Аннотация. Взаимодействие органического вещества с ионами металлов играет ключевую роль в их миграции в водных экосистемах, в формировании качества природных вод, их токсичности и биодоступности. При облучении солнечным светом вод болота и реки происходит трансформация растворенного органического вещества, а именно его разрушение до низкомолекулярных соединений вплоть до минерализации, и одновременная коагуляция соединений $>0,22$ мкм. В результате изменения степени окисления Fe и его связей с органическим веществом происходит формирование гидроксидов Fe(III). Возникающие гидроксиды могут образовывать крупные, стабилизированные органическими лигандами органоминеральные соединения $>0,22$ мкм, с которыми могут соосаждаться Mn, Co, Cd.

Ключевые слова: растворенное органическое вещество, металлы, природные воды, фотохимическое окисление, инсолиция

Для цитирования: Алешина А.Р., Дроздова О.Ю., Лапицкий С.А. Изменение форм нахождения металлов при фотохимическом окислении органоминеральных соединений в болотных и речных водах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 157–163.

CHANGE IN THE FORMS OF METALS DURING PHOTOCHEMICAL OXIDATION OF ORGANO-MINERAL COMPOUNDS IN SWAMP AND RIVER WATERS

Alisa R. Aleshina¹, Olga Yu. Drozdova², Sergey A. Lapitskiy³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lis.aleshina@yandex.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; drozdova_olga@yahoo.fr

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lapitskiy.sa@yandex.ru

Abstract. The interaction of organic matter with metal ions plays a key role in the migration of metals in aquatic ecosystems, the formation of natural water quality, toxicity and bioavailability of metals. Sunlight irradiation of swamp and river waters transforms dissolved organic matter, degrading it to low molecular weight compounds up to mineralization and simultaneously coagulating compounds >0.22 μm . As a result of the reduction and subsequent oxidation of Fe, as well as changes in its bond with organic matter, the formation of hydroxides of Fe(III) occurs. These hydroxides can form large, stabilized by organic ligands organo-mineral compounds >0.22 μm , with which Mn, Co, Cd can co-precipitate.

Key words: dissolved organic matter, metals, natural waters, photochemical oxidation, irradiation

For citation: Aleshina A.R., Drozdova O.Yu., Lapitskiy S.A. Change in the forms of metals during photochemical oxidation of organo-mineral compounds in swamp and river waters. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 4: 157–163. (In Russ.).

Введение. Процесс миграции металлов в природных водах играет решающую роль в процессах переноса и отложения элементов в зоне гипергенеза. Многие металлы способны активно мигрировать в виде комплексных органоминеральных соединений, которые более стабильны, чем соответствующие неорганические комплексы [Reuter, Perdue, 1977; Варшал и др., 1979; Орлов, 1993]. Исследование взаимодействий органического вещества с ионами металлов актуально для прогнозирования процессов перераспределения органических соединений и тяжелых металлов в окружающей среде, формирования качества природных вод, токсичности и био-

доступности металлов [Колубаева, 2013; Давыдова и др., 2014; Дину, 2015].

Под воздействием различных факторов, в том числе под действием солнечного света, растворенное органическое вещество (РОВ) в природных водах трансформируется [Vähäalto, Wetzel, 2004; Feng et al., 2011; Oleinikova et al., 2017]. Происходящая в результате фотохимических процессов трансформация РОВ в водной среде может также влиять на биодоступность металлов и как следствие на состояние нативного микробного комплекса (увеличение токсического эффекта от тяжелых металлов вод вследствие деструкции их комплексов с РОВ).

К настоящему моменту проведено много исследований по изучению форм нахождения и процессов трансформации РОВ и элементов, связанных с ним [Давыдова и др., 2014; Cory et al., 2014; Porcal et al., 2014; Ilina et al., 2014, 2016; Ward, Cory, 2016; Drozdova et al., 2020], однако данных о механизмах фотохимических превращений и возможных изменениях форм металлов в научной литературе пока мало.

Целью исследования была оценка влияния инсоляции на трансформацию органоминеральных соединений и как следствие форм металлов в болотных и речных водах.

Материалы и методы исследований. Район исследования находится на территории Мещерской низменности ($N 55^{\circ}49' E 39^{\circ}22'$). Особенности физико-географических условий территории (уплощенная, сильно заболоченная поверхность) обуславливают высокое содержание железа и гуминовых веществ в поверхностных водах [Асеев, Веденская, 1962; Гидрогеология..., 1966].

Объектами исследования были воды болота, питающего р. Сеньга, и воды р. Сеньга (площадь водосбора реки 163 км^2 , средний расход $0,6 \text{ м}^3/\text{с}$, Владимирская область, бореальная зона). Точка отбора пробы из р. Сеньга находится приблизительно на 14 км ниже по течению от точки отбора пробы из болота, хотя реальное расстояние может быть в несколько раз больше из-за меандрирующего русла р. Сеньга.

Отбор образцов воды проводили в соответствии с ГОСТ 31861-2012. Сразу после отбора пробы были отфильтрованы через фильтр с размером пор $0,22 \text{ мкм}$ (ФиТреМ «ИННИТ»). Эта процедура удаляет более 99,5% бактерий [Kitidis, 2002], что позволяет не учитывать возможные процессы, связанные с биотой. В лаборатории перед экспериментом пробы еще раз пропускали через фильтр с размером пор $0,22 \text{ мкм}$ для соблюдения стерильности в эксперименте. Все эксперименты проводили с трехкратной повторностью.

Пробы исследуемых вод помещали в кварцевые герметично закрытые стаканы и подвергали воздействию инсоляции. Внутри стаканов находилась открытая емкость со щелочью для поглощения выделяемого в ходе эксперимента CO_2 . Контрольные пробы хранились в кварцевых стаканах без доступа света. Эксперименты проводили в июле на протяжении 10 сут. Значения освещенности в дневное время составляли от 10 600 до 100 000 лк; температура воздуха при проведении эксперимента изменялась в среднем от 15°C в ночное время до 28°C в дневное время.

Через определенные промежутки времени отбирали пробы, которые пропускали через фильтры Millipore с размером пор $0,22 \text{ мкм}$ и 1 кДа (с использованием фильтрационных установок Amicon). Фильтраты отбирали в пластиковые флаконы для определения в них концентрации металлов (при отборе подкисляли HNO_3 конц.) и в стеклянные емкости для определения органического углерода ($C_{\text{опт}}$

и гуминовых веществ (ГВ). Хранились образцы до анализа при $2-4^{\circ}\text{C}$.

В природных водах *in situ* измеряли электропроводность (кондуктометр Hanna HI 9033) и pH (pH-метр Hanna HI 9025). Содержание гидрокарбонатов определяли методом титрования [ГОСТ 31957-2012]. В лаборатории в водных образцах определяли содержание неорганических анионов (на ионном хроматографе Dionex ICS-2000, Thermo), основных катионов (на атомно-абсорбционном спектрофотометре ContrAA 300, Analytik Jena Company), растворенного органического углерода (РОУ) и общего азота (на анализаторе LiquiTOS trace. Elementar), металлов (на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500). Содержание ГВ в пробах определяли по реакции их связывания с красителем толуидиновый синий [Sheng et al., 2007]. Спектры поглощения растворов снимали на спектрофотометре 511 UV/Vis Portlab.

С учетом всех полученных гидрохимических характеристик (pH, концентрация основных катионов и анионов и РОУ) и содержания металлов выполнены расчеты форм металлов в исследованных водных объектах с использованием программы Visual MINTEQ ver. 3.1 [Gustafsson, 2013] в сочетании с базой данных и моделями привязки гуминовых веществ NICA-Donnan.

Обработку полученных данных проводили с использованием пакета Microsoft Excel.

Результаты исследований и их обсуждение. **Общие гидрохимические характеристики исследуемых вод.** Исследуемые воды болота характеризуются кислой реакцией среды, а pH вод реки составляет 7,6 (табл. 1). По классификации О.А. Алекина [Алекин, 1970] исследуемые воды болота относятся к сульфатному классу кальциевой группы, а воды реки — к гидрокарбонатному классу кальциевой группы.

Таблица 1

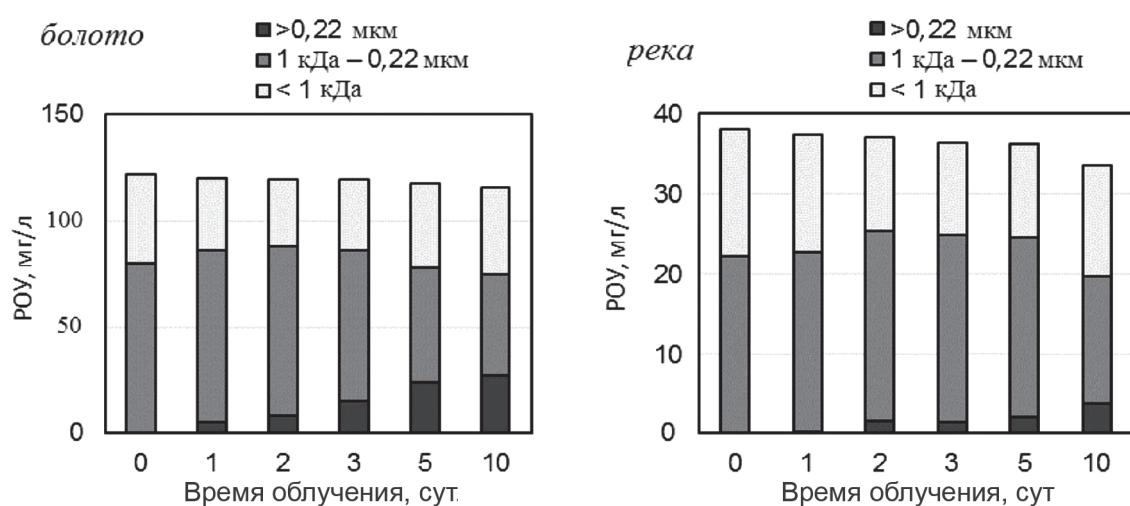
Общие гидрохимические характеристики исследуемых вод

Объект	pH	α	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	F^-	NO_3^-
	ед.	мкСм/см	мг/л								
Болото	4,3	79	0,1	1,2	4,1	0,7	н.о.	2,1	5,5	0,2	0,2
Река	7,6	94	0,4	3,2	30	5,3	0,6	0,2	0,4	0,1	н.о.

Воды болота характеризуются более высоким содержанием растворенного $C_{\text{опт}}$ (120 мг/л) по сравнению с водами реки (38 мг/л).

В ходе эксперимента при облучении солнечным светом значение pH в пробах болота увеличивалось от 4,3 до 4,8, а в пробе реки — от 7,6 до 8,5. Это увеличение, вероятнее всего, связано с минерализацией органических веществ в пробах вод под воздействием инсоляции, что приводит к увеличению доли гидрокарбонатов в растворе и как следствие к повышению значений pH раствора. В «темновых» вариантах экспериментов изменений значения pH не наблюдали.

Рис. 1. Изменение содержания растворенного органического углерода в различных размерных фракциях во время облучения



Изменение количества РОУ. В ходе эксперимента наблюдалось уменьшение общего содержания РОУ и изменение распределения форм углерода по фракциям в исследуемых пробах природных вод (рис. 1). В контрольных пробах значимые различия не наблюдались.

За 10 сут облучения концентрация РОУ снизилась в среднем на 27% в водах болота и на 23% в водах реки по сравнению с исходным значением (до облучения). Всего около 5 и 13% РОУ было минерализовано с образованием диоксида углерода и гидрокарбонат-ионов во время экспериментов по облучению вод болота и реки соответственно. Однако общее снижение содержания $C_{\text{орг}}$ (во фракции <0,22 мкм) в ходе экспериментов объясняется не только разрушением растворенных органических соединений, но и их коагуляцией, в результате чего образовались частицы размером >0,22 мкм. Доля органического углерода в фракции >0,22 мкм составила 22 и 10% в пробах вод болота и реки соответственно.

До облучения содержание РОУ низкомолекулярных органических соединений (<1 кДа) составило 34% в водах болота и 41% в водах реки от общего содержания углерода. Под воздействием инсолиации во всех образцах в первые 2–3 сут наблюдалось снижение количества РОУ во фракции <1 кДа, а затем (после 5 сут) его увеличение. Такие изменения могут

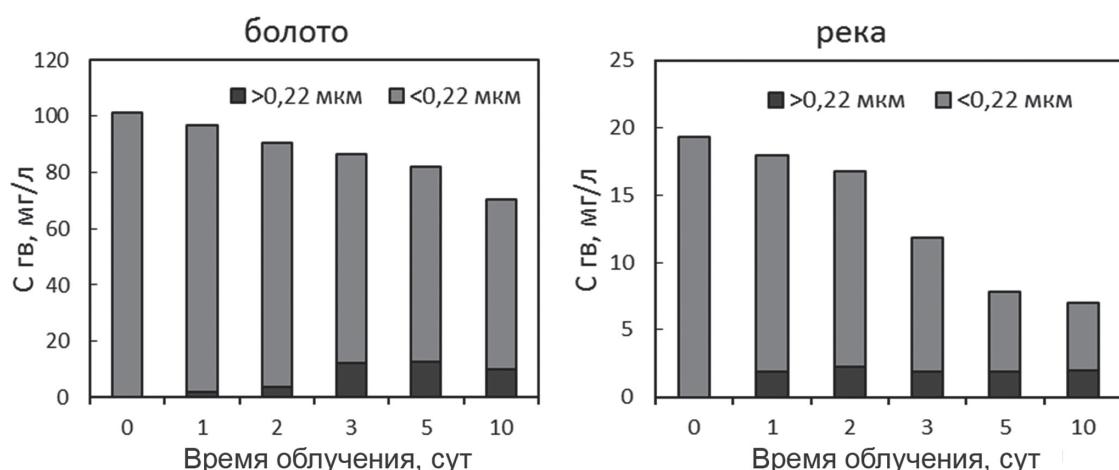
быть связаны с преобладанием процесса разрушения низкомолекулярных органических соединений в первые дни облучения. Затем начинает возрастать скорость процесса образования низкомолекулярных веществ при разрушении более крупных соединений, таких, как щавелевая, янтарная, муравьиная, уксусная и кетокислоты, альдегиды и др., которые, как известно, могут образовываться в результате фотодеструкции РОУ [Backlund, 1992; Allard et al., 1994; Corin et al., 1996; Drozdova et al., 2017; Дроздова и др., 2018].

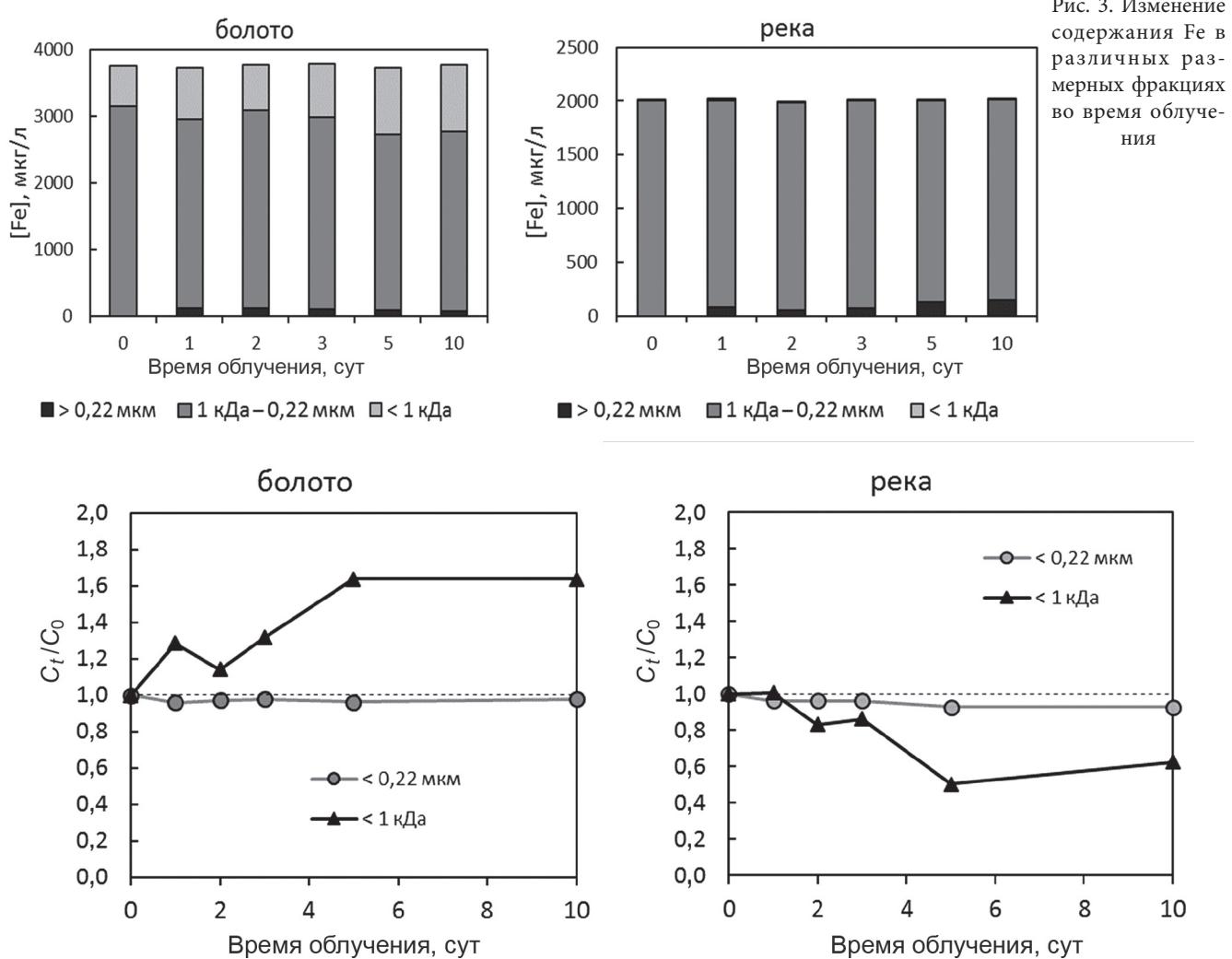
В ходе эксперимента наблюдалось снижение содержания гуминовых веществ в пробах природных вод (рис. 2). После облучения солнечным светом вод болота на 1/3 снизилось содержание ГВ в фракции <0,22 мкм, в основном за счет разрушения этих соединений. В результате коагуляции до 14% ГВ перешло в фракцию >0,22 мкм после 10 сут облучения.

Гораздо значительнее (более чем на 70%) снизилось содержание ГВ в речных водах, при этом 10% от исходного содержания ГВ перешло в фракцию >0,22 мкм.

Изменение форм металлов. В исходных пробах вод болота большая часть Fe находилась в фракции 1 кДа–0,22 мкм, доля фракции <1 кДа составляла не более 19% (рис. 3). В речных водах все железо исходно было в фракции 1 кДа — 0,22 мкм.

Рис. 2. Изменение содержания гуминовых веществ в различных размерных фракциях во время облучения





Исследования по изучению форм металлов в исследуемых водах показали, что до 98% Fe в них находится в виде комплексов с органическими веществами (по результатам физико-химического моделирования с использованием программы Visual Minteq), 80–83% которых представлено отрицательно заряженными соединениями (табл. 2). Таким образом, до облучения высокая концентрация гуминовых веществ обеспечивала стабильные комплексы Fe(III) с органическими лигандами в растворе, и лишь небольшая часть растворенного Fe(III) могла подвергаться процессу гидролиза.

Таблица 2

Формы железа в исследованных водах

Образец	Болото			Река		
	катионная	анионная	нейтральная	катионная	анионная	нейтральная
Форма						
%	5±2	83±7	12±5	6±2	80±6	14±4

После облучения общее содержание Fe в фракции <0,22 мкм значительно не изменялось в водах болота, при этом его концентрация увеличивалась в фракции <1 кДа (рис. 4). Это, скорее всего, связано с тем, что интенсивность и время облучения не были достаточными для полного разрушения высокомолекулярных комплексов Fe—ПОВ.

Несмотря на то что в водах реки количество Fe, перешедшее в фракцию >0,22 мкм, во время облучения не превысило 10%, наблюдалось снижение концентрации этого элемента в фракции <1 кДа (рис. 4). Увеличение размера соединений железа в речных водах может быть связано с воздействием солнечного света в процессе миграции в речном потоке (рис. 5). Так, при облучении природных вод после разрушения соединений с ПОВ в результате переноса заряда от лиганда к металлу может происходить фотохимическое восстановление вы свободившегося из комплексов Fe(III) до Fe(II) с дальнейшим окислением до Fe(III) и гидролизом с последующей полимеризацией [Rijkenberg et al., 2005; Garg et al., 2013a, b; Zhu et al., 2016; Drozdova et al., 2020].

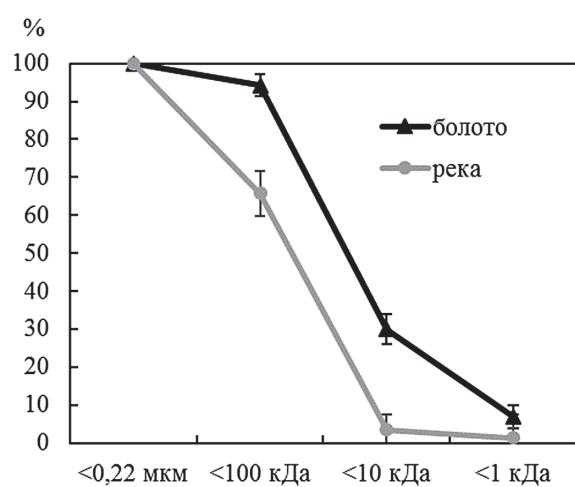


Рис. 5. Распределение Fe по различным размерным фракциям в исследуемых пробах

В водах реки до начала экспериментов большая часть соединений Fe(III) в фракции <0,22 мкм стабилизировано РОВ и, таким образом, не подвергалось агломерации и коагуляции с образованием крупных частиц (>0,22 мкм). После облучения образцов часть РОВ была разрушена, что привело к коагуляции гидроксидов Fe(III).

В результате фотодеструкции в фракции <0,22 мкм болотных вод концентрация металлов Al, V, Cr, Mn, Co, Ni, Zn, Cd, Pb не изменялась более чем на 10%; концентрация Cu снизилась на 13% (рис. 6). В фракции <1 кДа наблюдалось увеличение (вплоть до двукратного) содержания всех исследуемых металлов, наибольшее увеличение наблюдалось для Pb, Cu, Cr (рис. 6). Такое повышение концентрации элементов в фракции <1 кДа при облучении солнечным светом может быть связано с разрушением высокомолекулярных комплексов металлов с органическими веществами (например, с ГВ) и образованием более низкомолекулярных форм. Основные

изменения концентрации металлов в различных фракциях происходили в первые 3–5 сут., в период с 5 по 10 сут. значительных изменений содержания элементов в различных фракциях не наблюдалось.

В речных водах в результате фотодеструкции во фракции <0,22 мкм концентрация Cd и Mn уменьшилась на 20%, Co — на 17%, концентрация остальных исследуемых металлов изменилась на ≤10% (рис. 7). В фракции <1 кДа в 2 раза увеличилась концентрация Cd, приблизительно в 1,5 раза возросла концентрации Ni и Pb; в 2 раза снизилась концентрация Mn, на 40% уменьшилась концентрация Co, на 30% — Al, на 20% — Zn (рис. 7).

Таким образом, в отличие от болотных вод, в водах р. Сеньга в результате эксперимента по фотодеструкции наблюдалось активное выведение из раствора (из фракции <0,22 мкм) Fe, Mn, Co, Cd. Уменьшение их содержания, скорее всего, связано с выведением их из раствора с образующимися органоминеральными коллоидами (гидроксидами железа, стабилизованными органическими лигандами). Несмотря на невысокое количество образованных крупных соединений (около 10% от общего содержания), количества доступных поверхностных центров на гидроксидах железа (принимая, что типичная площадь поверхности вновь образованного гидроксида Fe составляет $10 \text{ м}^2/\text{г}$ и плотность поверхности участков — $10 \text{ мкмоль}/\text{м}^2$, по [Stumm, 1992]) в значительной степени достаточно, чтобы удерживать все комплексы металлов.

Заключение. В результате инсолиации во всех исследуемых водах происходило одновременное разрушение РОВ (до низкомолекулярных соединений или минерализации) и коагуляция с образованием соединений размером >0,22 мкм. Облучение солнечным светом повлияло на формы нахождения металлов в исследуемых образцах вод. Так, в результате фотохимического окисления соединений РОВ с Fe происходило образование и коагуляция гидрокси-

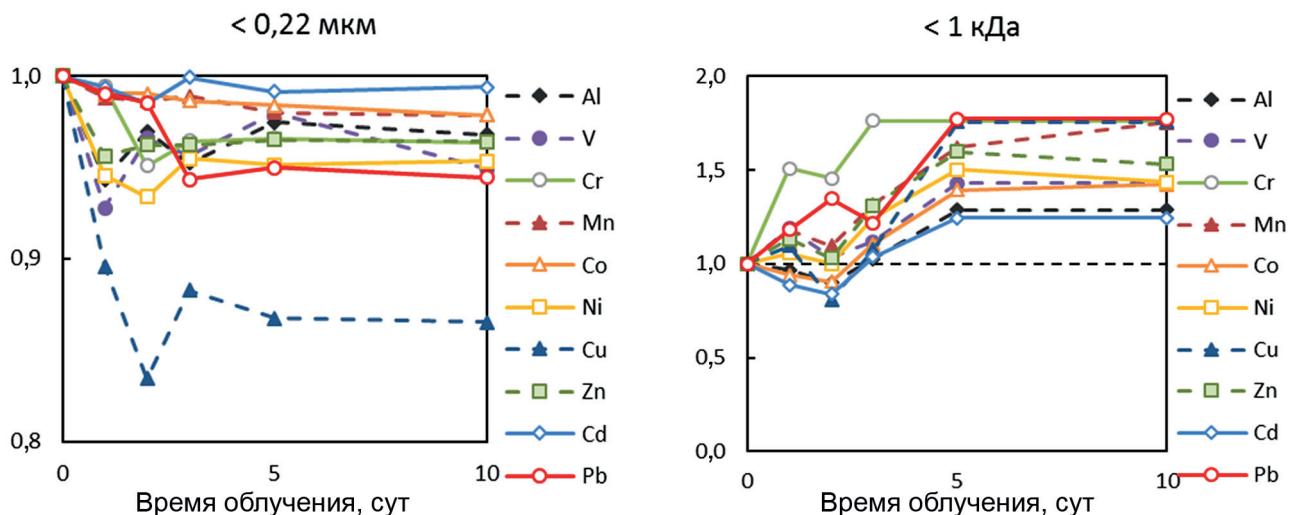


Рис. 6. Изменение концентрации металлов в фильтратах <0,22 мкм и <1 кДа болотных вод во время экспериментов (C_0 и C_t — концентрация металлов в начале эксперимента и в момент времени t соответственно)

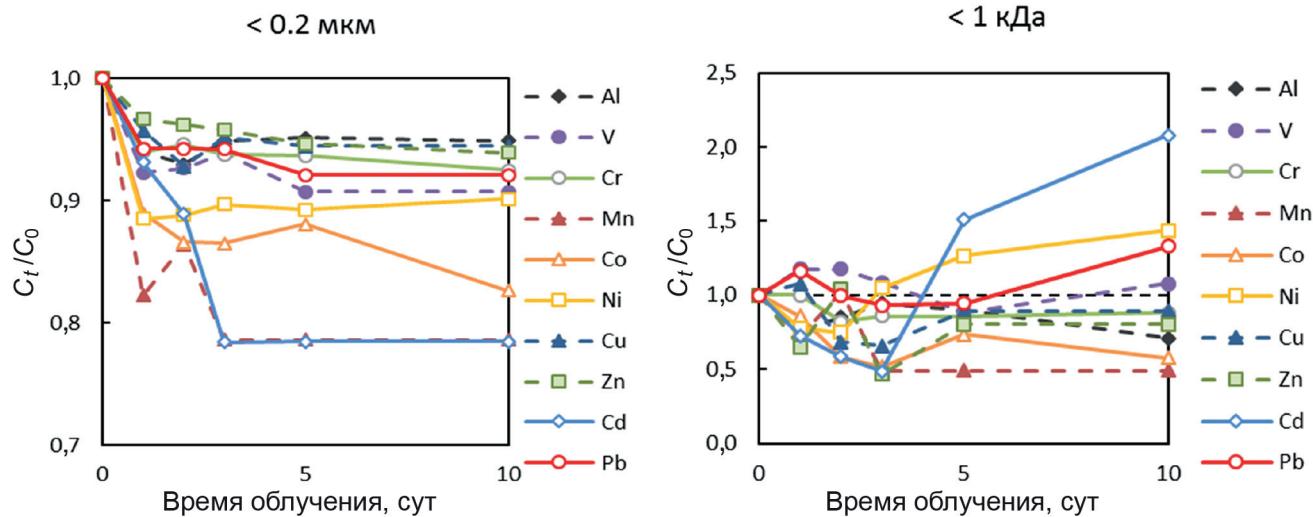


Рис. 7. Изменение концентрации металлов в фильтратах $<0,22$ мм и <1 кДа речных вод во время экспериментов (C_0 и C_t — концентрация металлов в начале эксперимента и в момент времени t соответственно)

дов Fe(III). С образующимися крупными органоминеральными коллоидами (гидроксидами железа, стабилизованными органическими лигандами) из раствора также выводились Mn, Co, Cd, становясь потенциально менее биодоступными. В то же время в фракции <1 кДа при облучении солнечным светом увеличивались значения концентрации Cd, Ni, Pb, Cu, Cr, скорее всего, вследствие разрушения высокомолекулярных комплексов металлов с органическими веществами (например, с ГВ) и образованием более низкомолекулярных форм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1970. 446 с.
- Асеев А.А., Веденская Н.Э. Развитие рельефа Мещерской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 128 с.
- Баршал Г.М., Кощеева И.Я., Сироткина И.С. и др. Изучение органических веществ поверхностных вод и их взаимодействия с ионами металлов // Геохимия. 1979. № 4. С. 598–607.
- Гидрогеология СССР. Т. 1. Московская и смежные области. М.: Недра, 1966. 423 с.
- ГОСТ 31861-2012. Вода. Общие требования к отбору проб. М., 2012. 32 с.
- ГОСТ 31957-2012. Методы определения щелочности и массовой концентрации карбонатов и гидрокарбонатов. М., 2012. 24 с.
- Давыдова О.А., Коровина Е.В., Ваганова Е.С. и др. Физико-химические аспекты миграционных процессов тяжелых металлов в природных водных системах // Вестн. ЮУрГУ. Химия. 2016. Т. 8, № 2. С. 40–50.
- Дину М.И. Взаимодействие ионов металлов в водах с гумусовыми веществами глееподзолистых почв // Геохимия. 2015. № 3. С. 276–288.
- Дроздова О.Ю., Анохина Н.А., Демин В.В., Лапицкий С.А. Экспериментальное исследование процесса фотодеструкции органических соединений природных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 4. С. 75–79.
- Колубаева Ю.В. Формы миграции химических элементов в водах северной части Колывань-Томской
- складчатой зоны // Изв. Томск. политех. ун-та. 2013. Т. 322, № 1. С. 136–141.
- Орлов Д.С. Свойства и функции гуминовых веществ // Гуминовые вещества в биосфере. М.: Наука, 1993. С. 16–27.
- Allard B., Boren H., Petterson C., Zhang G. Degradation of humic substances by UV-irradiation // Environ. Intern. 1994. Vol. 20. P. 97–101.
- Backlund P. Degradation of aquatic humic material by ultraviolet light // Chemosphere. 1992. Vol. 25. P. 1869–1878.
- Corin N., Backlund P., Kulovaara M. Degradation products formed during UV-irradiation of humic waters // Chemosphere. 1996. Vol. 33, N 2. P. 245–255.
- Cory R.M., Ward C.P., Crump B.C., Kling G.W. Sunlight controls water column processing of carbon in arctic fresh waters // Science. 2014. Vol. 345. P. 925–928.
- Drozdova O.Yu., Aleshina A.R., Tikhonov V.V. et al. Coagulation of organo-mineral colloids and formation of low molecular weight organic and metal complexes in boreal humic river water under UV-irradiation // Chemosphere. 2020. Vol. 250. P. 1–10.
- Drozdova O.Yu., Ilina S.M., Lapitskiy S.A. Transformation of dissolved organic matter in the continuum soil water — bog — stream and terminal lake of a boreal watershed (Northern Karelia) // Dissolved Organic Matter (DOM): Properties, Applications and Behavior. N.Y.: Nova Science Publishers Inc., 2017. P. 115–133.

Наблюдаемые различия в результатах фотохимического окисления соединений РОВ и металлов вод болота и реки могут быть связаны с разными исходными характеристиками, такими, как значения pH, количество комплексообразующих лигандов и уже произошедшая во время миграции трансформация органоминеральных соединений.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-35-90017) и РНФ (проект № 21-77-10028).

- Feng X., Hills K.M., Simpson A.J. et al. The role of bio-degradation and photo-oxidation in the transformation of terrigenous organic matter // *Organic Geochem.* 2011. Vol. 42, N 3. P. 262–274.
- Garg S., Ito H., Rose A.L., Waite T.D. Mechanism and kinetics of dark iron redox transformations in acidic natural organic matter solutions // *Environ. Sci. Technol.* 2013a. Vol. 47, N 4. P. 1861–1869.
- Garg S., Jiang C., Miller C.J. et al. Iron redox transformations in continuously photolyzed acidic solutions containing natural organic matter: kinetic and mechanistic insights // *Environ. Sci. Technol.* 2013b. Vol. 47, N 16. P. 9190–9197.
- Gustafsson J.P. Visual MINTEQ Ver. 3.1. URL: <http://vminteq.lwr.kth.se>. 2013 (дата обращения: 13.10.2021).
- Ilina S.M., Drozdova O.Yu., Lapitskiy S.A. et al. Size fractionation and optical properties of dissolved organic matter in the continuum soil solution — mire — river and terminal lake of a boreal watershed // *Organic Geochem.* 2014. Vol. 66. P. 14–24.
- Ilina S.M., Lapitskiy S.A., Alekhin Y.V. et al. Speciation, size fractionation and transport of trace elements in the continuum soil water — mire — humic lake — river — large oligotrophic lake of a subarctic watershed // *Aquat. Geochem.* 2016. Vol. 22, N 1. P. 65–95.
- Kitidis V. CDOM Dynamics and photoammonification in the marine environment. Ph.D. Thesis, University of Newcastle, 2002. 182 p.
- Oleinikova O.V., Drozdova O.Yu., Lapitskiy S.A. et al. Dissolved organic matter degradation by sunlight coagulates organo-mineral colloids and produces low-molecular weight fraction of metals in boreal humic waters // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2017. Vol. 211. P. 97–114.
- Porcal P., Dillon P.J., Molot L.A. Interaction of extrinsic chemical factors affecting photodegradation of dissolved organic matter in aquatic ecosystems // *Photochem. Photobiol. Sci.* 2014. Vol. 13, N 5. P. 799–812.
- Reuter J.H., Perdue E.M. Importance of heavy metal-organic matter interactions in natural waters // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1977. Vol. 41, N 2. P. 325–334.
- Rijkenberg M.J.A., Fischer A.C., Kroon K.J. et al. The influence of UV-irradiation on the photoreduction of iron in the Southern Ocean // *Marin. Chem.* 2005. Vol. 93. P. 119–129.
- Sheng G.-P., Zhang M.-L., Yu H.-Q. A rapid quantitative method for humic substances determination in natural waters // *Anal. Chim. Acta*. 2007. Vol. 592, N 2. P. 162–167.
- Stumm W. Chemistry of the solid-water interface. N.Y.: John Wiley & Sons, 1992. 448 p.
- Väätälö A.V., Wetzel R.G. Photochemical and microbial decomposition of chromophoric dissolved organic matter during long (months–years) exposures // *Marin. Chem.* 2004. Vol. 89, N 1–4. P. 313–326.
- Ward C.P., Cory R.M. Complete and partial photo-oxidation of dissolved organic matter draining permafrost soils // *Environ. Sci. Technol.* 2016. Vol. 50, N 7. P. 3545–3553.
- Zhu M., Frandsen C., Wallace A.F. et al. Precipitation pathways for ferrihydrite formation in acidic solutions // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2016. Vol. 172. P. 247–264.

Статья поступила в редакцию 25.11.2021,
одобрена после рецензирования 09.03.2022,
принята к публикации 31.08.2022

ИСТОРИЯ НАУКИ

УДК 550.8.01.550.85

ОЛЕГ АЛЕКСАНДРОВИЧ МАЗАРОВИЧ — ПРЕДСТАВИТЕЛЬ ОДНОЙ ИЗ ИЗВЕСТНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДИНАСТИЙ РОССИИ (К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

**Александр Олегович Мазарович¹, Татьяна Юрьевна Тверитинова^{2✉},
Александр Иванович Гущин³**

¹ Геологический институт РАН; Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия; amazarovich@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия; tvertat@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия; alexmsu-824@mail.ru

Аннотация. Рассмотрены биография и научные достижения профессора кафедры исторической и региональной и кафедры геологии России геологического факультета МГУ Олега Александровича Мазаровича — представителя российской геологической династии Мазаровичей.

Ключевые слова: геологический факультет, кафедра исторической и региональной геологии, геологические династии

Для цитирования: Мазарович А.О., Тверитинова Т.Ю., Гущин А.И. Олег Александрович Мазарович — представитель одной из известных геологических династий России (к 100-летию со дня рождения) // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2022. № 4. С. 164–168.

OLEG ALEXANDROVICH MAZAROVICH — REPRESENTATIVE OF ONE OF THE FAMOUS GEOLOGICAL DYNASTIES OF RUSSIA (ON THE 100TH ANNIVERSARY OF HIS BIRTH)

Alexander O. Mazarovich¹, Tatiana Yu. Tveritinova^{2✉}, Alexander I. Gushchin³

¹ Geological Institute RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; amazarovich@yandex.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tvertat@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alexmsu-824@mail.ru

Abstract. The biography and scientific achievements of Oleg Alexandrovich Mazarovich, Professor of the Department of Historical and Regional and the Department of Geology of Russia of the Geological Faculty of Moscow State University, a representative of the Russian geological dynasty Mazarovich, are considered.

Key words: Faculty of geology, Department of historical and regional geology, geological dynasties

For citation: Mazarovich A.O., Tveritinova T.Yu., Gushchin A.I. Oleg Alexandrovich Mazarovich — representative of one of the famous geological dynasties of Russia (on the 100th anniversary of his birth). *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 4: 164–168. (In Russ.)

22 октября 2022 г. исполняется 100 лет со дня рождения известного советского и российского ученого, доктора геолого-минералогических наук, Заслуженного профессора Московского университета, потомственного геолога Олега Александровича Мазаровича (22.10.1922–24.07.2002). Почти вся жизнь О.А. Мазаровича, его студенческая, а затем преподавательская и научная деятельность были связаны с геологическим факультетом МГУ. Он родился в Москве в семье выдающегося советского геолога, будущего профессора и заведующего кафедрой геологии Московского университета Александра Николаевича Мазаровича. Александр Николаевич был не только выдающимся ученым, но и талантливым организатором, стоявшим у истоков восстановления в Университете геологического образования после известной реорганизации выс-

шей школы в 1930 г. В тот год во вновь созданный Московский геологоразведочный институт (МГРИ) были переданы геологоразведочное и минералогическое отделения физико-математического факультета МГУ (кафедры минералогии, геологии и палеонтологии) целиком, вместе со студентами, научными и преподавательскими кадрами, музеями, кабинетами, библиотеками и зданием геолого-минералогического корпуса на Моховой. Геологию, имевшую глубокие корни и традиции преподавания в Московском университете, вывели из университетского образования.

Так сложилось, что А.Н. Мазарович стал родоначальником геологической династии Мазаровичей, до него никто из предков не был связан с естественными науками. Капитаны и судьи, писатели и художники, служители церкви и даже первый на Балканах воздуходоплаватель из рода Мазаровичей проживали на

побережье Которской бухты Адриатического моря, которая расположена в современной Черногории. Первое упоминание фамилии Mazarović в архивах г. Котора относится к 1334 г. В 1807 г. сын далматского адмирала на венецианской службе Джованни Мазаровича Семен Иванович Мазарович (*Šimun Mazarović*), поступил на русскую службу в Черноморскую дивизию на Средиземном море. В России Семен Иванович служил при Главной квартире командующего Дунайской армией генерал-аншефа М.И. Голенищева-Кутузова, исполнял дипломатические поручения России при дворе Молдавского господаря. Восемь лет, с 16 июля 1818 г. по июль 1826 г., Семен Иванович был поверенным в делах (послом) в Персии. В 1836 г. 20 февраля Семен Мазарович, помещик Бессарабской и Тульской губерний, «происходя из иностранцев, изъявил желание принять с детьми своими присягу на вечное подданство России». 16 июля 1837 года статский советник Мазарович стал обладателем диплома на потомственное дворянское достоинство за собственноручной подписью императора Николая I. Семен Иванович умер 2 мая 1852 года в Москве и был похоронен на Немецком (ныне Введенском) кладбище.

Сын Семена Ивановича Иван (1822–1896) родился в Тифлисе 27 ноября 1822 г. С 1844 г. служил офицером армейской кавалерии. В 1847–1852 гг. состоял адъютантом и офицером для особых поручений при генерал-губернаторе Восточной Сибири графе Н.Н. Муравьеве-Амурском и получил звание майора в 1852 г. Иван Семенович Мазарович командовал казачьим Енисейским полком с 1852 по 1856 гг. В 1872 г. получил звание генерал-майора. Иван Семенович Мазарович скончался 15 июня 1896 г. и похоронен в Москве на Введенском (бывшем Немецком) кладбище.

Дед Олега Александровича Мазаровича Николай Иванович (1860–1919) в 1880 г. окончил историко-филологический факультет Петербургского университета. В 1885–1888 гг. работал библиографом в Императорской Публичной библиотеке (отделение философии, затем юридическое). С 1886? по 1896 г. исполнял обязанности смотрителя и казначея Московского Публичного и Румянцевского музея. В дальнейшем Николай Иванович переехал с семьей в свое имение Внуково в Краснинском уезде Смоленской губернии, в котором стал (1898–1908) почетным мировым судьей и предводителем уездного дворянства. Николай Иванович был в числе крупнейших землевладельцев Аккерманского уезда (Бессарабия). В 1909 г. Н.И. Мазарович вновь возвращается в Петербург, где становится членом Комиссии по народному образованию (1912–1913), попечителем городских начальных училищ Петербурга (1913) и членом совета Российской экспертной палаты от Аккерманского земства (1917).

Александр Николаевич Мазарович (1886–1950), отец Олега Александровича, первый геолог в династии Мазаровичей, родился в Москве. По окончании

Смоленской классической гимназии, в 1905 г. поступил в Императорский Московский университет на естественное отделение физико-математического факультета и в 1912 г. был оставлен академиком Алексеем Петровичем Павловым при кафедре геологии для подготовки к профессорскому званию, т.е. в качестве аспиранта.

Будучи одним из ближайших учеников А.П. Павлова, А.Н. Мазарович в 1920-е гг. уделял большое внимание вопросам четвертичной геологии, геоморфологии, географии и истории рельефа Поволжья. Важным направлением его научной работы стало изучение верхнепермских и триасовых континентальных красноцветных отложений Русской плиты, разработка вопросов их стратиграфии, генезиса и палеогеографии. Одновременно Александр Николаевич занимался общими вопросами стратиграфии и геохронологии.

Начало педагогической деятельности А.Н. Мазаровича также приходится на 1920-е гг. Как ассистент А.П. Павлова, он читал лекции на геологическом отделении Московского университета, одновременно в Московской Горной академии и в Ярославском университете. В 1929 г. доцент А.Н. Мазарович полностью перешел в Московский университет для чтения лекций по исторической геологии. Но начавшаяся в это время резкая индустриализация страны потребовала форсировать массовую подготовку инженерных кадров высшей квалификации для различных отраслей тяжелой промышленности, в том числе значительно возрос спрос на геологов-разведчиков для работы на производстве. Для решения этой задачи в стране необходимо было открыть много новых высших технических учебных заведений. Квалифицированных преподавательских кадров не хватало и практически все они были сосредоточены в университетах и горных академиях. В результате, в 1930 г. приказом Высшего Совета Народного Хозяйства (ВСНХ) СССР геологические науки были исключены из университетского образования по всей стране, геологические кафедры в Московском университете были ликвидированы, а преподаватели разбросаны по разным новым учебным заведениям.

Осознание недальновидности этого решения пришло довольно быстро. Такие специальности, как физическая география, почвоведение, некоторые специализации в биологии, были лишены необходимой им геологической подготовки. Уже весной 1931 г. профессору МГРИ А.Н. Мазаровичу было предложено восстановить самостоятельную кафедру геологии на географическом отделении Московского университета. Александр Николаевич принял это предложение, хотя прекрасно понимал, что придется начинать с «нуля», так как в университете не осталось ничего для обучения студентов, — ни преподавательских кадров, ни учебных пособий, ни лабораторий, ни подходящих помещений. Он энергично взялся за дело возрождения геологии в Московском университете. Так, в октябре 1932 г. в составе географического

отделения появилась кафедра геологии. Это была кафедра, которая под руководством А.Н. Мазаровича уже тогда смогла обеспечить преподавание не только геологических дисциплин, но и палеонтологии, минералогии, петрографии, учения о полезных ископаемых и других предметов. А.Н. Мазарович для работы на кафедре сумел привлечь не только уже известных профессоров А.В. Костюкович-Тиценгаузена, О.К. Ланге, Е.А. Кузнецова, П.П. Пилипенко, но и своих молодых учеников Г.П. Леонова, Г.Ф. Крашенинникова, Е.М. Великовскую, И.В. Луцицкого и других будущих профессоров и крупных ученых. В эту кафедру Александром Николаевичем Мазаровичем был заложен огромный потенциал для дальнейшего развития и превращения ее в самостоятельный геологический факультет в составе Московского университета. Но до 1938 г. кафедра все же оставалась подсобной, не профилирующей, обеспечивающей лишь преподавание будущим географам и почвоведам комплекса геологических дисциплин, палеонтологии, минералогии, петрографии и других. С 1930 по 1938 г. МГУ не готовил специалистов геолого-минералогического профиля. Александр Николаевич никогда не оставлял надежды на восстановление геологического образования в университете. В этом стремлении его поддерживали многие известные ученые. О недопустимом положении с геологическим образованием в Московском университете выступали в печати его учителя академики В.И. Вернадский и А.Д. Архангельский.

1 февраля 1938 г. профессоры А.Н. Мазарович и Н.Д. Зелинский на заседании совета МГУ в очередной раз поставили вопрос о необходимости воссоздания геологического факультета в системе университета. Первый успех в борьбе за полное восстановление геологического образования в МГУ пришел в июле 1938 г. Почвенно-географический факультет был разделен на два: географический и геолого-почвенный, на котором была открыта геологическая специальность. В первый год приема на нее не было, с третьего курса со специальностями грунтоведения, почвоведения с географического факультета было переведено 14 человек, составивших первую группу геологов. В рамках уже геолого-почвенного факультета началось постепенное планомерное развитие геологического образования в МГУ с выделением из кафедры геологии, которую продолжал возглавлять Александр Николаевич, ряда новых кафедр геологического направления. Так, в 1943 г. кафедра геологии разделилась на кафедру исторической геологии, заведовать которой остался А.Н. Мазарович, и кафедру динамической геологии, ее возглавил О.К. Ланге.

Полное восстановление геологического образования в МГУ произошло только в 1949 г., когда на базе 8 кафедр геологического профиля был создан современный самостоятельный геологический факультет. С этого года и до своей кончины Александр Николаевич заведовал кафедрой исторической

геологии полноценного геологического факультета МГУ, о чем он так долго мечтал и чего так долго добивался.

Конечно, организационная деятельность занимала важное, но не основное место в жизни и творчестве А.Н. Мазаровича. Им, как профессором Московского университета, в 1930-е гг. были написаны и изданы два капитальных труда — учебники «Историческая геология» (три издания — 1933, 1937 и 1938) и «Основы геологии СССР» (1938). В течение 1940-х гг. Александр Николаевич уделял большое внимание корреляции красноцветных континентальных отложений верхней части пермской системы на Русской плате с подобными образованиями в других регионах. В 1947–1948 гг. профессор Мазарович читал лекции по курсу региональной геологии мира. На базе этих лекций им была создана уникальная для СССР двухтомная монография «Основы региональной геологии материков», вышедшая в свет в 1951 и 1952 г. уже после его кончины. Александр Николаевич Мазарович скончался во сне 26 марта 1950 г. Он похоронен в Москве на Новодевичьем кладбище.

Для Олега Александровича пример отца-геолога определил выбор профессии. Он окончательно утвердился в этом после участия в 1939 г. в организованной А.Н. Мазаровичем экспедиции по рекам Сухона, Вычегда и Северная Двина в Вологодской области. В этой экспедиции также в качестве рабочего, как и Олег Александрович, участвовал и будущий академик Евгений Евгеньевич Милановский. В 1940 г. Олег Александрович работал коллектором в Минераловодческой экспедиции МГРИ и МГУ под руководством профессора Е.В. Милановского, а также в партиях М.М. Москвина и Г.П. Леонова.

21 июня 1941 г. Олег Александрович окончил школу и был мобилизован на сооружение противотанковых заграждений на Можайском направлении. В конце 1941 г. он был призван в 111-ю танковую дивизию 17-й армии Забайкальского фронта, в составе которой служил рядовым, сержантом, старшиной и принимал участие в разгроме Квантунской армии. Дивизия участвовала в Хингано-Мукденской операции с 9 августа по 3 сентября 1945 г. После демобилизации, в ноябре 1945 г., Олег Александрович поступил на геологический факультет МГУ, впоследствии стал аспирантом кафедры исторической и региональной геологии.

Начиная с 1949 г. Олег Александрович работал под руководством профессора А.А. Богданова в составе Центрально-Казахстанской экспедиции совместно с геологами Центрально-Казахстанского геологического управления и Московского геологоразведочного института. Он последовательно, занимал должности геолога, начальника партии и главного геолога экспедиции.

Окончив аспирантуру, с 1953 по 1961 г. Олег Александрович работал на геологическом факультете МГУ ассистентом кафедры исторической и ре-

гиональной геологии. Он проводил исследования в районах Тенизской впадины, Сарысу-Тенизского водораздела, Джезказган-Улутауского района, Карагандинского бассейна, Северного и Северо-Восточного Казахстана, а также на Алайском хребте. При его участии составлены десятки листов геологических карт, создана унифицированная стратиграфическая схема девонских отложений Казахстана и открыто месторождение радиоактивного сырья.

В 1954 г. Олег Александрович защитил кандидатскую диссертацию на тему «Верхнепалеозойская Тенизская впадина». В 1961 г. он стал доцентом геологического факультета МГУ, в 1974 г. защитил докторскую диссертацию «Геология девонских моласс», в которой показал, что они представляют собой индикатор каледонской тектонической активизации, широко распространенной не только в Казахстане, но и в Минусинских и Рыбинской впадинах, на Шпицбергене, в Гренландии и других местах. Он создал классификацию моласс на основе развернутого определения молассовой формации и их роли в истории Земли. В 1977 г. О.А. Мазарович стал профессором кафедры исторической и региональной геологии.

Важным направлением работы Олега Александровича была преподавательская деятельность. Он читал курсы «Структурная геология и геологическое картирование» и «Геология СССР» и проводил практические занятия на геологическом и географическом факультетах. Олег Александрович много лет проводил практику у студентов в Крыму и многократно был ее научным руководителем.

Под его руководством проходили также ознакомительные практики студентов факультета в Чехословакии и ГДР. В 1995 г. МГУ отметил его многолетнюю безупречную научно-педагогическую работу присвоением звания Заслуженный профессор Московского университета.

Олег Александрович активно участвовал и в научно-организационной работе. Он был с 1950 по 1986 г. заместителем главного редактора журнала «Бюллетень МОИП, отдел геологический», членом Девонской комиссии Межведомственного стратиграфического комитета СССР, Комиссии по картам для высшей школы при Минвузе СССР и Экспертной группы ВАК СССР с 1976 г., председателем экспертной и методической комиссий отделения геологии геологического факультета МГУ, членом советов по защите диссертаций по общей и региональной геологии и геотектонике на геологическом факультете МГУ, ответственным секретарем журнала «Вестник Московского университета. Серия Геология» (1964–1971) и членом редколлегии Атласа палеотектонических карт Казахстана.

Олег Александрович опубликовал более 125 научных работ и совместно с Н.В. Красильниковой, составил Геологическую карту СССР масштаба 1:4 млн и Геологическую карту европейской части СССР масштаба 1:2 000 000 для вузов (1990–1991).

Уже после кончины, в 2007 г. была опубликована «Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий» в масштабе 1 : 4 000 000 для высших учебных заведений в соавторстве с Е.Е. Милановским и С.Л. Костюченко.

Олег Александрович был награжден орденом Отечественной войны II степени, медалями из которых ценил только «За победу над Японией», которая вручалась участникам боевых действий, а также знаками «Отличник Просвещения» и «Отличник разведки недр».

Всегда подтянутый, безупречно одетый, Олег Александрович был очень пунктуальным, а иногда даже педантичным человеком. Он не переносил опозданий или невыполненных обещаний. Студенты его уважали, но сдавать ему экзамены опасались. Он требовал от них обстоятельного понимания предмета. Вместе с тем он был доброжелательным человеком, радушным и хлебосольным хозяином и любил остроумных людей.

Олег Александрович Мазарович скончался во сне 24 июля 2002 г. и похоронен на Новодевичьем кладбище вместе с родителями.

Сын Олега Александровича Александр Олегович и его внук Алексей Александрович продолжили геологическую династию Мазаровичей. Они оба воспитанники Московского университета, оба окончили кафедру исторической и региональной геологии, у истоков возрождения которой на геологическом факультете стоял Александр Николаевич Мазарович. Александр Олегович — известный геолог, доктор геолого-минералогических наук, профессор, специалист по геоморфологии и тектонике дна океанов, с 1976 г. работает в ГИН РАН. С 2003 по 2009 г. А.О. Мазарович работал по совместительству в должности профессора геологического факультета МГУ на кафедре геологии России, читал лекции и проводил семинары по курсам «Геология России» и «Геология морей и океанов».

Внук Олега Александровича Алексей Александрович окончил магистратуру кафедры исторической и региональной геологии геологического факультета МГУ в 2001 г. В качестве геолога, старшего геолога, главного геолога работал в различных отечественных и зарубежных нефтяных компаниях. В настоящее время А.А. Мазарович работает в компании «Роснефть», участвуя в проекте в Иракском Курдистане и занимаясь всем комплексом геологических и организационных работ от интерпретации сейсмики до составления технических заданий для тендров и контроля за работой подрядчиков.

Четыре поколения геологов династии Мазаровичей свыше 170 лет сохраняют приверженность выбранной профессии. За это время ими создана кафедра геологии, ставшая прародительницей многих кафедр современного геологического факультета, написаны сотни статей, опубликованы многочисленные монографии, составлены карты разных масштабов и содержания, подготовлены сотни студентов.

ОСНОВНЫЕ ТРУДЫ О.А. МАЗАРОВИЧА

Бабичев Е.А., Мазарович О.А., Минервин О.В., Хэ Го-ци. О возрасте яшмо-кремнистых отложений южной части Кокчетавского поднятия (Северный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1965. Вып. 40, № 4. С. 46–57.

Богданов А.А., Зайцев Ю.А., Мазарович О.А. и др. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1963. № 5. С. 8–20.

Богданов А.А., Кабанов Ю.Ф., Мазарович О.А. и др. Стратиграфия и фации отложений девона окраин Карагандинского бассейна // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1960. Вып. 35, № 6. С. 3–34.

Богданов А.А., Мазарович О.А., Михайлов А.Е. и др. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасусского района (Центральный Казахстан) // Сов. геология. 1955. Сб. 48. С. 134–167.

Воронина А.А., Кожевников А.В., Никитин М.Ю. и др. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма: Стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 155 с.

Канфель О.М., Мазарович О.А., Турсина В.В. Геологическое строение северного обрамления Карагандинского бассейна: Ст. 1–2 // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1962. № 6. Ст. 1. С. 19–35; 1963. № 3. Ст. 2. С. 10–24.

Леонов Ю.Г., Мазарович О.А. О тектонической природе девонских моласс в областях каледонской складчатости // Геотектоника. 1975. № 5. С. 46–59.

Мазарович О.А. Геологическое строение и история формирования верхнепалеозойской Тенгизской впадины: Автореф. канд. дисс. М., 1953. 16 с.

Мазарович О.А. О структуре палеозойских и докембрийских отложений Атбасарского и прилегающих к нему районов Акмолинской и Кокчетавской областей Казахской ССР // Памяти профессора Александра Николаевича Мазаровича. 1886–1950: [Сб. статей] / Под ред. В.А. Варсанофьевой, В.В. Меннера. М.: МОИП, 1953. С. 128–146.

Мазарович О.А. К вопросу о тектонике восточной части Сарысу-Тенизского водораздела // Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., почвовед., геол. и геогр. 1956. № 1. С. 17–28.

Мазарович О.А. К тектонике Тенизской впадины // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1958. Вып. 33, № 5. С. 53–63.

Мазарович О.А. Формационные ряды некоторых межгорных впадин каледонид СССР // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1961. Вып. 36, № 2. С. 11–28.

Мазарович О.А. II Всесоюзное тектоническое совещание: [Душанбе. Август–сентябрь. 1962 г.] // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1962. № 6. С. 71–73.

Мазарович О.А. Геотектонические условия формирования моласс // Геотектоника. 1972. № 1. С. 29–44.

Мазарович О.А. Геология девонских моласс каледонид Центрального Казахстана и общие вопросы образования молассовых формаций: Автореф. докт. дисс. М., 1973. 30 с.

Мазарович О.А. Геология девонских моласс: Формационный анализ девона каледонид Центрального Казахстана и общие вопросы образования молассовых формаций. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. 15. М.: Недра, 1976. 206 с.

Мазарович О.А. Молассовые формации в геологической истории Земли // Междунар. геол. конгресс. 27 сессия. Москва, 1984. Тез. Т. 2. М.: Наука, 1984. С. 134–135.

Мазарович О.А. Вадим Георгиевич Чернов: [1932–1990. Некролог] // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Вып. 65, № 5. С. 128–129.

Мазарович О.А. Казахстанская экспедиция МГУ — Богдановская школа геологов (1950–1971 гг.) // Московская школа геологов в Казахстане: К 45-летию Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. С. 13–23.

Мазарович О.А., Веймарн А.Б., Великовская Э.М. и др. Девон северного крыла Сарысу-Тенизского поднятия и южного крыла Тенизской впадины // Вопросы геологии Центрального Казахстана. Т. 10. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. С. 27–302.

Мазарович О.А., Малиновская С.П., Обручева О.П. и др. К стратиграфии девонской системы Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1966. Вып. 41, № 1. С. 3–18.

Мазарович О.А., Милановский Е.Е. Объяснительная записка к геологической карте Центрального Казахстана масштаба 1:200 000. Лист М-42-XXIX. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 57 с.

Мазарович О.А., Милеев В.С., Вишневский Л.Е. и др. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма: Стратиграфия мезозоя / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 166 с.

Мазарович О.А., Милеев В.С., Москвин М.М. 50 лет Крымской геологической практике Московского университета // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1986. № 2. С. 77–84.

Мазарович О.А., Минервин О.В. Взаимоотношение силурийских и девонских моласс в каледонидах Центрального Казахстана // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1971. № 2. С. 3–17.

Мазарович О.А., Михайлов А.Е. Молассовая формация // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1971. Вып. 46, № 5. С. 145–146.

Мазарович О.А., Турсина В.В. Геологические карты России с середины XIX в. до 1917 года // История геологической картографии. М.: Наука, 1982. С. 63–74.

Мазарович О.А., Чернов В.Г. Верхний гранулометрический предел псефитов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1981. Вып. 56, № 6. С. 53–58.

Милановский Е.Е., Мазарович О.А. Александр Николаевич Мазарович (К 100-летию со дня рождения) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1986. № 6. С. 80–84.

Mazarovich O.A., Tursina V.V. Prerevolutionary geological maps of Russia // 10 INHIGEO Symposium: [Budapest. 1982]: Abstr. Budapest: Magyar Foldtani Inteset, 1982. P. 66–67. Idem // Contributions to the history of geologic mapping: 10 INHIGEO Symposium: [Budapest. 1982]: Proceed. Budapest: Acad. Kiado, 1984. P. 179–181.

ЛИТЕРАТУРА ОБ О.А. МАЗАРОВИЧЕ

Милановский Е.Е. Памяти Олега Александровича Мазаровича // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. № 2. С. 87–89.

Милановский Е.Е., Тихомиров В.Г., Веймарн А.Б., Бабичев Е.А. Олег Александрович Мазарович: (К 70-летию со дня рождения) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Вып. 67, № 5. С. 126–127.

Статья поступила в редакцию 05.03.2021, одобрена после рецензирования 09.03.2022, принята к публикации 31.08.2022

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
Н.Н. ЕРЕМИН — зам. главного редактора, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН
А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — 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 Стоуни-Брук, США
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Редактор **Р.Р. ГАБДУЛЛИН**

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 31.08.2022. Формат 60×90¹/8.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 13,2. Уч.-изд. л. 21,0. Тираж экз.

Изд. № 11996. 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»)
