

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 3 • 2023 • МАЙ–ИЮНЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Дергачев А.Л., Шемякина Е.М. Критическое минеральное сырье для малоуглеродной энергетики	3
Суханова Т.В., Макарова Н.В., Стафеев А.Н., Надежка Л.И., Трегуб А.И., Ежова И.Т., Семенов А.Е. Причины тектонической и сейсмической активности зоны Лискинского разлома (юго-восточная часть Воронежского поднятия Восточно-Европейской платформы)	11
Фокин П.А. Системы дизъюнктивных нарушений в верхнемеловых породах на северо-восточном склоне плато Чуфут-Кале (Бахчисарайский р-н, Крым)	22
Правикова Н.В., Коротаев М.В., Старцева К.Ф., Беляев М.О., Никишин А.М. Этапы формирования инвертированного Пегтымельского рифта по результатам кинематической реконструкции (Чукотское море)	31
Фокин П.А., Латыпова М.Р., Федяевский А.Г., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Шадчнев Н.А., Буткеев А.С., Соклаков И.Б., Гатовский Ю.А., Коточкова Ю.А. Модель вдвигового оползневого клина с последующим гидравлическим разрывом, как объяснение формирования аномального разреза баженовской свиты на севере Западной Сибири. Статья 2. Описание комплекса мезоструктур в керне и модели формирования аномального разреза	39
Чуркина В.В., Мозговой А.С., Коточкова Ю.А., Кляжников Д.В., Егорова А.Д., Исакова Т.Г., Дьяконова Т.Ф., Калмыков Г.А., Талдыкин С.А., Кристя Е.Е. Влияние биотурбации на петрофизические характеристики коллекторов на примере нижнемеловых отложений Северного Каспия	49
Бакшеев И.А., Ерохин Ю.В., Екименкова И.А., Захаров А.В., Григорьев В.В., Япаскурт В.О., Кошлякова Н.Н. Хромистый турмалин и Cr-Sb-W-содержащий рутил Каменноозерского проявления хромититов, Средний Урал, Россия	63
Кононченко Е.В., Петраш А.Б., Гриневский С.О. Модельная верификация данных мониторинга уровней грунтовых вод	77
Кочетов М.В., Шепелев А.А., Челышев С.В. Возможности набортных гравиметрических и гидромагнитных исследований при решении инженерно-геологических задач на шельфе	88
Крылов И.О., Никулин И.И. Новые данные об условиях локализации и составе сульфидных медно-никелевых руд западной части Октябрьского месторождения Норильского района	98

CONTENTS

Dergachev A.L., Shemyakina E.M. Critical mineral materials for low-carbon energy system	3
Sukhanova T.V., Makarova N.V., Stafeev A.N., Nadezhka L.I., Tregub A.I., Ezhova I.T., Semenov A.E. The causes of tectonic and seismic activity of the Liskin fault zone (in the southeastern part of the Voronezh uplift of the East European Platform)	11
Fokin P.A. Disjunctive dislocations in Upper Cretaceous rocks of the Chufut-Cale plateau northeastern slope (Bakhchisaray distr., Crimea)	22
Pravikova N.V., Korotaev M.V., Startseva K.F., Belyaev M.O., Nikishin A.M. Evolution of the Inverted Pegtymel Rift Based on the Results of Kinematic Reconstruction (Chukchi Sea)	31
Fokin P.A., Latypova M.R., Fedyaevskiy A.G., Kalmykov A.G., Kalmykov G.A., Shadchnev N.A., Butkeev A.S., Soklakov I.B., Gatovsky Y.A., Kotochkova Ju.A. A model of a shear landslide wedge with subsequent hydraulic rupture as an explanation for the formation of an anomalous section of the Bazhenov formation in the north of Western Siberia. Part 2. Description of the mesostructural complexes in the core and the model of the anomalous section formation	39
Churkina V.V., Mozgovoy A.S., Kotochkova J.A., Klyazhnikov D.V., Egorova A.D., Isakova T.G., Dyakonova T.F., Kalmykov G.A., Taldykin S.A., Kristya E.E. The influence of bioturbation on the petrophysical characteristics of the lower cretaceous reservoir rocks of the Northern Caspian	49
Baksheev I.A., Erokhin Yu.V., Ekimenkova I.A., Zakharov A.V., Grigoriev V.V., Yapaskurt V.O., Koshlyakova N.N. Chromian tourmaline and Cr-Sb-W-bearing rutile of the Kamennoozerskoe chromitite occurrence, Central Urals, Russia	63
Kononchenko E.V., Petrash A.B., Grinevskiy S.O. Model verification of groundwater table monitoring data	77
Kochetov M.V., Shepelev A.A., Chelyshev S.V. Possibilities of on-board gravimetric and hydromagnetic survey in solving engineering-geological problems on the shelf	88
Krylov I.O., Nikulin I.I. New data on the types of sulfide copper-nickel ores of the Kharaelakh trough and the main patterns of their distribution	98

Посвящается 270-летию МГУ имени М.В. Ломоносова

УДК 553.04

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-3-10

КРИТИЧЕСКОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ ДЛЯ МАЛОУГЛЕРОДНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ

Александр Лукич Дергачев¹✉, Елизавета Михайловна Шемякина²¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alderg51@yandex.ru✉² Российский университет дружбы народов, Москва, Россия; shemyakina_em@pfur.ru

Аннотация. Переход к низкоуглеродным энергетическим технологиям, основанным на использовании возобновляемых источников энергии, в ближайшие десятилетия будет сопровождаться повышением спроса на минеральное сырье. Цель настоящего исследования — определить, какие виды металлов и промышленных минералов будут иметь критическое значение для расширяющегося производства этих технологий.

Ключевые слова: энергетический переход, возобновляемые источники энергии, минеральные ресурсы, критическое минеральное сырье

Для цитирования: Дергачев А.Л., Шемякина Е.М. Критическое минеральное сырье для малоуглеродной энергетики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 3–10.

CRITICAL MINERAL MATERIALS FOR LOW-CARBON ENERGY SYSTEM

Alexander L. Dergachev¹✉, Elizaveta M. Shemyakina²¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alderg51@yandex.ru✉² RUDN University, Moscow, Russia; shemyakina_em@pfur.ru

Abstract. The transition towards low-carbon energy technologies based on renewable energy sources will come with an increasing demand for raw mineral materials in the coming decades. This investigation is to define what metals and industrial minerals will play a critical role in scaled-up production of these technologies.

Keywords: energy transition, renewable sources of energy, mineral resources, critical mineral raw materials

For citation: Dergachev A.L., Shemyakina E.M. Critical mineral materials for low-carbon energy system. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 3: 3–10. (In Russ.).

Введение. Подписание в 2016 г. Парижского соглашения по климату сделало актуальной задачу широкомасштабного перехода к «чистой» энергетике, построения декарбонизированной экономики, основанной на низкоуглеродных (безуглеродных) возобновляемых источниках энергии (ВИЭ). К ним относятся солнце, ветер, вода, геотермальные источники, биотопливо, энергия которых считается неисчерпаемой. Однако не снижается острота дискуссии о путях достижения поставленных Парижским соглашением целей, и особенно о выбранных темпах энергетического перехода, и хотя к их обсуждению привлекаются специалисты разного профиля, среди участников мало геологов. Между тем именно их задачей является оценить достаточны ли имеющиеся ресурсы, запасы и масштабы добычи минерального сырья для обеспечения быстро возрастающих потребностей новых энергетических технологий в ключевых для них видах металлов и промышленных минералов. Таким оценкам должно предшествовать определение тех видов минерального сырья, потребление которых неизбежно возрастет в связи с переходом к «чистой» энергетике, и прежде всего тех, от которых критическим образом зависит успешное распространение имеющихся и ожидаемых в бли-

жайшей перспективе технологий энергетического перехода.

Критическое минеральное сырье. В качестве критических обычно рассматриваются те виды минерального сырья, которые благодаря своим уникальным свойствам практически незаменимы в важнейших, зачастую новых и «зеленых» технологиях. В определенный момент времени происходит быстрый рост их потребления в тех важнейших областях использования, где они не имеют равноценных субститутов. Нередко оказывается, что месторождения этих видов металлов или неметаллического сырья, до сих пор использовавшихся в очень ограниченных масштабах, редко встречаются, их запасы ограничены, а добыча сильно отстает от растущего спроса и осуществляется в единичных металлогенетических провинциях и очень немногими странами, среди которых резко доминируют буквально одна или две. Все вместе это означает высокий риск временной остановки производства новых технологий, если не по причине физического отсутствия запасов требуемых критических минеральных материалов, то из-за несовершенства технологий извлечения их из руд, резких колебаний цен на них или нестабильности поставок по политическим причинам.

Металлы и индустриальное сырье в технологиях энергетического перехода. Перечень металлов и минералов, роль которых в «зеленой» энергетике предлагается обсудить, определяется выбором технологий, которые будут использоваться в период 2021–2050 гг. в электрогенерации, накоплении и хранении электроэнергии и электрическом транспорте. Выбор технологий производился с учетом относительной важности и полноты опубликованных сведений о них. В различных сценариях перехода к преимущественному использованию возобновляемых источников энергии считается, что в «зеленой» энергетике и смежных областях до 2050 г. будут использоваться те же технологии и субтехнологии, что и в 2020 г.

Геотермальная, приливная и волновая электроэнергетика, использование энергии биомассы не приведут к значительному росту потребления минеральных материалов по сравнению с постепенно вытесняемой тепловой электрогенерацией. К тому же по планам суммарная доля этих ВИЭ к 2050 г. составит не более 6% глобальной установленной мощности генерации. Кроме того, в литературе практически отсутствуют сведения об удельном потреблении минеральных материалов в этих видах электрогенерации. В связи с этим в качестве критических для перехода к «зеленой энергетике» будут рассматриваться те виды минеральных материалов, которые должны обеспечивать опережающее развитие ветровой и солнечной электрогенерации, систем накопления и хранения электроэнергии (СНЭ), получаемой из непостоянных источников, а также электрического транспорта.

В дальнейшем речь пойдет о природных минеральных материалах: металлах и индустриальных минералах. По этой причине будут исключены из анализа синтетические материалы, используемые в качестве герметика, и стеклоуглеродные композиты, из которых делают лопасти ветровых турбин.

Энергия солнца для получения электроэнергии используется в солнечных панелях и солнечных системах концентрирующего типа. В **фотовольтаике** в качестве субтехнологий в настоящее время применяются несколько видов солнечных панелей, которые различаются составом полупроводникового материала [Мейтин, 2000; Guirco et al., 2019]. Во всех видах солнечных панелей главными конструкционными материалами являются сталь и Al, а в соединительных проводах в большом количестве применяется Cu. В самых распространенных солнечных панелях на основе моно- или поликристаллического кремния (с-Si) используются стекло (покрывает поверхность панели), синтетический материал (герметик), Al (каркас), Si — один из наиболее широко распространенных элементов в земной коре (фотоэлементы), Ag (контактная сетка), а также Sn, Pb и в очень небольших количествах ряд других металлов [Dominish, 2019].

При изготовлении тонкопленочных солнечных панелей — фотовольтаики второго поколения — на лист стекла, пластика или нержавеющей стали наносятся проводящий слой и один или несколько тончайших (толщиной в диапазоне от нескольких нанометров до нескольких микрометров) слоев того или иного фотоактивного полупроводникового материала.

Солнечные элементы на основе аморфного кремния с изовалентной примесью Ge (a-SiGe) формируются на ленте из нержавеющей стали или на стеклянных подложках. В качестве переднего контакта используется проводящий слой — оксидная пленка из SnO_2 , In_2O_3 или $\text{SnO}_2 + \text{In}_2\text{O}_3$ толщиной 60 нм (потребление In составляет $0,4 \text{ г/м}^2$ площади панели), а в качестве заднего контакта служит токопроводящая металлическая пластина, покрытая пленкой ZnO.

Для изготовления солнечных модулей на основе теллурида кадмия (CdTe) на стеклянную подложку наносится слой прозрачного проводника из оксидов In и Sn, который служит передним контактом, затем слой сульфида CdS с *n*-проводимостью и сорбирующий слой CdTe с *p*-проводимостью. Задним контактом служит токопроводящая металлическая пластина. При производстве таких панелей кроме Te ($6,5 \text{ г/м}^2$ площади панели) и Cd используется также небольшое количество Ni, Pb, Zn, Sn.

В солнечных панелях, использующих диселенид меди-индия-галлия (CIGS), подложка из незакаленного стекла покрывается токопроводящим слоем Mo (катод), на который последовательно наносятся слой полупроводникового материала Cu(In,Ga)Se_2 , обладающего *p*-проводимостью, промежуточный слой сульфида CdS, вспомогательный слой ZnO, и наконец, слой оксида Zn с примесью Al (ZnO:Al), который обладает *n*-проводимостью и используется как проводящий электричество анод. Таким образом, при изготовлении тонкопленочных панелей этого типа кроме In ($2,9 \text{ г/м}^2$ площади панели), Ga ($0,53 \text{ г/м}^2$), Se и Cu используются также Mo, Cd, Te, Zn и Sn.

Концентрационные солнечные электростанции, использующие длинные параболические зеркала или линейные отражатели Френеля, требуют стали и Al как основных материалов для опорных конструкций, а также Cu для кабелей, насосов, электромоторов и генераторов. Но важнейшим металлом для отражающих зеркал является Ag (1 г/м^2 площади зеркала), обладающее наивысшей отражательной способностью среди всех металлов [Moss et al., 2011; Grandel et al., 2016].

В **ветроэнергетике** для преобразования энергии ветра в электроэнергию в настоящее время используются две основные субтехнологии: ветроустановки с низкоскоростными (об/мин) турбинами с прямым приводом (< 80), а также средне- (> 80) и высокоскоростные (> 900) редукторные турбины. Первые являются более дорогостоящими, использу-

ют сильные редкоземельные постоянные магниты, но имеет меньший размер, легче и реже выходят из строя, и поэтому предпочитают в крупных офшорных ветровых парках, где ветры более сильные и техническое обслуживание установок затруднено. В типичном случае ветровые установки обоих типов представляют собой трехлопастные ветровые турбины (редукторные или прямого привода), помещенные в гондолы из нержавеющей стали или стекловолокна, и установленные на башню из оцинкованной стали или алюминиевых сплавов на основании из бетона, армированного сталью. Механические компоненты, помещенные в гондолу (валы, тормозная система, редуктор) делаются из чугуна, хромистой и низколегированной стали. Для изготовления генератора необходимы Cu и Al, а для электронных компонентов и соединительных кабелей — Al, Pb, Cu, Sn и низколегированная сталь. В состав ветровых турбин в небольших количествах входят также Mn, Ni, Mo и Co. В низкоскоростных генераторах с прямым приводом отсутствует редуктор, но в них используются постоянные магниты, от силы которых зависит мощность генераторов.

В настоящее время самыми сильными являются редкоземельные постоянные магниты, получаемые методом порошковой металлургии из сплава NdFeB. Они обладают непревзойденными свойствами: высокой коэрцитивной силой (материал может использоваться в зоне действия внешних магнитных полей), высокими усилием на отрыв и показателем остаточной намагниченности (магнитный сплав теряет всего несколько процентов своей силы за столетие — «вечный магнит»). Для защиты от коррозии на поверхность магнита наносятся пленки Cu, Ni, Zn или любое гальваническое покрытие, а в составе сплава для улучшения его стойкости к коррозии и повышения коэрцитивной силы Nd частично заменяется на Dy, Pr, Tb и дополнительно вводятся Co, Cu, Nb, Al, Pb. В современных ветровых установках постоянные магниты имеют массу до 4 т и содержат в среднем (%) 66 Fe, 28–31 Nd, 4,4 Dy, 1 B, значительные количества Pr и Tb [Grandel et al., 2016; Rabe et al., 2017]. Те же элементы находят применение в постоянных магнитах для внутренних креплений в ветровых установках.

Системы накопления и хранения электроэнергии (СНЭ) призваны компенсировать невозможность генерировать электроэнергию в ночное время (для гелиоэнергетики) или в безветренную погоду (для ветроэнергетики). Использование кислотно-свинцовых аккумуляторов в настоящее время сокращается, а внедрение проточных окислительно-восстановительных батарей, использующих в качестве электролита раствор солей ванадия, только начинается. Считается, что в обозримом будущем среди разнообразных систем накопления и хранения электроэнергии будут резко доминировать Li-ионные автомобильные аккумуляторы и стационарные (сетевые и децентрализованные)

СНЭ. Различные доли в их суммарную емкость будут вносить литий-никель-марганец-кобальт-оксидные ($\text{LiNi}_x\text{Mn}_y\text{Co}_z\text{O}_2$, NMC; 60%), литий-марганец-оксидные (LiMn_2O_4 , LMO; 20%), литий-никель-кобальт-алюминий-оксидные (LiNiCoAlO_2 , NCA; 15%) и литий-железо-фосфатные (LiFePO_4 , LFP; 5%) аккумуляторы. При их изготовлении используются Al и Cu (в составе катода и анода соответственно), Li и Ni, Co, Mn, (в составе производных Li на алюминиевой фольге). Традиционным анодным материалом в Li-ионных аккумуляторах является графит, нанесенный на медную фольгу, который добывается из недр (55%) или получается искусственным путем.

На **электромобили**, как гибридные и подключаемые, так и работающие исключительно на аккумуляторных источниках питания, в рассматриваемый период будет приходиться большая часть суммарной мощности СНЭ. Естественным поэтому является включение в анализ минеральных материалов для создания не только аккумуляторов, но и постоянных магнитов на основе сплавов NdFeB для моторов электромобилей (Nd с добавкой Dy для повышения жаропрочности, а также Pr, Tb, Ga), силовой электроники и кабелей (Ga, In, Ge, Ag, Pd, Au).

Критическое минеральное сырье для технологий энергетического перехода. В 2021–2050 гг. в связи с энергетическим переходом дополнительное использование стали и стекла в фотовольтаике, и чугуна, стали и цемента в ветровых генераторах составит многие десятки и сотни миллионов тонн. Однако для их получения требуются относительно дешевые и широко распространенные виды полезных ископаемых — стекольное сырье, глины и карбонатные породы, железные руды. Их производство рассредоточено по множеству стран, а текущие масштабы их ежегодной добычи многократно превышают суммарные за 30 лет дополнительные потребности в них со стороны новых энергетических технологий. Во многих из них находят применение Zn, Cu, Al, Cr, Mn, Mo, Pb, Sn (табл. 1). Однако эти металлы производятся в больших количествах, и любая временная нехватка их для производства «зеленых» технологий относительно легко компенсируется за счет перераспределения их между многочисленными традиционными областями применения металлов.

Из перечисленных минеральных материалов определению критических в наиболее полной мере отвечают In, Cd, Ge, Ga, Te, Se и отчасти Ag (в обеих технологиях солнечной электрогенерации и электромобилях), Dy, Nd, Pr, Tb (в ветровых установках и электромобилях), а также Ni, Co, Li и графит (в СНЭ). Они и (или) их производные обладают уникальными свойствами, и не могут быть заменены без неприемлемого снижения эксплуатационных характеристик оборудования, и это обуславливает высокую зависимость производства технологий энергетического перехода от стабильности цен и непрерывности поставок этих видов минеральных материалов. В настоящее время эти виды сырья

Таблица 1

Использование металлов и промышленных минералов в важнейших технологиях энергетического перехода по [Moss et al., 2011; Ohrlund, 2012; Grandell et al., 2016; World Bank, 2017; Dominish et al., 2019; Carrara et al., 2020]

Металлы и минералы	Солнечная фотовольтаика				Солнечные системы концентрирующего типа	Ветровые турбины		Системы накопления электроэнергии	Электромобили и гибриды	
	c-Si	a-SiGe	CIGS	CdTe		с редуктором	прямого привода		моторы	силовая электроника
Алюминий	+	+	+	+	+	+	+	+		
Галлий			++	+					++	++
Германий		++								++
Графит								++		
Диспрозий						+	++		++	
Золото										+
Индий		++	++	+						++
Кадмий			+	++						
Кобальт								++		
Литий								++		
Марганец						+	+			
Медь	+	+	+	+		+	+	+		
Молибден			+			+	+			
Неодим						+	++		++	
Никель				+		+	+	++		
Олово	+	+	+	+						
Палладий										+
Празеодим						+	++		++	
Свинец	+			+						
Селен			++							
Серебро	++			+	++					+
Сталь/чугун	+	+	+	+		+	+			
Теллур			+	++						
Тербий						+	++		++	
Хром						+	+			
Цинк			+	+		+	+			

Примечание: двойным символом отмечены виды сырья, имеющие критическое значение для определенных технологий энергетического перехода.

используются в очень ограниченных количествах. К 2050 г. спрос на них может возрасти в десятки раз именно за счет использования в технологиях энергетического перехода, которые превратятся в главную область использования многих из них. Поэтому недостаток предложения, например, Ga или Ge не сможет компенсироваться перераспределением их потребления между различными отраслями. Между тем ограничения или перебои в поставках сырья могут вызываться различными причинами. Среди них важное значение имеют, например, недостаток запасов, невозможность для горно-металлургического комплекса обеспечить требуемый уровень добычи, а также различные труднопредсказуемые политические причины.

При уровне добычи критических минеральных материалов, достигнутом в 2020 г., обеспеченность запасами большинства из них исчисляется многими

десятилетиями (табл. 2). Так, даже с учетом неполноты извлечения металлов в коммерческую продукцию, запасы Te, по крайней мере теоретически, были бы достаточны для удовлетворения потребностей мировой экономики в течение 30 лет, Co — 40, Li — 173, Se — 31 года и т.д. Следует помнить, что для каждого из этих видов сырья существуют выявленные ресурсы, превышающие нынешние запасы, например, для Ni и Co в 3,3, Li — в 4, In — в 7,5 раза. По мере необходимости эти ресурсы в результате геологоразведочных работ могут быть переведены в категорию запасов.

С другой стороны, и спрос на критические минеральные материалы (а значит, и их добыча) в предстоящий период будет быстро расти, в том числе в связи с потреблением в производстве технологий энергетического перехода. Предварительные расчеты показывают, что в текущее тридцатилетие

(2021–2050) спрос на Ni, например, возрастет примерно в 2,1, Co — в 4, Li — в 8, Te — в 18 раз и т.д. Для сравнения, в тот же период спрос на Cu, Zn, Pb, Sn возрастет примерно в 1,7–1,9 раза. Соответствующим образом будет возрастать и скорость истощения запасов критических минеральных материалов. В какой мере оно сможет стать сдерживающим фактором в развитии «зеленой» энергетики и электромобилестроении, будет зависеть в том числе от способности геологической отрасли обеспечить опережающий прирост запасов.

В ближайшие десятилетия наличие запасов и добыча этих минеральных материалов будут определять темпы энергетического перехода и соотношения между применяемыми технологиями и субтехнологиями. С другой стороны, технологии энергетического перехода станут важнейшими рынками для критических материалов, где будет потребляться значительная, а иногда и большая часть их добычи.

Ограниченность и неравномерное распределение запасов ключевых видов полезных ископаемых обуславливают риски прекращения поставок. По данным [Mineral, 2022], от 21 до 46% запасов каждого вида минерального сырья, критического для технологий энергетического перехода, сосредоточено в одной стране (рис. 1). Так, по 22% мировых запасов Ni имеют на своей территории Австралия и Индонезия. Почти 26% запасов Se и 21% запасов Te подсчитаны на месторождениях Китая, а 23% запасов Ag — на гидротермальных жильных и скарновых месторождениях в Перу. Около 46% мировых запасов Co приходится на медно-кобальтовые месторождения в протерозойских сланцах Центрально-Африканского медного пояса в ДРК. Около 52% мировых запасов Mo приходится на медно-кобальтовые месторождения в протерозойских сланцах Центрально-Африканского медного пояса в ДРК. Около 52% мировых запасов Co приходится на медно-кобальтовые месторождения в протерозойских сланцах Центрально-Африканского медного пояса в ДРК. Около 52% мировых запасов Co приходится на медно-кобальтовые месторождения в протерозойских сланцах Центрально-Африканского медного пояса в ДРК.

Рис. 1. Распределение по странам запасов минерального сырья, критически важного для производства технологий энергетического перехода (2020 г.), по [Mineral, 2022]

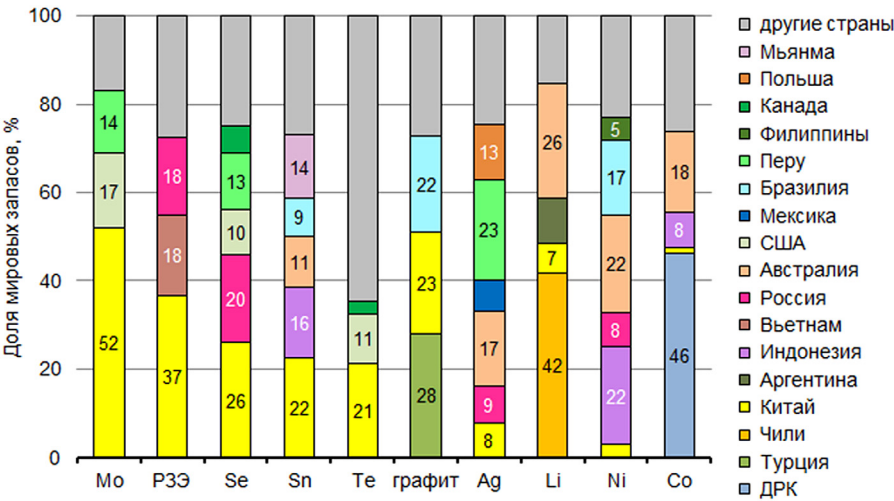


Таблица 2
Ресурсы, запасы и рудничная добыча металлов, используемых в технологиях энергетического перехода (по данным на 2020 г.), по [Mineral, 2021; Grandell et al., 2016]

Металл / минерал	Ресурсы, тыс. т	Запасы, тыс. т	Рудничная добыча, тыс. т*	Обеспеченность добычи запасами, годы**
Co	25 000	7600	129	43
Li	89 000	22 000	87	184
Ag	1308	530	26	15
Ni	300 000	95 000	2492	28
Cu	2 100 000	880 000	20 788	31
Al		5 984 000	65 352	67
Zn	1 900 000	250 000	12 608	14
Se	1312	550	3	34
Te	525	220	0,4	45
Ga	3750	1600	0,3	69
Ge	950	125	0,1	10
In	253	33	0,9	16
Cr	12 000 000	570 000	8186	51
Cd	9500	1250	25	15
Pb	2 000 000	90 000	4746	14
Mo	25 000	16 000	284	41
Fe		85 000 000	1 522 559	41
Sn		4900	277	13
Mn		1 500 000	19 277	57
Dy	670	480	1,6	219
Pr	2800	2000	5,9	247
Nd	11 200	8000	20	292
Tb	420	300	0,32	683
графит	800 000	32 0000	940,5	248

Примечания. * — для Se, Te, In, Cd, Ga, Ge приведено производство очищенных металлов. ** — с учетом коэффициентов извлечения металлов в концентраты.

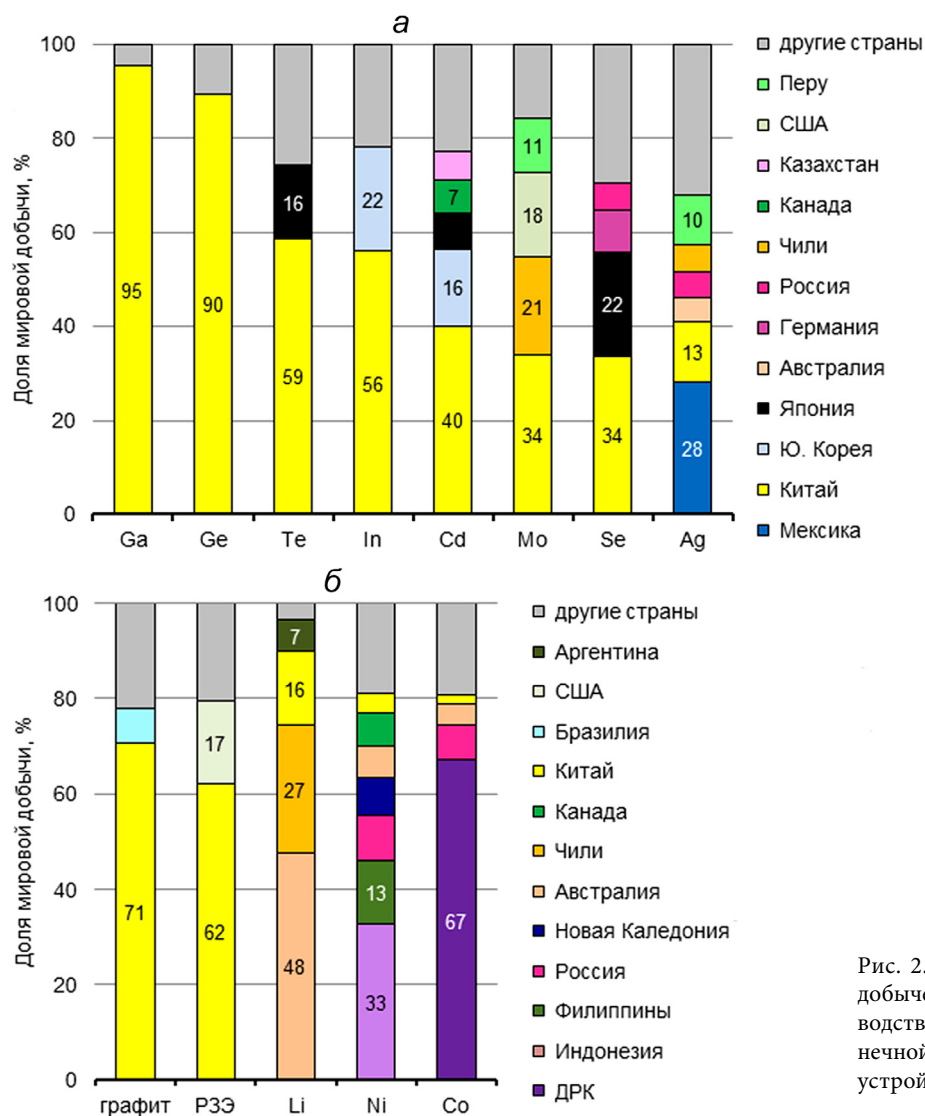


Рис. 2. Доли стран в мировой рудничной добыче металлов (металлургическом производстве для Cd, Ge, In, Te, Se и Ga) для солнечной фотовольтаики (а), аккумуляторных устройств, ветровых установок и электромобилей (б), по [World, 2022]

извлекаемыми попутно из свинцово-цинковых руд, и опережает по этому показателю Китай (18%).

Почти 37% мировых запасов оксидов P3Э сосредоточены в Китае (1-е место в мире) и по 18% приходятся на долю Бразилии, России и Вьетнама. Китай занимает 2-е место в мировом рейтинге по запасам графита (23% мировых), незначительно отставая от Турции (28%), но опережая Бразилию (22%).

Китай значительно превосходит ближайших конкурентов по рудничной добыче (доля мирового рудничного производства, %) графита (70,7) и P3Э (60,0), и уступает лишь Мексике по производству Ag (12,9). Однако доминирующее положение Китая в обеспечении технологий энергетического перехода минеральными материалами определяется не только крупными запасами, но и лидерством в получении металлов.

Рудничное (металлургическое для Cd, Ge, In, Te, Se и Ga) производство критических металлов сконцентрировано в еще более высокой степени, чем запасы (рис. 2). Характеризующий степень концентрации индекс Херфендаля-Хиршмана (ННП) для большинства из них принимает значения от умерен-

но высокого 2079 для Cd до рекордного 8062 для Ge [World., 2022]. Хотя доля Китая в мировых запасах Ga, Se, Te в 2020 г. составляла только около 3%, эта страна лидировала по выпуску (доля мирового металлургического производства, %) очищенных Ga (95,4), Te (58,6), Se (33,6), и кроме того, производила больше всех Ge (89,6), In (55,9), Cd (40,1) из собственных и импортных бокситов, медных и цинковых концентратов. Располагая на своей территории всего 6,8% мировых запасов Li в подземных рассолах и пегматитовых месторождениях (4-е место в мире), Китай уступает лишь Австралии по его рудничной добыче (16% мировой), лидирует в мире по производству металла и его соединений (80%), а также по производству Li-ионных аккумуляторов (суммарная емкость выпускаемых в Китае СНЭ составляет 60% мировой). При наличии незначительных запасов Co на национальной территории (1,7% мировых) китайские компании получили доступ к ресурсам недр ДРК и из импортного сырья производят больше всех в мире металлического Co в разной форме (68,2%). Китайская металлургия обеспечивает (доля мирового производства, %) 33,8 Mo, а также

50,4 ферроникеля, 24,1 металлического Ni и 56,7 его соединений при том, что национальные запасы этого металла составляют всего 2,9% мировых.

Вызванный переходом к преимущественному использованию ВИЭ многократный рост потребления большинства перечисленных минеральных материалов создает возможности для ускорения экономического роста развивающихся стран, имеющих на своей территории крупные запасы и ресурсы соответствующих полезных ископаемых и лидирующих по их добыче. В их число входят ДРК, Индонезия и Куба (Со), Бразилия, Филиппины, Индонезия (Ni), Вьетнам и Китай (РЗЭ), Турция, Бразилия, Мадагаскар (графит), Чили, Боливия и Аргентина (Li) и др. Однако главным выгодополучателем, безусловно, станет Китай.

Казавшийся безопасным в эпоху глобализации, главным образом политически мотивированный выбор наиболее высоких темпов перехода к преимущественному использованию ВИЭ сделан странами, практически лишенными собственных источников критического сырья для технологий энергетического перехода. Высокие уровни концентрации запасов и мирового производства многих видов критически важной минеральной продукции означают для них высокие риски прекращения ее поставок по политическим причинам.

В странах ЕС и Японии, практически лишенных собственных запасов важнейших минеральных ресурсов, и даже в США китайское лидерство в получении критических минеральных материалов рассматривается как один из факторов риска для развития «зеленых» энергетических технологий и производства электромобилей.

Для американской промышленности Китай является важным поставщиком (доля китайского сырья во внутреннем потреблении США, %) РЗЭ в виде металлов и сплавов (78), а также Ga (53), графита (33), In (31), Ge (25), Se и Te (15), Cd (10). В США и странах ЕС зависимость от китайских редкоземельных металлов рассматривается как «стратегическая уязвимость». Руководством стран признается, что даже кратковременные сбои в поставках из Китая Nd, Tb, Pr, Dy, например, по политическим причинам могут остановить производство постоянных магнитов не только для ветровых турбин, но и для двигателей гибридов и электромобилей [Moss et al., 2011, 2013; Ohrlund, 2011; US DOE, 2011].

Действительно, в последние годы использование поставок минеральных материалов для достижения политических целей превращается в новую норму. Достаточно вспомнить политически мотивированный отказ Австралии в 2014 г. от поставок урановых руд в Россию по договору, подписанному в 2006 г. В последние годы нередко в качестве инструмента давления для достижения своих внешнеполитических или экономических целей различные страны использовали в том числе и рассмотренные выше типы минерального сырья. Так, в 2010 г. Китай

вынудил Японию пойти на политические уступки в ходе так называемого рыболовного конфликта, пригрозив сократить экспорт в эту страну редкоземельных металлов, а в 2019 г. аналогичным образом нанес ответный удар в торговой войне против США. С середины апреля 2022 г. по политическим причинам заблокировали поставки в Россию канадские компании, которые из озерной рапы на месторождениях в селарах «Литиевого треугольника» в Чили и Аргентине добывают Li, критически важный для электромобилестроения и СНЭ.

Крупнейшие страны-поставщики, используя свое доминирующее положение на рынке критического минерального сырья, могут не только укреплять свое влияние в международных делах, но и влиять на цены на поставляемую ими продукцию. Хорошими иллюстрациями этого являются резкое удорожание оксидов РЗЭ, над поставками которых на мировой рынок сохраняется контроль китайского правительства, а также рост цены на Li, которая всего за год с апреля 2021 г. возросла на 423%. Аналогичный тренд демонстрируют цены на другие критические материалы. В конечном счете сохранение такой тенденции может привести к росту цен на готовые изделия и внести вклад в «зеленую» инфляцию.

Заключение. В эпоху энергетического перехода статус критически важных минеральных материалов приобретают РЗЭ (Nd, Pr, Dy, Tb), In, Ga, Se, Te, Ge, Ag, Co, Ni, Li и графит. Они и (или) их производные обладают уникальными свойствами и не могут быть эффективно заменены субститутами, а их потребление в предстоящее 30-летие будет возрастать быстрыми темпами. Для самих этих критических материалов технологии энергетического перехода станут крупнейшими рынками.

Высокие уровни концентрации запасов и мирового производства многих видов критического минерального сырья предполагают высокий риск прекращения их поставок, в частности, по политическим причинам. Переход к политике нулевой толерантности к углеродному следу, и как следствие, расширяющееся использование низкоуглеродных технологий, требующих критических минеральных материалов, открывает новые возможности для экономического роста и усиления политического влияния целого ряда развивающихся стран, экономика которых ориентирована на добычу и экспорт критического минерального сырья. Среди них наибольшие преимущества получит Китай, обладающий большими запасами и лидирующий по рудничному и металлургическому производству многих видов критических минеральных материалов. Следует внимательно изучить возможности участия России в обеспечении энергетического перехода минеральным сырьем.

Удорожание критических материалов для технологий энергетического перехода создает дополнительные риски и может поставить мировую эконо-

мику перед выбором между отказом от углеродного следа и энергетической безопасностью.

Благодарности. Авторы благодарны доктору технических наук, профессору кафедры геологии и маркшейдерского дела Горного института МИСиС

В.В. Мосейкину и доктору геолого-минералогических наук, заведующему кафедрой общей геологии и геокартирования РГГРУ (МГРИ), профессору В.В. Дьяконову за внимательное прочтение рукописи статьи и сделанные ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мейтин М. Фотовольтаика: материалы, технологии, перспективы. Пусть всегда будет солнце // Электроника: наука, технология, бизнес. 2000. № 6. С. 40–47.
2. Carrara S., Alves Dias P., Plazzotta B., Pavel C. Raw materials demand for wind and solar PV technologies in the transition towards a decarbonised energy system // Brussels: European Parliament. 2020. URL: [https://www.europarl.europa.eu/RegData/etudes/etudes/join/2011/471604/IPOL-JOIN_ET\(2011\)471604_EN.pdf](https://www.europarl.europa.eu/RegData/etudes/etudes/join/2011/471604/IPOL-JOIN_ET(2011)471604_EN.pdf) (дата обращения: 01.01.2023).
3. Dominish E., Teske S., Florin N. Responsible minerals sourcing for renewable energy // Sydney: Institute for sustainable futures, University of Technology. 2019. URL: https://earthworks.org/assets/uploads/2019/04/MCEC_UTS_Report_lowres-1.pdf (дата обращения: 14.06.2022).
4. Elshkaki A., Graedel T.E. Solar cell metals and their hosts: A tale of oversupply and undersupply // Applied Energy. 2015. Vol. 158. P. 167–177.
5. Guirco D., Dominish E., Florin N. et al. Requirements for minerals and metals for 100% renewable scenarios // Achieving the Paris Climate Agreement Goals. Cham, Switzerland: Springer Nature Switzerland AG. 2019. URL: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-030-05843-2_11 (дата обращения: 10.01.2022).
6. Grandell, L., Lehtila A., Kivinen M. et al. Role of critical metals in the future markets of clean energy technologies // Renewable Energy. 2016. Vol. 95. P. 53–62.
7. Mineral Commodities Summaries 2022. URL: <https://doi.org/10.3133/mcs2022> (дата обращения: 09.09.2022).
8. Moss R.L., Tzimas E., Kara H. et al. Critical metals in strategic energy technologies: Assessing rare metals as supply — chain bottlenecks in low-carbon energy technologies // Publications Office of the European Union. 2011. URL: <https://op.europa.eu/en/publication-detail/-/publication/2239d6b7-cda8-4570-a9f0-13ad60ce3f11/language-en> (дата обращения: 05.04.2022).
9. Moss R. L., Tzimas E.P., Willis J. et al. Critical minerals in the path towards the decarbonisation of the EU energy sector: Assessing rare minerals as supply chain bottlenecks in low-carbon energy technologies // JRC Scientific and Policy Report. Luxembourg: Publications Office of the European Union. 2013. URL: <https://publications.jrc.ec.europa.eu/repository/handle/JRC82322> (дата обращения: 01.01.2023).
10. Öhrlund I. Future metal demand from photovoltaic cells and wind turbines: Investigating the potential risk of disabling a shift to renewable energy systems // European Parliament. 2011. URL: [http://www.europarl.europa.eu/RegData/etudes/etudes/join/2011/471604/IPOL-JOIN_ET\(2011\)471604_EN.pdf](http://www.europarl.europa.eu/RegData/etudes/etudes/join/2011/471604/IPOL-JOIN_ET(2011)471604_EN.pdf) (дата обращения: 05.04.2022).
11. Rabe W., Kostka G., Smith S.K. 'China's supply of critical raw materials: risks for Europe's solar and wind industries?' // Energy Policy. Vol. 101. 2017. P. 692–699.
12. US DOE (U.S. Department of Energy) 2011. Critical materials strategy // DOE. 2011. URL: https://www.energy.gov/sites/prod/files/DOE_CMS2011_FINAL_Full.pdf (дата обращения: 01.01.2023).
13. World Bank 2017. The growing role of minerals and metals for a low carbon future // Washington, DC: World Bank. 2017. URL: <https://openknowledge.worldbank.org/handle/10986/28312> (дата обращения: 10.01.2022).
14. World Mining Data 2022. URL: <https://www.world-mining-data.info/wmd/downloads/PDF/WMD2022.pdf> (дата обращения: 13.07.2022).

Статья поступила в редакцию 07.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.07.2023

УДК 551.248.(470.324)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-11-21

ПРИЧИНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗОНЫ ЛИСКИНСКОГО РАЗЛОМА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ВОРОНЕЖСКОГО ПОДНЯТИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Татьяна Владимировна Суханова¹✉, Наталия Валентиновна Макарова²,
Александр Николаевич Стафеев³, Людмила Ивановна Надежка⁴,
Александр Иванович Трегуб⁵, Ирина Трофимовна Ежова⁶,
Александр Евгеньевич Семенов⁷.

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; makarovanat@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; anstafeev@rambler.ru

⁴ Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», Обнинск, Россия; Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия; nadezhka_ssm@geophys.vsu.ru

⁵ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия; tregybai@yandex.ru

⁶ Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», Обнинск, Россия; Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия; iritrof@mail.ru

⁷ Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», Обнинск, Россия; Alexander.Semenov@gmail.ru

Аннотация. Рассматривается зона Лискинского разлома, находящаяся в южной части Восточно-Европейской платформы на границе двух крупных новейших структур — Воронежского поднятия и Окско-Донского прогиба. К зоне разлома и прилегающей территории приурочено скопление эпицентров землетрясений. Исследованы новейшая структура территории, рельеф, строение разноглубинных и разновозрастных горизонтов осадочного чехла, фундамента, земной коры, поверхности Мохо, и определены причины неотектонической и сейсмической активности зоны. Лискинский разлом в настоящее время развивается как взброс с правосдвиговой составляющей в условиях субмеридионального сжатия, а прилегающая к нему территория находится под воздействием разнонаправленных тектонических напряжений сжатия: с севера, со стороны Окско-Донского прогиба, и с юга, со стороны Кавказского сегмента альпийского коллизийного пояса. Это отражено в морфологии и строении новейших структур. С субмеридиональным сжатием связаны деформации разноглубинных горизонтов, а также земной поверхности, и активизация сейсмичности. Большое значение имеют глубинные вещественные и структурные неоднородности земной коры. Впервые в новейшей структуре юго-восточной части Восточно-Европейской платформы выделена область встречного субмеридионального движения и столкновения блоков, вызывающих активную сейсмичность.

Ключевые слова: новейшие поднятия, прогибы, разломы, линеаменты, эпицентры землетрясений, сжатие, растяжение, сдвиги, взбросы, фундамент, земная кора

Для цитирования: Суханова Т.В., Макарова Н.В., Стафеев А.Н., Надежка Л.И., Трегуб А.И., Ежова И.Т., Семенов А.Е. Причины тектонической и сейсмической активности зоны Лискинского разлома (юго-восточная часть Воронежского поднятия Восточно-Европейской платформы) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 11–21.

THE CAUSES OF TECTONIC AND SEISMIC ACTIVITY OF THE LISKIN FAULT ZONE (IN THE SOUTHEASTERN PART OF THE VORONEZH UPLIFT OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM)

Tatyana V. Sukhanova¹✉, Natalya V. Makarova², Alexandr N. Stafeyev³,
Ludmila I. Nadezhka⁴, Alexandr I. Tregub⁵, Irina T. Ezhova⁶, Alexandr E. Semenov⁷

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

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; makarovanat@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; anstafeev@rambler.ru

⁴ Geophysical Survey RAS (GS RAS), Obninsk, Russia; Voronezh State University, Voronezh, Russia; nadezhka_ssm@geophys.vsu.ru

⁵ Voronezh State University, Voronezh, Russia; tregybai@yandex.ru

⁶ Geophysical Survey RAS (GS RAS), Obninsk, Russia; Voronezh State University, Voronezh, Russia; iritrof@mail.ru

⁷ Geophysical Survey RAS (GS RAS), Obninsk, Russia; Alexander.Semenov@gmail.ru

Abstract. The Liskin fault zone located in the southeastern part of The East European Platform on the border of two large neotectonic structures — the Voronezh Uplift and the Oka-Don basin is considered. A concentration of

earthquake epicenters is confined to the fault zone and the adjacent territory. The neotectonic structures of the territory, relief, structure of the multi-depth and age horizons of the sedimentary cover, basement, crust, Moho surface are investigated, and the causes of neotectonic and seismic activity of the zone are determined. The Liskin fault at the present time developing as a thrust with right component under the conditions of submeridional compression and the adjacent territory is under the influence of multidirectional tectonic compression stresses: from the north, from the Oka-Don basin and from the south, from the Caucasian segment of the Alpine collision belt. This is reflected in the morphology and structure of the newest structures. The deformation of multi-depth horizons as well as the Earth's surface and the activating of seismicity are associated with the submeridional compression. The deep material and structural inhomogeneities of the Earth crust are of great importance. For the first time in the newest structure of the south-eastern part of the East European Platform, the collision area of two oncoming submeridional stresses that caused active seismicity has been identified.

Keywords: recent uplifts, basins, faults, lineaments, earthquake epicenters, compression, extension, strike-slip faults, reverse faults, basement, Earth crust

For citation: Sukhanova T.V, Makarova N.V., Stafeyev A.N., Nadezhka L.I., Tregub A.I., Ezhova I.T., Semenov A.E. The causes of tectonic and seismic activity of the Liskin fault zone (in the southeastern part of the Voronezh uplift of the East European Platform). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 3: 11–21. (In Russ.).

Введение. Среди многочисленных разломов Восточно-Европейской платформы, выделенных по геофизическим данным, геоморфологическим признакам, дешифрированию линеаментов, сопоставлению с погребенными разломами фундамента, и проявление которых в осадочном чехле в новейшее время не всегда доказано геологическими методами, существуют разломы особенно важные, являющиеся сейсмогенными или потенциально сейсмогенными. Во многих работах отмечается приуроченность эпицентров землетрясений к границам новейших структур, линеаментам-разломам или узлам их пересечения. Однако это лишь внешнее отражение вызвавших землетрясение внутренних процессов, которые в каждом конкретном районе и для каждого сейсмогенного разлома различные, в то время как сами процессы не установлены.

Одним из таких разломов на юге Восточно-Европейской платформы (далее ВЕП) является Лискинский (рис. 1). Он также известен как Лиски-Репьевский. К зоне этого разлома и прилегающей территории приурочены эпицентры землетрясений разного класса, в том числе наиболее сильные для платформы — до 8 энергетического класса (магнитуда 2–4). Это основная область скопления эпицентров землетрясений среди выделенных областей повышенной сейсмичности на территории Воронежского кристаллического массива [Надежка и др., 1998, 2010; Ежова и др., 2010]. Разлом протягивается субшироотно вдоль северного основания Острогжского поднятия, являющегося юго-восточной частью обширного Воронежского поднятия. Здесь в фундаменте по геофизическим и буровым данным выделена система разломов шириной более 40 км, известных в литературе — Суджано-Икорецкий, Ряжско-Кантемировский и др., а также Лискинский, служащий тектоническим контактом между различными по составу и возрасту комплексами архейских и протерозойских образований (рис. 2). Разлом проявлял себя на протяжении всей последующей геологической истории в разные периоды палеозоя и мезозоя, начиная со среднего девона, служив границей поднятых

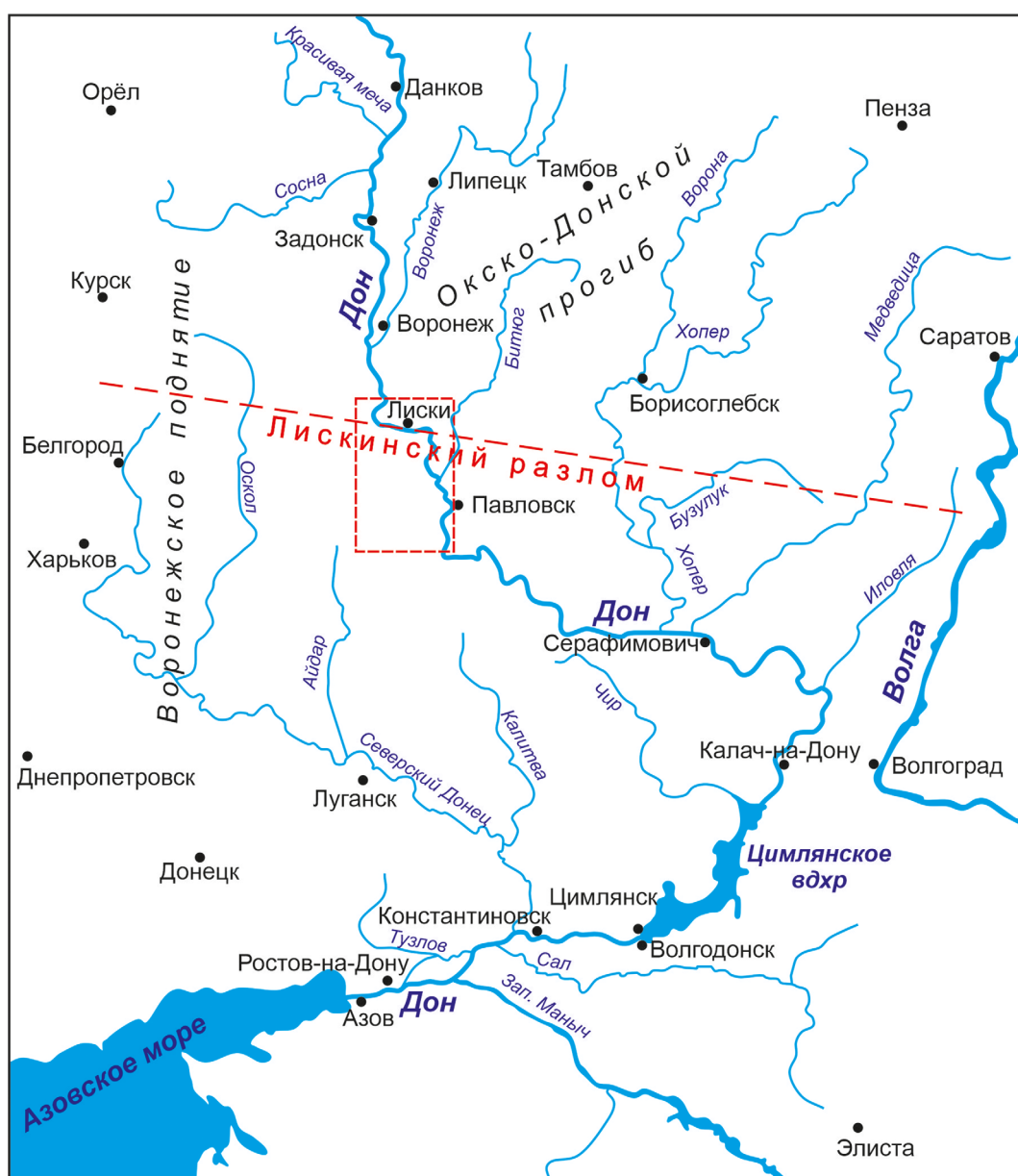
и отрицательных структур, областей размыва и осадконакопления, фаций и мощностей разновозрастных отложений [Тектоника..., 1976]. В новейшее время зона этого разлома также является границей двух крупных структур ВЕП — Воронежского поднятия (его юго-восточного склона) и Окско-Донского прогиба в южной его части. Она выражена в геологическом строении территории, структуре и рельефе, отражена линеаментом на Космотектонической карте ВЕП и ее обрамления масштаба 1:2 500 000 [1989], включена в базу данных активных разломов Евразии, созданную в Геологическом институте РАН [Бачманов и др., 2017].

Основная цель работы — определить причину современной неотектонической и сейсмической активности Лискинской зоны разломов и прилегающей к ней территории, используя комплекс методов (геологических, геофизических, структурно-геоморфологических) и данные бурения.

Изучением Лискинского разлома занимались многие исследователи: Г.И. Раскатов, В.Ф. Лукьянов, В.И. Лосицкий, А.И. Трегу́б, А.А. Старухин, Л.И. Надежка, М.Л. Копп, А.А. Никонов и др. По данным некоторых из них разлом протягивается далеко на запад через долину р. Оскол за Курск более, чем на 300 км, и на восток вдоль северного склона Калачской возвышенности или несколько южнее через район пос. Бутурлиновка к Урюпинску. Наиболее полные данные о строении Лискинской зоны разлома, основанные на детальном полевых исследованиях, содержатся в работах Г.И. Раскатова [Тектоника..., 1976] и А.И. Трегу́ба [Трегу́б, 2002]. Кинематику разлома, геодинамическую обстановку формирования его и прилегающей области изучал М.Л. Копп [Копп, 2004].

А.И. Трегу́б выделил Острогжский структурный узел, включающий северную часть Острогжского поднятия, юго-западную часть Окско-Донского прогиба, Кшень-Оскольскую структурную террасу на восточном склоне Воронежского поднятия и широтные прогибы с долинами р. Дон и его правого притока — р. Потудань. На основании

Рис. 1. Местоположение Лискинского разлома (территория исследования в прямоугольнике)



изучения геологического строения, линеаментов, трещиноватости разновозрастных пород территории этого узла А.И. Трегуб охарактеризовал Лискинский разлом как левый сдвиг со сбросовой компонентой. В противоположность этим выводам М.Л. Копп [Копп, 2004] считал, что Лискинский разлом на новейшем этапе представляет собой взброс с некоторой правосдвиговой составляющей, развивающийся в условиях субмеридионального сжатия. Такая разноречивая трактовка типа разлома (сброс, взброс) и геодинамических условий новейшего, особенно современного состояния Лискинской зоны разлома, требует дальнейшего ее изучения, тем более, что к зоне этого разлома на широтном отрезке долины Дона, а также к прилегающим с севера и юга территориям приурочено скопление эпицентров землетрясений (рис. 3). Кроме того, по всей вероятности, с разломом связаны и деформации меловых отложений, слагающих известные на правобережье долины Тихой сосны и Дона утесы Дивы.

Ниже рассматривается часть Лискинской зоны разлома длиной около 40 км, к которой приурочена широтная долина р. Дон, резко асимметричная (правый берег выше и круче левого). Эту зону мы связываем с проявлением сейсмической активности. Для определения современных тектонических геодинамических условий, отвечающих за повышенную сейсмичность территории зоны разлома, приведем характеристику новейшей структурной обстановки.

Новейшая структура. Основными новейшими структурами исследуемого района являются Окско-Донской прогиб в своей юго-западной части, Острогожское поднятие и разделяющий их Масальский прогиб (рис. 4).

Юго-западная часть новейшего обширного и протяженного Окско-Донского прогиба (ОД — здесь и ниже буквенные обозначения структур показаны на рис. 4) представляет низкое Левобережье Дона. Прогиб является структурой растяжения, образование которой связывается с давлением с юга со

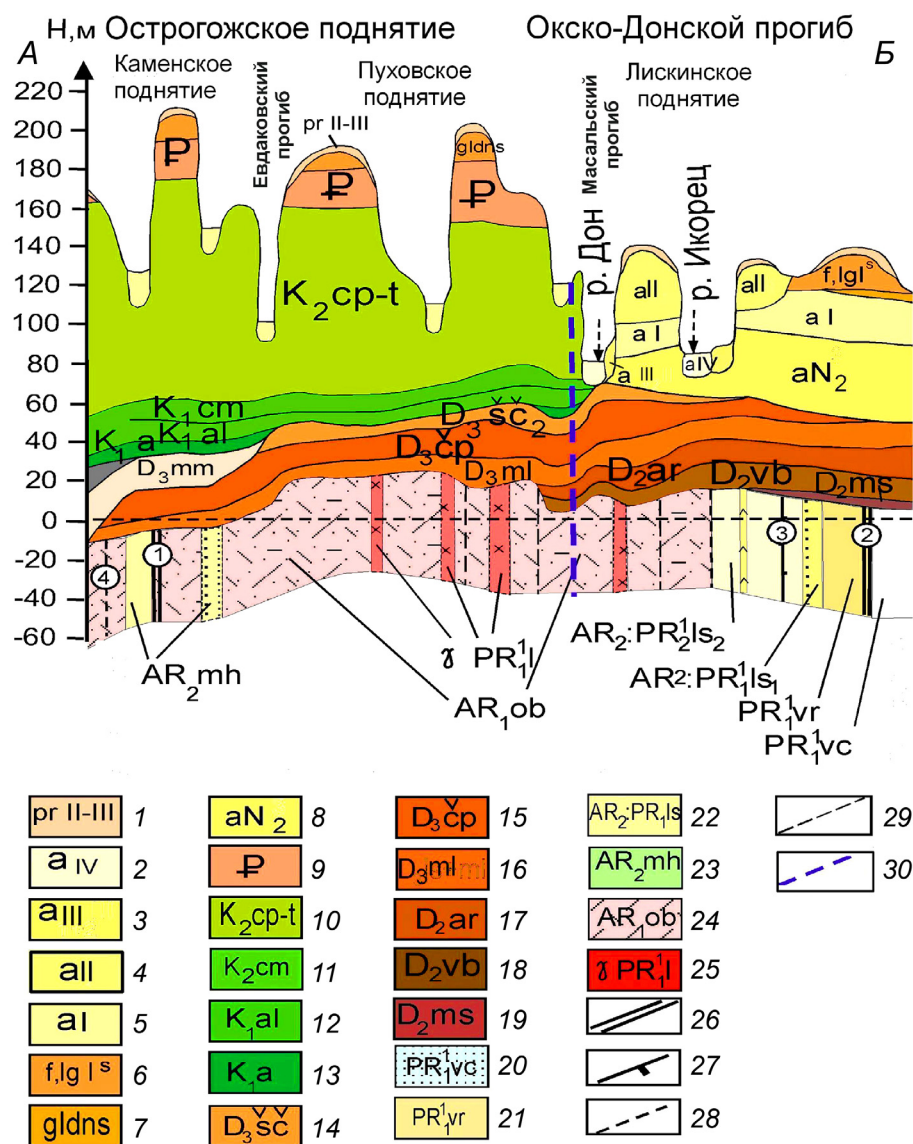


Рис. 2. Геологический разрез по линии А-Б (положение линии см. рис. 4). Отложения осадочного чехла разного возраста: четвертичные: 1 — средне-верхнеплейстоценовые покровные; аллювий — 2 — голоценовый поймы, 3 — верхнеплейстоценовый первой и второй террас; 4 — среднеплейстоценовый третьей террасы; нижнеплейстоценовый: 5 — аллювий пятой террасы, 6 — флювиогляциальные и лимнические отложения времени максимального распространения донского ледника, 7 — морена донского оледенения; 8 — неогеновый аллювий. Отложения: 9 — палеогеновые; 10–13 — меловые (ярусы верхнего и нижнего отделов меловой системы); 14–19 — девонские (ярусы верхнего и среднего отделов девонской системы). Кристаллический фундамент: 20–25 — осадочно-метаморфические образования архей-протерозойского возраста. Разломы фундамента: 26–29 — с 1-ого по 4-ый ранг (цифры в кружках — названия разломов: 1 — Рязско-Кантемировский, 2 — Лосевско-Мамонский, 3 — Суджанско-Икорецкий, 4 — Графский); 30 — Лискинский разлом (по данным [Раскатов, 1976])

стороны Альпийского коллизионного пояса [Копп, 2002, 2004; Трегуб, 2002] или с преимущественным действием процессов, происходящих внутри земной коры [Макаров, 2001; Макарова и др., 2002]. Об условиях растяжения свидетельствует широкое развитие субмеридиональных линейных элементов или зон трещиноватости и разрывов, используемых речными долинами.

Фундамент Окско-Донского прогиба сложен архейскими гранитоидами. В рельефе юго-западная часть прогиба представляет эрозионно-аккумулятивную равнину с абсолютной высотой 140–150 м, повышающейся к Дону. Прогиб выполнен верхне-

плейстоценовым аллювием Дона (кривоборская свита aN₂³kr) мощностью около 40 м, и перекрывающими его четвертичными отложениями мощностью до 50 м (рис. 2). Последние представлены нижнеплейстоценовыми аллювием (al), мореной донского оледенения (gldns) и флювиогляциальными отложениями времени отступления этого оледенения (f,lg¹s), слагающими водораздельный ландшафт. Более молодые аллювиальные отложения слагают террасы Дона и его притоков.

Плиоценовый аллювий залегает на верхнедевонских отложениях, состоящих из нескольких свит. Непосредственно под руслом Дона, восточнее г. Лиски,

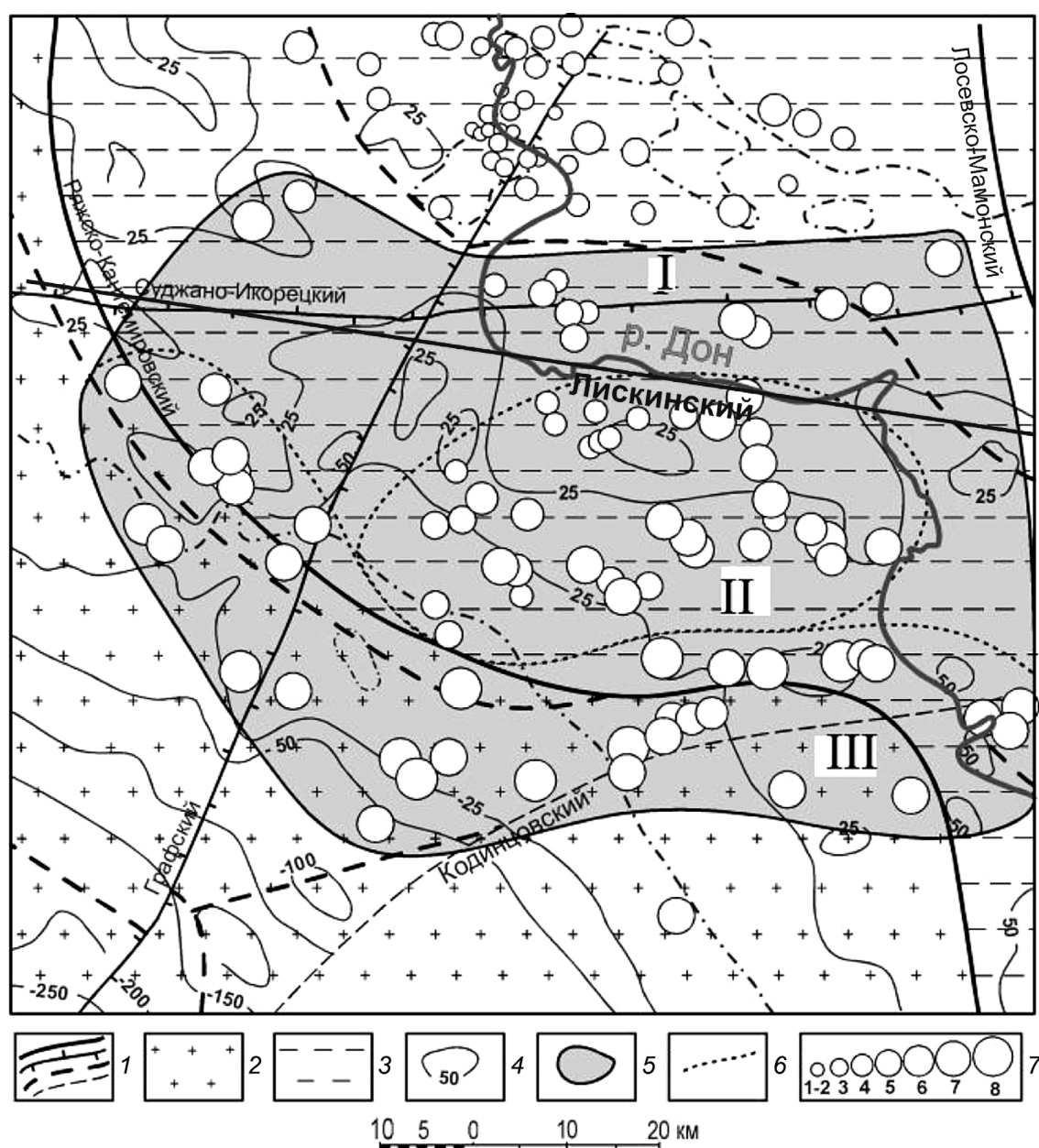


Рис. 3. Область развития Лискинской сейсмически активной зоны [Литосфера..., 2012; Семенов и др., 2016]. 1 — разломы разного ранга; 2 — мегаблок КМА (Курская магнитная аномалия); 3 — Лосевская шовная зона; 4 — изолинии рельефа фундамента; 5 — граница сейсмогенной зоны; 6 — области повышенной плотности эпицентров землетрясений: I — Северная, II — Центральная, III — Южная; 7 — эпицентры землетрясений; сплошной черной линией по р. Дон показан Лискинский разлом

по данным бурения, свиты смяты в складки, а подосва плиоценовых отложений к югу, или к руслу Дона, поднимается с 50 м абс. высоты до 70–80 м, и вместе с перекрывающими нижнеленоплейстоценовыми отложениями образует пологую антиклиналь (рис. 2). В рельефе поверхность зандра также деформирована — она поднимается к руслу Дона со 140–150 до 160 м, а в районе г. Лиски — до 176 м.

Масальский прогиб (М) выделен Г.И. Раскатовым [Раскатов, 1976], включившим в него широтную часть долины Дона (рис. 4). Прогиб наследует зону Лискинского разлома. В неогене он имел ширину до 30–50 км, в четвертичное время сократился вдвое из-за развития в его пределах молодых поднятий, и в настоящее время практически существует в гра-

ницах поздненеоплейстоцен-голоценовой долины Дона, в то время как средне- и раннеленоплейстоценовые отложения уже вовлечены в поднятие — Прилискинское (Пр). Северной границей молодого поднятия является широтный линеймент-разлом, протягивающийся к юго-востоку от пос. Давыдовка, входящий в зону Лискинского разлома. Долина р. Дон здесь узкая, асимметричная, прижатая к высокому Правобережью, и в ней также развиваются молодые поднятия, сужающие отдельные ее участки. То же можно сказать и о продолжающем его на запад Потуданском прогибе (П), также осложненном растущими локальными поднятиями [Трегуб, 2002]. Возможно, Масальский прогиб в настоящее время вырождается. Лискинский разлом, согласно данным

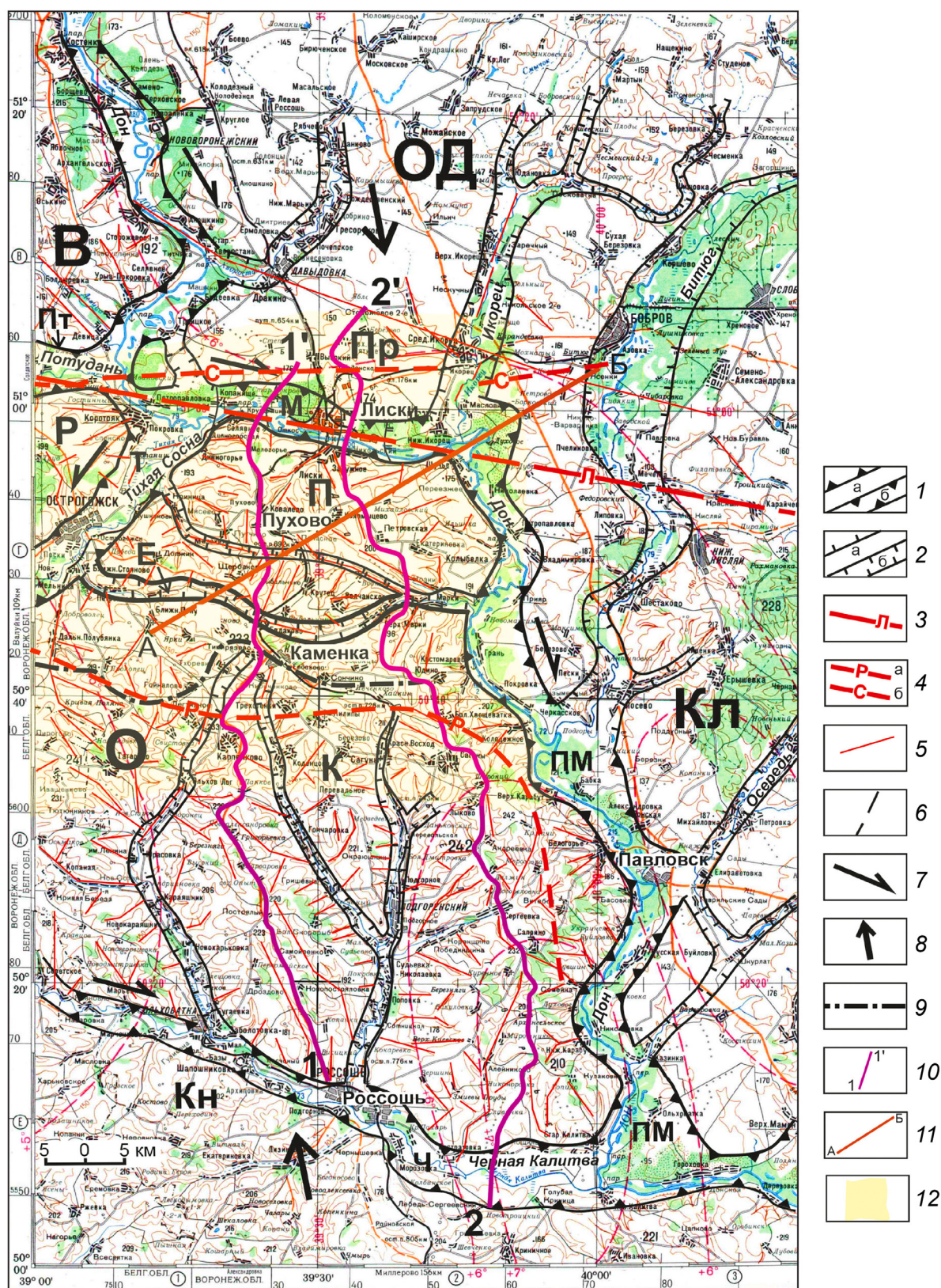


Рис. 4. Схема новейшей тектоники зоны сочленения Окско-Донского прогиба и Острогжского поднятия. 1 — границы основных структур поднятий (а) и прогибов (б); 2 — обобщенные границы локальных эрозионно-тектонических поднятий (а) и понижений (б) в позднелепистоцен-голоценовое время; 3 — Лискинский разлом; 4 — другие разломы: а — Рязско-Кантемировский, б — Суджано-Икорецкий; 5 — линеаменты; 6 — предполагаемые взбросы (только на профилях, см. рис. 5); 7 — сдвиги; 8 — направление действия тектонических напряжений; линии: 9 — современного водораздела; 10 — структурно-геоморфологических профилей; 11 — геологического разреза (см. рис. 2); 12 — область сейсмической активности. Буквенные обозначения: основные и локальные поднятия. В — Воронежское, Кл — Калачское, Кн — Кантемировское, О — Острогжское, К — Каменское, П — Пуховское, Пр — Приликинское, Р — Репьевское. Основные и локальные прогибы: ОД — Окско-Донской, Е — Евдаковский, М — Масальский, ПМ — Павловско-Мамонский, Пт — Потуданский, Т — Тихососновский, Ч — Чернокалитвенский

[Копп, 2004], является взбросом с правосдвиговой составляющей, развивающимся в условиях субмеридионального сжатия. Этот взброс М.Л. Копп проводил в основании правобережного уступа. В то же время на Левобережье в верхнемеловых породах в карьере у пос. Копанище отмечаются широтные взбросы, обращенные как на юг, так и на север. Таким образом можно предположить, что эта территория находится в условиях сжатия, исходящего как с севера, так и с юга. Об условиях субмеридионального сжатия и субширотного растяжения свидетельствуют также преобладающие вертикальные, преимущественно субмеридиональные, трещины в верхнемеловых отложениях, что не противоречит ни данным М.Л. Коппа, ни данным А.И. Трегуба.

Высокое Правобережье Дона, являющееся южным крылом зоны Лискинского разлома и склоном Масальского прогиба, представляет собой новейшее *Острогожское* поднятие (О) [Тектоника..., 1976], значительно расширяющееся к югу, с наибольшими абс. отметками дневной поверхности 230–240 м. В рельефе — это холмисто-увалистая возвышенность, глубоко (до 50 м и более) расчлененная овражно-балочной сетью.

Границами Острогожского поднятия являются эрозионно-тектонические понижения — прогибы, отделяющие его от соседних поднятий и сформированные над зонами крупных разломов фундамента (рис. 4). Ко всем прогибам приурочены речные долины, по которым они и названы. Западной границей является Тихососновский прогиб (Т) северо-восточного простирания, отделяющий Острогожское поднятие от находящегося западнее Репьевского (Р). Восточное крыло прогиба круче западного. В рельефе докембрия и подошве мезозоя прогибу соответствует желоб глубиной 10–20 м. В зоне разлома предполагаются сбросовые и левосдвиговые напряжения [Копп, 2004]. Восточной границей Острогожского поднятия является субмеридиональный Павловско-Мамонский прогиб (ПМ), к которому приурочена долина Дона на границе с Калачским поднятием (Кл). В структуре фундамента — это глубинный Мамонский разлом. В районе г. Павловска отмечается глубинная проводящая зона, соответствующая аномалии геомагнитных вариаций [Литосфера..., 2012]. При общем субмеридиональном простирании прогиб отчетливо разделяется на отдельные отрезки северо-западной и северо-восточной ориентировки, проявляющие системы трещин или линейментов. Западное его крыло круче восточного, имеет сбросовый характер и дополняется право-сдвиговой составляющей [Копп, 2004]. При этом на участке расширения прогиба в районе устья р. Битюг локальная впадина отнесена к типу «пулл-апарт». Прогиб наложен на валообразное поднятие фундамента (Павловский выступ) северо-западной ориентировки с системой древних разломов и не согласуется с границами распространения разновозрастных отложений осадочного чехла. Прогиб развивается,

в основном, с позднего миоцена. В настоящее время это — восточная граница области концентрации эпицентров землетрясений (рис. 3).

Южной границей Острогожского поднятия, отделяющей его от Кантемировского поднятия (Кн), является субширотный Чернокалитвенский прогиб (Ч). Он выполнен неогеновыми и четвертичными отложениями. Склоны прогиба крутые, глубина вреза составляет от 70 до 100 м. Это в значительной степени унаследованная структура, отдельные участки которой проявлялись в разные отрезки геологической истории, начиная с протерозоя [Старухин, 1973]. При этом неоднократно отмечались обстановки правосторонних сдвигов [Трегуб, 2002]. На основании строения прогибов, являющихся границами Острогожского поднятия, можно считать его новейшим горстом.

Фундамент Острогожского поднятия представлен в основном грано-диорито-гнейсами мигматизированными обоянской серии архея [Литосфера..., 2012]. Северная его часть представляет собой архейско-протерозойскую Лосевскую шовную зону, служившую в то время границей двух крупных мегаблоков фундамента Воронежского кристаллического массива: западного Курского и восточного Хоперского. Южной границей Лосевской зоны является глубинный Рязско-Кантемировский разлом, имеющий сдвиговую природу. Поверхность фундамента неровная, ее абсолютная высота снижается с +25 до –50 м с севера на юг и повышается к востоку до +50 — +60 м. Она разбита разломами на блоки более высоких порядков, одним из которых является находящийся близко к поверхности Павловский выступ, вскрываемый руслом Дона.

Острогожское поднятие сложено в основании, как и Окско-Донской прогиб, средне- и нижнедевонскими породами, залегающими на фундаменте, перекрытыми ниже- и верхнемеловыми и среднепалеогеновыми отложениями. Верхняя часть разреза представлена новейшими верхнеолигоцен-нижнемиоценовыми отложениями полтавской свиты (P_3-N_{1pl}), миоценовыми отложениями шапкинской свиты (N_{sp}) и нижнеоплейстоценовой мореной донского оледенения ($gIds$). Общая мощность залегающих на фундаменте отложений осадочного чехла составляет около 200 м, а новейших — 25–35 м [Геологическая..., 1969]. Возраст поднятия — средний миоцен.

Верхнемеловые отложения, слагающие большую часть разреза, представлены писчим мелом и мелоподобными мергелями. Они обнажаются в крутых обрывистых склонах долин Тихой Сосны и Дона, и именно этими породами образованы скальные столбообразные выступы Дивы, а территория их развития названа Дивногорьем. Местами, особенно в приустьевой части долины Тихой Сосны и в западной части широтного отрезка долины Дона, породы дислоцированы с образованием пологих складок. По данным [Лаврушин, 2010] эти деформации, так

же, как и трещины в породах, явившиеся причиной образования Див, связаны с гляциотектоникой или давлением ледника, продвинувшегося сюда с севера в ранненеоплейстоценовую (донскую) эпоху оледенения. Также ледник, по мнению этих авторов, явился причиной поворота Дона с меридионального направления на широтное. Против последнего предположения можно привести тот факт, что широтный отрезок Дона существовал уже в плиоцене, т.е., до оледенения, а поворот Дона вызван препятствующим его течению ростом и расширением новейших поднятий — Репьевского и Острогожского. Что касается Див, то их образование было предопределено неотектоническими условиями, развитием трещиноватости и циркуляцией кремнесодержащих гидротермальных растворов, вызвавших образование более устойчивых к разрушению (окремненных) массивов, сохранившихся в современном рельефе, тогда как менее крепкие были размыты в процессе последующей денудации. Складки в меловых отложениях образовались также в новейшее время.

Помимо меловых отложений, на Правобережье Дона, как и на его Левобережье, дислоцированными являются погребенные отложения верхнего девона, залегающие на 20 м ниже современного уреза Дона (рис. 2).

Острогожское поднятие включает два поднятия, резко различные по размерам и ориентировке входящих в них локальных структур. В северной части — это сравнительно небольшое и относительно невысокое (200–220 м) Пуховское поднятие (П), а в южной — более крупное и высокое (до 240 м) Каменское (К).

Пуховское поднятие — субширотное. Фундамент в его пределах находится на отметке +25 м и представлен гнейсами обоянской серии архея. Поднятие состоит из двух также субширотных локальных поднятий. Поверхности их наклонены, хотя и слабо, к северу, где подмываются Доном, а южные склоны круто обрываются к прилежащим прогибам. Линеаменты имеют преимущественно диагональную ориентировку и в меньшей степени — субмеридиональную и широтную.

Каменское поднятие дифференцировано на ряд локальных поднятий преимущественно субмеридиональной ориентировки, представляющих по данным [Старухин, 1973] структурные носы. Разделяющие их долины рек — северных притоков Черной Калитвы, а также многочисленные овраги и балки проявляют линеаменты, более протяженные, в отличие от таких же на Пуховском поднятии. Среди них более значимыми являются субмеридиональные линеаменты. Фундамент поднятия снижается с +25 м до –25÷–50 м. Каменское поднятие также асимметричное, но, в отличие от Пуховского, его северный склон короче и круче более протяженного южного, наклонного к югу. Поднятие расширяется в том же направлении, наибольшие абсолютные отметки характерны для центральной его части (рис. 5),

хотя современный водораздел с верховьями рек смещен к северу. Это свидетельствует о продвижении глубинной эрозии к северу, что может быть вызвано активизацией роста поднятия. Острогожское поднятие активно развивается на протяжении всего новейшего этапа, в том числе, современного. На это указывают ступенчатый рельеф склонов, отражающий стадии роста поднятия в течение новейшего этапа, повышение уровней денудационных поверхностей от прилегающих прогибов к своду поднятия, небольшая мощность новейших отложений, слагающих верхнюю часть поднятия, смещение водораздела или осевой части к северу, интенсивное эрозионное расчленение и активизация других современных процессов — карста, оползней, а также сейсмичности.

Пуховское и Каменское поднятия разделены субширотным эрозионно-тектоническим понижением, названным нами Евдаковским (Е). Южная граница прогиба практически совпадает с погребенной южной границей древней Лосевской шовной зоны фундамента и Ряжско-Кантемировским глубинным разломом. Прогиб узкий (1–1,5 км), врезан на 20–30 м в коренные породы, ограничен относительно крутыми склонами (рис. 5). Основание его повышается с востока на запад, вплоть до выклинивания, и затем снижается к западу к Тихососновскому прогибу. Присутствие морены, а также глин в составе меловых пород, вскрываемых во врезках рек и оврагов, — причина развития оползней, выходов родников, заболачивания в прогибе. Характеристики его строения — узкий, крутосклонный, испытывающий положительную ундуляцию, что позволяет предполагать условия сжатия при его образовании. Крутые склоны, предположительно, имеют взбросовый характер. Морфология разделяемых им Пуховского и Каменского поднятий также свидетельствует об условиях сжатия, но инициированного разными источниками: Пуховское поднятие отражает давление с севера, а Каменское — с юга. Из этого следует, что небольшой прогиб, возможно, имеет важное структурное значение.

Таким образом, новейшая структура исследуемой территории, в частности, строение и морфология неотектонических поднятий и прогибов, свидетельствует о том, что она формировалась, с одной стороны, в обстановке субмеридионального сжатия, с другой стороны, что это сжатие разнонаправленно — оно действует одновременно как с юга, так и с севера. Современная геодинамическая обстановка и многочисленные сдвиговые деформации в условиях субмеридионального сжатия являются наиболее благоприятными факторами для возникновения землетрясений.

Характеристика глубинного строения земной коры. По геофизическим данным [Литосфера..., 2012; Семенов и др., 2016], земная кора исследуемой территории характеризуется значительными неоднородностями состава и строения. Выделяются

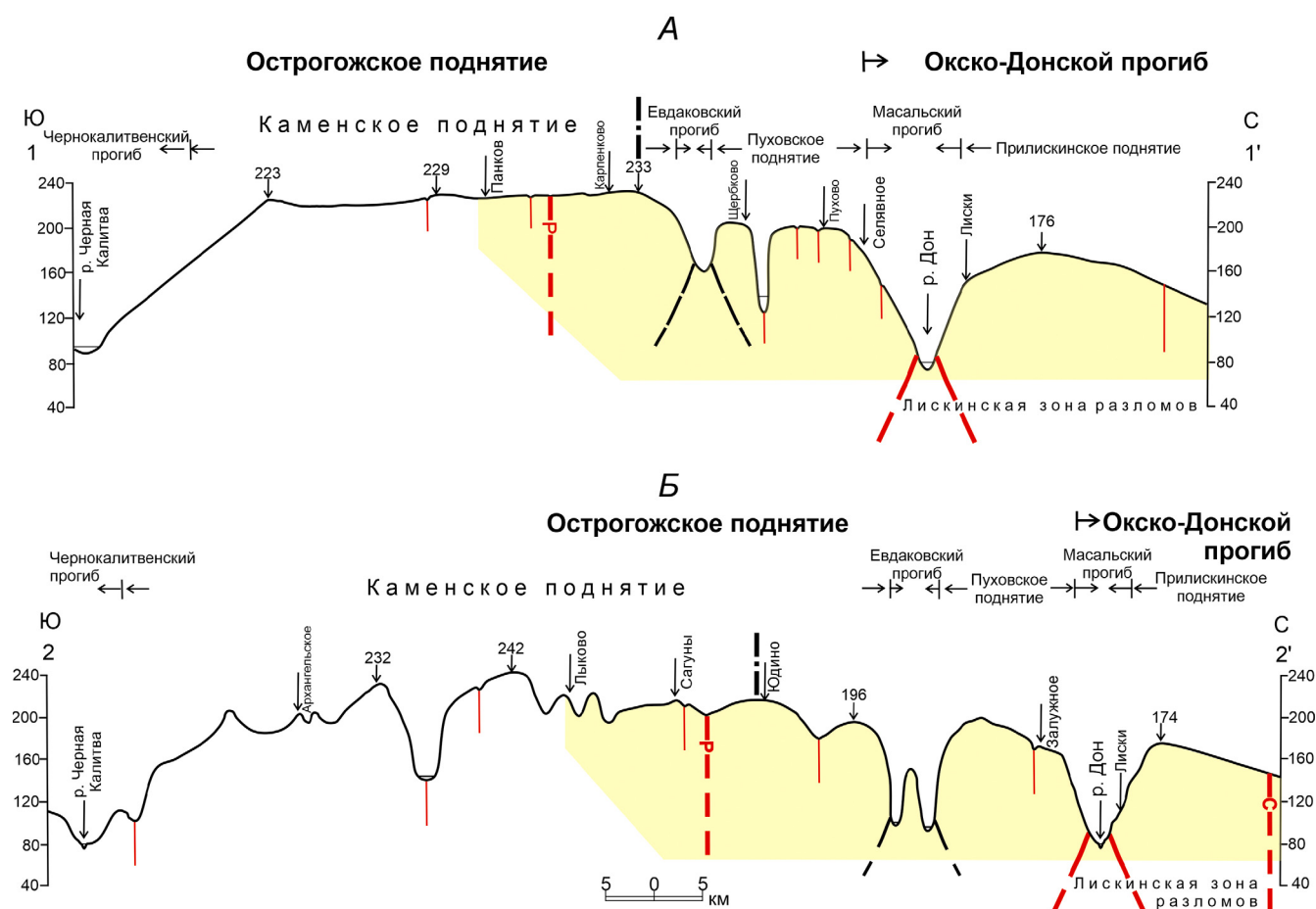


Рис. 5. Структурно-геоморфологические профили по линиям 1–1' (А), 2–2' (Б). Условные обозначения см. на рис. 4

два крупных блока с гранитоидным типом земной коры (рис. 6). Между этими массивами зажата полоса примерно 90 км длиной и 45 км шириной, раздробленная на блоки с корой разного состава: гранито-диорито-базитового, метабазитового, гранито-базитового и гранитоидного. Полоса могла образоваться в результате возможной неоднократной смены обстановок растяжения и сжатия в течение архея-протерозоя. В структуре поверхности Мохо этой полосе соответствует изменение структурного плана, сложное строение гравитационного поля, появление большого количества локальных элементов разного простирания в магнитном поле и др. особенности. На более высоком уровне, в фундаменте, отмечается его блоковое строение, чередование разноориентированных поднятий и впадин, большое количество разрывных нарушений, среди которых и Ряжско-Кантемировский разлом. Поверхность фундамента под Окско-Донским прогибом находится несколько ниже (+25÷+10 м), чем под Острогожским поднятием (+25÷+30 и более м), и в целом мощность земной коры в прогибе меньше, чем на поднятии. Таким образом, земная кора, включая фундамент, отличается неоднородностью и раздробленностью. В новейшей структуре над этой полосой развиты Пуховское поднятие, Евдаковский прогиб и северная часть Каменского поднятия. Именно к ним приурочены

наиболее сейсмически активные по интенсивности землетрясений Центральная и Южная области.

Характеристика территории повышенной плотности эпицентров землетрясений. Территория охватывает новейшие структуры, описанные выше (рис. 3; 4). Северная и западная границы области не имеют четкого структурного выражения. Возможно, им соответствуют линеаменты. Восточной границей служит Павловско-Мамонский новейший прогиб, а южной — приподнятая часть Каменского поднятия. По плотности эпицентров землетрясений и сейсмической активности, зарегистрированной с конца 1990-х по 2016 г., выделяются три области [Семенов и др., 2016].

I. Северная область имеет низкий энергетический потенциал землетрясений. Здесь произошло 12 землетрясений 4–6 энергетического класса, при этом выделившаяся сейсмическая энергия составила $11,4 \cdot 10^7$ Дж. Эта территория включает юго-западную часть Окско-Донского прогиба, представляющую в настоящее время молодое Приликинское поднятие, а также Масальский прогиб, в современных границах совпадающий с широтной позднеплейстоцен-голоценовой долиной Дона и зоной Лискинского разлома, и продолжающий его к западу Потуданский прогиб. Земная кора, имеющая гранитоидный состав на западе, сменяется гранито-диорито-базитовой —

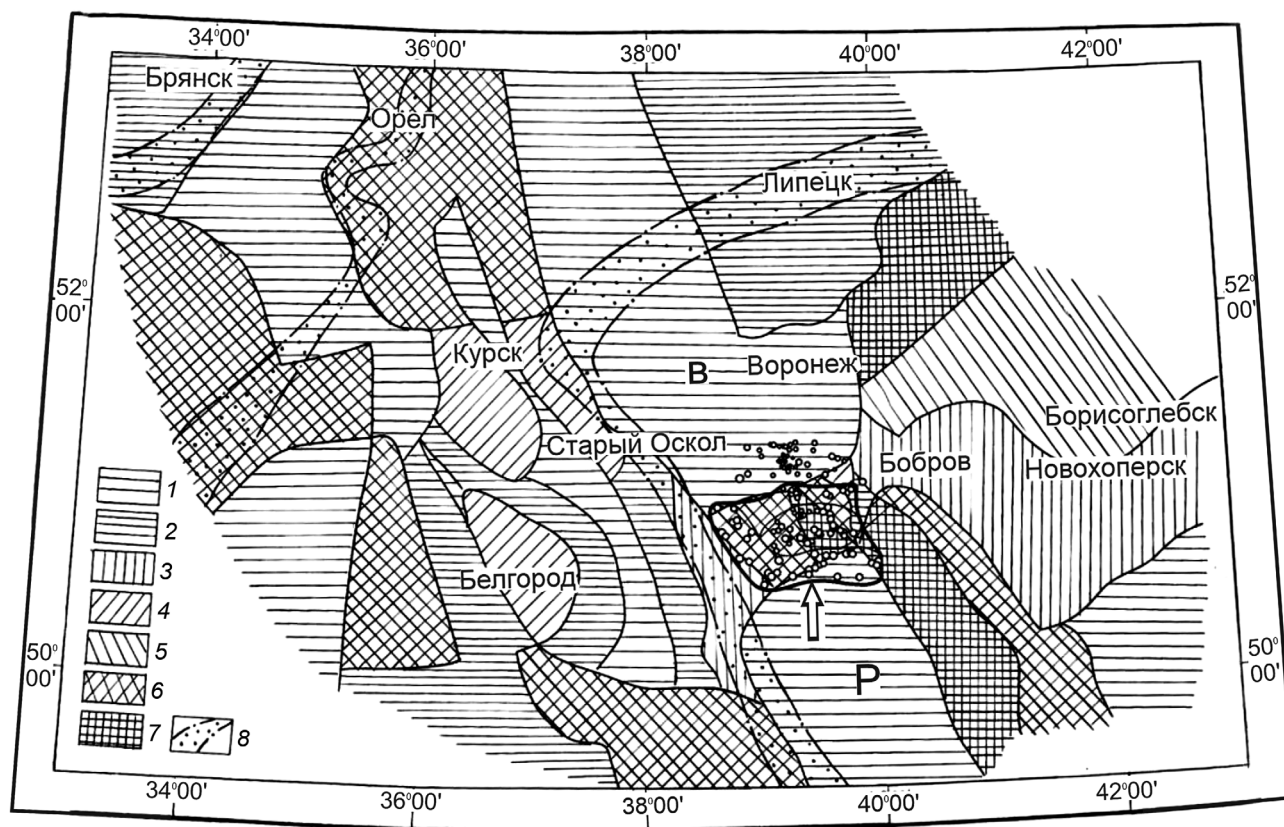


Рис. 6. Схема типов земной коры Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным [Семенов и др., 2016]. Типы земной коры: 1 — гранитоидный (В — Воронежский блок, Р — Россошанский блок), 2 — гранито-диоритовый, 3 — диоритовый, 4 — гранито-базитовый, 5 — диорито-базитовый, 6 — гранито-диорито-базитовый, 7 — метабазитовый; 8 — границы геоблоков. Стрелкой показан оконтуренный участок дробления земной коры с эпицентрами землетрясений

восточнее. Кроме того, здесь выделяется небольшой участок метабазитовой коры.

II. Центральная область характеризуется более высоким сейсмическим потенциалом. За исследуемый период здесь произошло 36 землетрясений, но они более низкого энергетического класса (5–8). Выделившаяся при этом энергия составила $21,7 \cdot 10^7$ Дж. Эта область включает все Пуховское новейшее поднятие и Евдаковский прогиб. Земная кора характеризуется гранито-диорито-базитовым составом на западе и востоке, и метабазитовым — в центре области. И Центральная и Северная сейсмические области находятся в пределах южной части древней Лосевской шовной зоны.

III. Южная область — наиболее сейсмически активная по интенсивности землетрясений. Здесь зарегистрировано 35 землетрясений только 7–8 энергетических классов. Выделившаяся при этом энергия составила $129,5 \cdot 10^7$ Дж. Эта область включает северную часть новейшего Каменского поднятия и восточную часть Репьевского поднятия. Так же, как в Северной области, здесь преобладают два типа коры — гранито-диорито-базитовый на западе, гранитоидный — на востоке. В структуре фундамента — это зона Ряжско-Кантемировского разлома.

Таким образом, на исследуемой территории наблюдается затухание сейсмической активности

с юга на север. Это может указывать на то, что здесь субмеридиональное сжатие с юга более эффективно. Наибольшее количество землетрясений приурочено к Южной и Центральной сейсмическим областям, относящимся к новейшему Острогжскому поднятию. Внутри этих областей эпицентры землетрясений локализованы на участках метабазитового состава земной коры, как наиболее плотной и вызывающей большее сопротивление деформациям, по сравнению, с гранитоидной и гранито-диорито-базитовой. Наряду с этим в распределении эпицентров наиболее крупных землетрясений видна их приуроченность к Ряжско-Кантемировскому разлому фундамента. На основании этого можно предполагать, что неоднородности фундамента (где важную роль играют метабазиты) в сочетании с крупным древним разломом и со сдвиговыми деформациями на разноглубинных уровнях обуславливают сейсмическую активность этой территории.

Закключение. Сложные геодинамические условия при формировании новейших структур на территории, прилегающей с севера и юга к Лискинской зоне разлома, а также их сейсмическая характеристика, латеральная гетерогенность кристаллической коры этой территории позволяют сделать заключение о причинах проявления здесь активной сейсмичности.

В Лискинской зоне происходит сопряжение крупных различно развивающихся новейших структур — в условиях субмеридионального сжатия Острогожского поднятия и в условиях субширотного растяжения Окско-Донского прогиба. Границей между ними является Масальский прогиб, приуроченный к зоне древнего, долгоживущего Лискинского разлома, представляющего на новейшем этапе взброс с правосдвиговой составляющей. Установленное разнонаправленное субмеридиональное сжатие, выраженное в морфологии и строении новейших структур, объясняет и деформации палеозойских и мезозойских пород, новейших отложений, рельефа, и смещение русла Дона к Правобережью, и вырождение Масальского прогиба, а также ундуляцию Евдаковского прогиба. Среди новейших структур наибольшее количество эпицентров землетрясений приурочено к Пуховскому и Каменскому поднятиям и разделяющему их Евдаковскому прогибу. И здесь существенное значение имеют внутренние глубинные неоднородности земной коры и в частности фундамента. Раздробленность земной коры, заложенная в архее-протерозое, привела к появлению разноплотностных и разновысотных блоков, различно реагирующих на новейшие тектонические

напряжения. Так, эпицентры землетрясений концентрируются преимущественно в блоках с метабазитовым типом коры. Помимо вещественных неоднородностей земной коры, значение имеют древние разломы фундамента, особенно представляющие собой границы мегаблоков и блоков, а также имеющие сдвиговый характер. Среди них по приуроченности к нему эпицентров землетрясений наибольшую роль играет Ряжско-Кантемировский разлом. Возможно, к нему приурочена граница Пуховского и Каменского поднятий — Евдаковский прогиб. Фундамент Пуховского поднятия, приподнятый относительно прилегающих территорий, является барьером, или препятствием для субмеридионально ориентированных напряжений сжатия, что вызывает деформации разновозрастных горизонтов чехла и рельефа на Лео- и Правобережье Дона.

Таким образом, на территории юго-восточной части Восточно-Европейской платформы выделенные новейшие структуры и глубинные неоднородности земной коры позволили установить важный неотектонический процесс — столкновение двух встречных субмеридиональных напряжений, которые вызвали активизацию сейсмичности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифионов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 4. С. 711–736.
2. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Брянско-Воронежская. Лист М-37-Х. Объяснит. зап. М.: Недра, 1969. 53 с.
3. Ежова И.Т., Ефременко М.А., Трегуб А.И. Сейсмическая активность и неотектоника Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геол. 2010. № 1. С. 229–232.
4. Ефременко М.А., Рогожин Е.А. Геофизические поля и землетрясения на территории Воронежского кристаллического массива // Геофизические исследования. 2010. Т. 11, № 3. С. 57–72.
5. Копи М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // Отв. ред. академик Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 552).
6. Космотектоническая карта Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. Ред. академик В.Е. Хаин, авт. Д.М. Трофимов и др. М.: ВСЕГЕИ, 1989.
7. Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А., Кураленко Н.П. и др. Дивногорское гляциотектоническое сооружение: строение, деформации ледникового ложа и предпосылки для последующего рельефообразования // Бюлл. комис. по изучению четвертич. периода. 2012. № 72. С. 5–27.
8. Литосфера Воронежского кристаллического массива по петрофизическим и геофизическим данным / Под ред. член.-корр. РАН Н.М. Чернышова. Воронеж: Научная книга, 2012. 326 с.
9. Макаров В.И. О геодинамических условиях формирования Окско-Донского прогиба и Окско-Цнинского вала (Русская плита) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2001. № 1. С. 43–53.
10. Макарова Н.В., Макаров В.И., Корчуганова Н.И. и др. Окско-Донской прогиб — современная геодинамическая зона Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2002. № 2. С. 3–13.
11. Надежка Л.И., Ефременко М.А., Рогожин Е.А., Семенов А.Е. О возможных причинах локальных землетрясений на территории Воронежского кристаллического массива // Структура, свойства, динамика, и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы // Матер. XIV Всерос. совещ. Воронеж: Научная книга, 2010.
12. Надежка Л.И., Пивоваров С.П., Ефременко М.А., Семенов А.Е. О землетрясениях на территории Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2010. № 1. С. 233–242.
13. Раскатов Г.И., Лукьянов В.Ф., Старухин А.А. и др. Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла. Воронеж, 1976. 120 с.
14. Семенов А.Е., Золототрубова Э.И., Надежка Л.И., Ефременко М.А. Геолого-геофизическая характеристика Лискинской сейсмически активной зоны. «Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов» // Матер. XX Всерос. конф. Воронеж: Научная книга, 2016. С. 349–353.
15. Старухин А.А. Неотектоника восточного крыла Среднерусской антеклизы и прилегающей части Окско-Донской впадины: Автореф. канд. дисс. Воронеж, 1973. 25 с.
16. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2002. 220 с.

Статья поступила в редакцию 07.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.07.2023

УДК 551.243:551.77(477.75)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-22-30

СИСТЕМЫ ДИЗЪЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ПОРОДАХ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ПЛАТО ЧУФУТ-КАЛЕ (БАХЧИСАРАЙСКИЙ Р-Н, КРЫМ)

Павел Анатольевич Фокин

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; fokinpav@rambler.ru

Аннотация. В статье описаны системы трещиноватости и малоамплитудных разломов в верхнемеловых отложениях в окрестностях пещерного города Чуфут-Кале. Анализ ориентировок и кинематики разломов, парагенезов трещин позволил восстановить ориентировки напряжений в течение альпийского тектонического этапа и приблизительную последовательность их смены. Выдвинуто предположение о причинах возникновения субширотного сжатия в Горном Крыму.

Ключевые слова: Горный Крым, трещиноватость, сдвиги, структурный парагенез, поле напряжений, альпийский тектонический этап

Для цитирования: Фокин П.А. Системы дизъюнктивных нарушений в верхнемеловых породах на северо-восточном склоне плато Чуфут-Кале (Бахчисарайский р-н, Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 22–30.

DISJUNCTIVE DISLOCATIONS IN UPPER CRETACEOUS ROCKS OF THE CHUFUT-CALE PLATEAU NORTHEASTERN SLOPE (BAKHCHISARAY DISTR., CRIMEA)

Pavel A. Fokin

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; fokinpav@rambler.ru

Abstract. The paper contains description of systems fissures and low-amplitude faults in Upper Cretaceous rocks of Chufut-Cale “cave town” outskirts. Analysis of orientation and kinematics of breaks and fissures’ parageneses allowed to restore stress-fields of Alpine tectonic epoch and their rough order. A guess of sublatitudinal compression appearance in Mountaineous Crimea was suggested.

Keywords: Mountaineous Crimea, fissuring, shears, structural pattern, stress-field, Alpien tectonic epoch

For citation: Fokin P.A. Disjunctive dislocations in Upper Cretaceous rocks of the Chufut-Cale plateau north-eastern slope (Bakhchisaray distr., Crimea). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 3: 22–30. (In Russ.).

Введение. Горный Крым представляет собой низко- и среднегорную область со складчато-надвиговым строением фундамента (верхнетриасово-юрские породы), обнажающимся в пределах Первой и Второй гряд гор, и моноклинально залегающим мел-миоценовым чехлом, слагающим квесты Второй и Третьей гряд. Неоднородное поднятие Горнокрымского мегантиклинория и его частной структуры — Качинского антиклинория, на северо-западной периклинали которого находится район исследований, началось в конце миоцена [Семененко, 2003]. Оно сопровождалось наклоном слоев чехла в западных и северо-западных румбах (от 4 до 10–12°), образованием в нем пологих складок и флексур, возникновением систем трещиноватости и многочисленных, в основном малоамплитудных, разломов. Положение разломов в пространстве, их морфология

и кинематика определялись ориентировками тектонических напряжений на протяжении неотектонического этапа.

Плато Чуфут-Кале, названное по имени средневекового «пещерного города» на его северо-западном отроге, находится в четырех километрах восточнее г. Бахчисарай (рис. 1). Плато бронировано 30-метровой толщей детритовых известняков датского яруса, а его северные и восточные склоны образованы мергелистыми и песчанистыми известняками и песчаниками среднего кампана — маастрихта. Слоистость полого, с углом 4–6°, падает на запад и северо-запад. По восток-северо-восточному залесенному склону плато спускается крутая ухабистая дорожка (рис. 1). В ее промоинах обнажаются породы верхнего мела, разбитые многочисленными трещинами и зонами небольших разломов разных ориентировок. Изучение этих дизъюнктивов свидетельствует об измен-

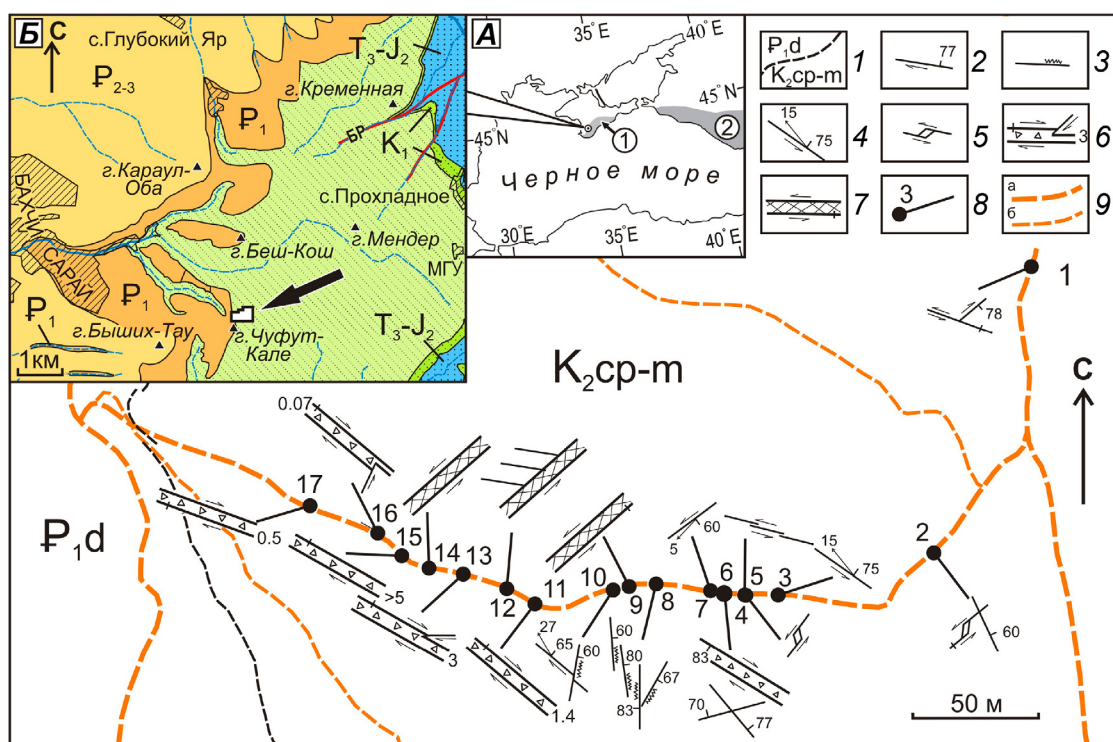


Рис. 1. Структурные парагенезы дизъюнктивов на СВ склоне плато Чуфут-Кале: 1 — граница кампан-маастрихтских и датских отложений; 2 — сколовые трещины, с указанием смещения и положения в пространстве; 3 — стилолитизированные поверхности трещин; 4 — зеркала скольжения; 5 — дуплексы растяжения; 6 — зоны тектонических брекчий, с указанием смещения вдвинутых блоков, ширина зоны в метрах; 7 — зоны интенсивной трещиноватости; 8 — пункты описания структур, их номера; 9 — грунтовые дороги (а) и туристические тропы (б). Во врезке А цифрами в кружках обозначены: 1 — Горный Крым, 2 — Большой Кавказ. На врезке Б — геологическая схема окрестностей плато Чуфут-Кале; БР — Бодракский разлом; стрелкой показано положение изученного участка

чивости поля напряжений в течение альпийского тектонического этапа.

Изучение неотектонических дислокаций и истории развития Крыма. Крым является одной из модельных, активно изучаемых молодых геологических областей, и в его пределах ранее располагались учебные полигоны многих вузов СССР, а в настоящее время — России. Неотектоническая история развития Крыма активно изучалась в 1970–1990-е годы, к этому времени относятся важные обобщающие работы [Муратов, 1973; Геологическое., 1989; Милановский, 1991] и др. Активность многочисленных, хотя преимущественно малоамплитудных, разломов альпийского тектонического этапа в Горном и Степном Крыму подтверждена полевыми геолого-геофизическими и дистанционными методами [Борисенко и др., 1983; Макарова и др., 2018]. Применение методов структурной геологии для восстановления палеотектонических напряжений на территории Горного Крыма и его результаты приводились в работах [Расцветаев, 1977; Курдин, Тверитинова, 1997; Курдин, Никитин, Тверитинова, 2017; Lygina et al., 2022]. Сейсмичность и генерирующие землетрясения напряжения являются объектом изучения геологов в последние десятилетия [Вольфман, 2015; Вольфман и др., 2017; Спиридонов, Калинина, 2022].

Методика. Статистический метод анализа трещиноватости был использован для установления групп трещин, их морфологии и ориентировки в пространстве. Ориентировки полюсов трещин были вынесены на полярную равноугольную сетку (для верхней полусферы) и их распределение трансформировано в график плотности распределения, позволивший выделить основные группы трещин.

Но для определения палеотектонических напряжений этот метод оказался неэффективен, из-за наложения разновозрастных парагенезов и реализации разных моделей формирования трещин. Потому основной упор был сделан на парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивов [Расцветаев, 1987]. Для каждого из выявленных мезоструктурных парагенезов определялся механизм его формирования, ориентировки его членов выносились на стереографические диаграммы (экваториальная равноугольная сетка Вульфа, верхняя полусфера) и восстанавливалась ориентировка осей главных напряжений. При наложении парагенезов определялась их последовательность и диаграммы строились для каждого из них.

Роза-диаграмма проекций осей главного сжатия на горизонтальную плоскость была построена для установления доминирующих ориентировок напряжений.

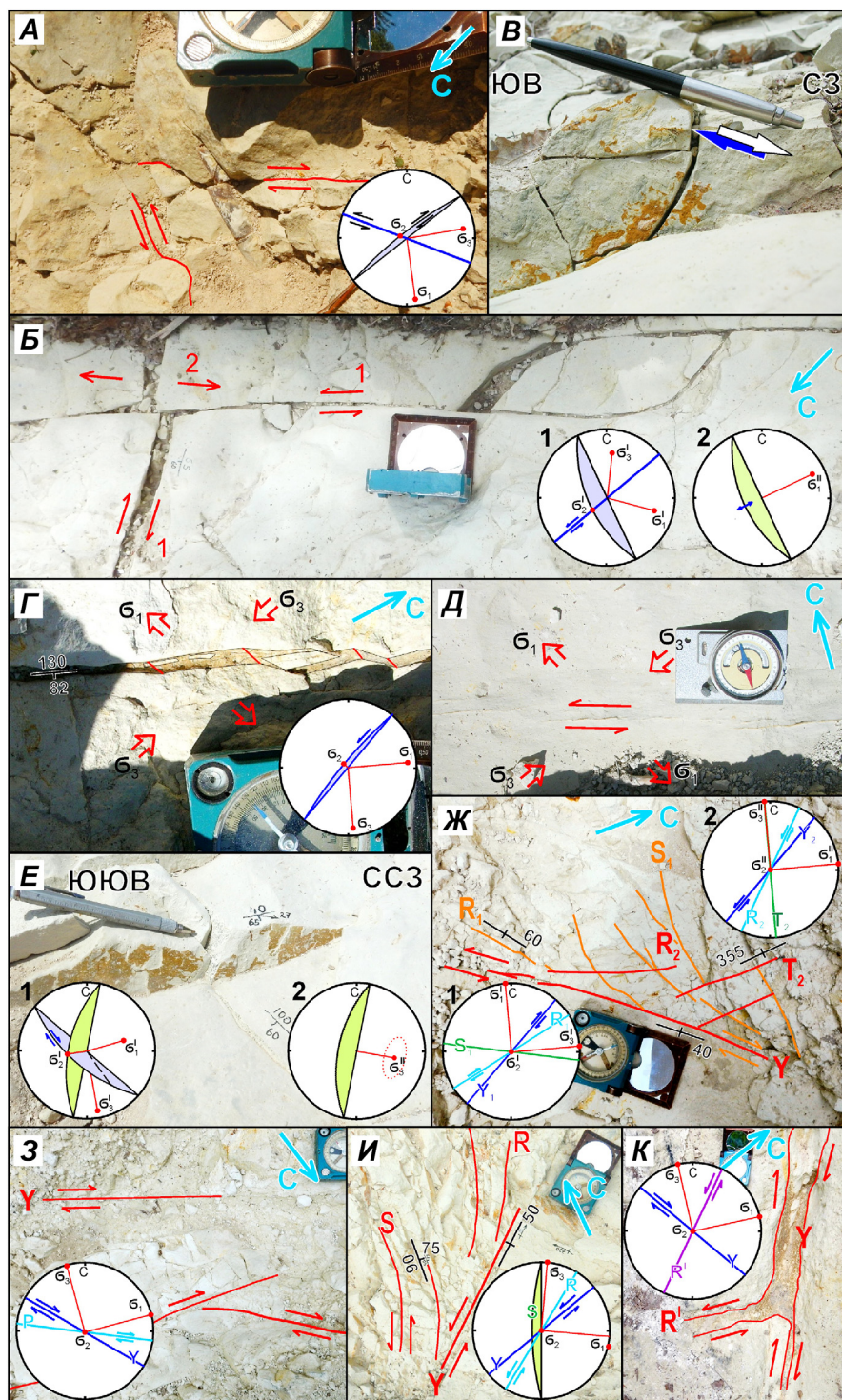


Рис. 2. Парагенезы разрывных структур и восстановление условий их формирования. В круглых врезках — реконструкции полей напряжения на сетке экваториальной равноугольной проекции верхней полусферы; ориентировки: σ_1 — максимального растяжения, σ_2 — промежуточных напряжений, σ_3 — максимального сжатия; римские цифры в надстрочном индексе — стадии деформации. А — пункт 1, Б — пункт 2, В — пункт 3; арабскими цифрами обозначены стадии деформации. Г — пункт 4, Д — пункт 5, Е — пункт 10, Ж — пункт 12; арабскими цифрами в подстрочном индексе при обозначении трещин модели Риделя — стадии деформации. 3 — пункт 13, И — пункт 15, К — пункт 16

Материалы. Для статистического анализа систем трещиноватости производился массовый замер трещин. Всего зафиксированы элементы залегания 240 трещин; для них же, по возможности, определялись морфология и кинематические типы. К сколам, с некоторой долей условности, отнесены протяженные, сравнительно плоские, притертые трещины. Наблюденных зеркал скольжения мало (около 20) из-за непрочности известняков или слишком малых смещений по трещинам, в прочих случаях кинематика трещин устанавливалась по смещению реперных

элементов в породе (в том числе палеонтологических остатков), наличию дуплексов или уверенно опознающимся мезоструктурным парагенезам. Все выявленные зеркала скольжения демонстрируют преобладание сдвиговой составляющей смещения.

Некоторые притертые трещины имеют шершавую поверхность, исключающую возможность смещения вдоль них, такие поверхности представляют собой стилолитовые швы, неполно развитые из-за повышенной глинистости известняков. Их субвертикальное до крутопадающего положение,

резко секущее к слоистости, позволяет считать их стресс-стилолитами.

Зоны малоамплитудных разломов, шириной от 7 см до 3–5 м, представлены тектоническими брекчиями и зонами повышенной трещиноватости. Смещение по ним устанавливалось анализом зеркал скольжения, структурных парагенезов, по наличию вдвинутых блоков. Амплитуды смещения, за отсутствием достоверных реперов в однородной толще, определить не удалось.

В 16 пунктах (рис. 1) вдоль дорожки и в одном пункте в грунтовой дороге ниже по склону были описаны парагенезы трещин и других мезоструктур, установлена кинематика разломов, для 13 пунктов восстановлены тектонические условия их образования.

Описание и интерпретация дизъюнктивов и их парагенезов. Пункт 1. Два крутопадающих скола СВ простирания (азимут падения (Аз пд) ЮВ_140, угол падения (у.п.) 85 и 70, по последнему правосдвиговое смещение 2,5 мм) смещают ростверк белемнита и сходят к вертикальному сколу (Аз пр СВ 290), не пересекая его (рис. 2, А). Зеркала скольжения на поверхностях трещин не сформированы из-за малых подвижек по ним. Отсутствие пересечения трещин может быть признаком их принадлежности к одному парагенезу, сформированному по механизму Кулона–Андерсона, и тогда трещина СЗ простирания должна иметь левосдвиговые смещения. Ось сжатия, ориентированная вдоль биссектрисы острого угла между сколами, имеет ориентировку Аз пд ЮЗ_256 у.п.22.

Пункт 2. Вертикальный скол (Аз пр СВ_50) имеет линзовидный дуплекс растяжения, указывающий на левостороннее смещение вдоль него (25–30 мм); наклонная плоская трещина (Аз пд ЮЗ_245 у.п. 60) имеет раскрытие около 25 мм (рис. 2, Б). Сочетание структур могло быть сформировано в две стадии: 1 — трещины, как сопряженные сколы в модели Кулона–Андерсона, образовались в условиях субмеридионального сжатия (ось сжатия — Аз пд СВ_4 у.п. 21); 2 — наклонный скол раскрыт при растяжении, близком к поперечному (Аз пр СВ_65), вдоль линий, соединяющих углы блоков, ограниченных трещинами.

Пункт 3. Зеркало скольжения Аз пд СВ 35 у.п.75, ориентировка штриховки Аз пд СЗ_315 у.п. 15 (рис. 2, В). Кинематический тип — левый сбросо-сдвиг.

Пункт 4. Зигзагообразная трещина с протяженными участками, ориентированными Аз пд ЮВ_130 у.п.82, с раскрытием 6–10 мм, заполненным рыжевато-бурой, плотной, карбонатной супесью (рис. 2, Г). В заполнении — обломки известняка в форме параллелограмма, самый крупный из которых смещен и немного развернут относительно стенок трещины. Структура интерпретируется как дуплекс горизонтального растяжения: линии, соединяющие соответствующие точки излома стенок трещины,

соответствуют направлению главного растяжения (Аз пр СВ_85).

Пункт 5. Правая кулисообразная серия вертикальных, неровно-линзовидных прожилков бежевого кальцита, толщиной до 1–1,5 мм, расположенных под углом 3–6° к линии Аз пр СЗ_288 (рис. 2, Д). Ту же ориентировку имеют тонкие участки прожилков и перемычки между ними. Заполнение трещин образовано округлыми кристаллами кальцита 0,03–0,07 мм, разделенными тонкими пленками (0,001–0,005 мм) буроватого глинистого вещества. Эта серия трещин сформирована по механизму простого (левого) сдвига. Ориентировка серии соответствует максимальным тангенциальным напряжениям при СВ сжатии (Аз пр СВ_67).

Пункт 6. Зона тектонической брекчии, шириной 4,5 м. Ограничена частично выветренным субвертикальным зеркалом скольжения (Аз пд ЮЗ_211 у.п. 83, штриховка: Аз пд СЗ_300 у.п. 5, правый сдвиг). Зона разлома могла сформироваться при СЗ–ЮВ сжатии, согласно модели Риделя его ориентировка составляла Аз пд СЗ_345 у.п. 5. Внутри нее, на фоне неупорядоченной тонкой трещиноватости присутствуют сколы, похожие на сопряженные сколы (Аз пд СВ_50 у.п. 77 и Аз пд СЗ_346 у.п. 70). Правосдвиговая кинематика разлома могла реализоваться в условиях северо-западного до субмеридионального сжатия. Пара сколов в тектонической брекчии могла сформироваться в ином поле напряжений (в соответствии с моделью Кулона–Андерсона — при сжатии Аз пд ЮВ_112), но реконструкция палеострессов по трещинам в зоне разлома считается ненадежной [Ребецкий и др., 2017].

Пункт 7. Зеркало скольжения Аз пд ЮВ_126 у.п.80, штриховка Аз пд ЮЗ_234 у.п. 12; кинематический тип — левый взбросо-сдвиг.

Пункт 8. Близко расположенные трещины, субмеридиональной до северо-западной ориентировки (Аз пд З_270 у.п. 83; Аз пд ЮВ_100 у.п. 60; Аз пд СВ_87 у.п. 63; Аз пд СВ_82 у.п. 80; Аз пд ЮВ_120 у.п. 67) со стилолитизированными поверхностями. Поверхности растворения слабо проработаны, и нельзя точно определить ориентировку вершин шипов. Приходится признать, что стилолитовые швы образовались при сжатии, круто ориентированном к поверхностям трещин, т.е. в субширотном или северо-западном направлении.

Пункт 9. Зона интенсивной трещиноватости ограничена вертикальной трещиной (Аз пр СВ_50), оперенной сколом Аз пр СВ_42, от которой отщепляется, приобретая ориентировку Аз пд ЮВ_100 у.п. 60, криволинейный скол с грубой штриховкой Аз пд ЮВ_178 у.п. 16, кинематический тип — левый сбросо-сдвиг. Внутри зоны трещиноватости хорошо выражены поздние сколы: Аз пд З_270 у.п. 70 и Аз пр СВ_67, вероятно, образующим парагенез. Первые три трещины образуют парагенез простого сдвига: первая, ограничивающая зону трещиноватости, представляет собой генеральный скол Y, вторая —

риделевский скол R, а наклонная криволинейная трещина — расщепление S, по своему простиранию приближенная к отрыву [Тевелев, 2005]. Описанный парагенез сформирован в зоне левого сдвига, при субмеридиональной ориентировке сжатия (Аз пд ЮЮЗ_187 у.п. 15). Трещины двух последних ориентировок похожи на сопряженные сколы модели Кулона–Андерсона, возникших при северо-восточном сжатии (Аз пд СВ_30 у.п. 17), но расположение внутри зоны разлома снижает достоверность реконструкции полей напряжения по ним.

Пункт 10. Комбинация трещин: Аз пд СВ_40 у.п. 65 (скол с зеркалом скольжения с ориентировкой штриховки Аз пд СЗ_350 у.п.27, правый взбросо-сдвиг) и первично плоской, но теперь слабо стилолитизированной поверхностью (Аз пд ЮВ_100 у.п. 60) (рис. 2, Е). Образование этих структур могло происходить в 2 стадии: 1 — образование пары сколов по механизму чистого сдвига при СЗ ориентировке сжатия (Аз пд СЗ_340 у.п. 4) и 2 — образование стилолитового шва при сжатии, ориентированном примерно перпендикулярно к плоскости трещины СВ простирания.

Пункт 11. Зона вертикального разлома (Аз пр СЗ_320), шириной 1,4 м, образована однородной, средне-мелкообломочной тектонической брекчией. По аналогии с другими зонами тектонических брекчий такой же ориентировки, для разлома наиболее вероятно правосдвиговая кинематика, однако отсутствие выраженных структурных парагенезов не позволяет провести восстановление полей напряжений.

Пункт 12. В краевой части зоны повышенной трещиноватости пород, ограниченной вертикальной поверхностью генерального скола (Y) Аз пр СВ_40, выделяются две генерации сколов, сопряженных с ней. К поздней генерации относятся (рис. 2, Ж): вертикальные R-сколы (левосдвиговые смещения) Аз пр СВ_25 и вертикальные сколы (левосдвиговые смещения), по ориентировке соответствующие расщеплениям (S) и отрывам (Аз пр ССЗ_355). Эти трещины пересекают и смещают участки трещин первой генерации — R-сколы (правосдвиговые смещения) (Аз пр СВ_60) и их расщепления S (Аз пр СЗ_278). Оба парагенеза возникли согласно модели Риделя, но ранние трещины сформировались в условиях правого сдвига, при субширотной ориентировке сжатия (Аз пр ВСВ_85), а парагенез второй генерации — в условиях левого сдвига, при субмеридиональном сжатии (Аз пр ССЗ_355).

Пункт 13. Краевая часть зоны разлома, образованной тектонической брекчией, средне-мелкообломочной, однородной, с редкими, протяженными продольными трещинами (Y-сколами; Аз пр СЗ_300). Правосдвиговое смещение устанавливается по положению вдвинутого по R-сколу блока (рис. 2, З). Согласно модели Риделя, главные нормальные напряжения располагались под углом 45° к максимальному тангенциальному напряжению (ориентировке Y-сколов), ось сжатия имела простирание СЗ_345.

Пункт 14. Вертикальное ограничение зоны интенсивной трещиноватости (Y-скол, Аз пр СВ_50) оперяется R-сколами (Аз пр СВ_32), которые по мере удаления от генерального скола разворачиваются до положения, параллельного отрывам (Аз пд В_90 у.п. 75) в модели Риделя (рис. 2, И). Сочетание элементов соответствует зоне левого сдвига, при субмеридиональной ориентировке оси сжатия (Аз пд_ССВ 5).

Пункт 15. Зона разлома шириной не менее 5 м образована средне-мелкообломочной однородной известняковой тектонической брекчией. Зона прослежена на запад на протяжении 14 м, преобладающая ориентировка обломков говорит о северо-западном простирании разлома. Правосдвиговая кинематика разлома предполагается по аналогии с соседними зонами разломов, но отсутствие достоверных мезоструктур и их сочетаний не дают основы для структурного анализа.

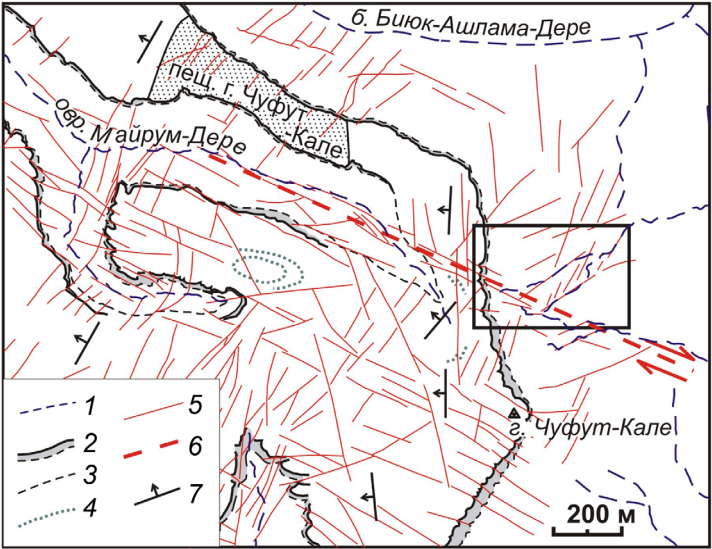
Пункт 16. В узкой (до 5–7 см) зоне малоамплитудного разлома (Аз пр_СЗ 310), затерты блоки песчанистого известняка. Заполнение раскрытий похоже на иллювиальный горизонт почвы: умеренно плотная карбонатная супесь, рыже-бурая, с мелкими белесыми удлиненными пятнами (вероятно, вдоль реликтов корней растений) и мелкими обломками известняка (рис. 2, К). Правосдвиговое смещение распознается по блоку, вдвинутому по антитетической тоже раскрытой трещине (Аз пр СВ_25). При отсутствии структур вращения и хрупком механизме деформации, наиболее вероятно формирование этих мезоструктур согласно модели Кулона–Андерсона. Определяемая ориентировка оси главного сжатия — северо-западная (Аз пр СЗ_347).

Пункт 17. Краевая часть субвертикальной зоны разлома шириной более 2 м образована средне-мелкообломочной однородной тектонической брекчией и прослеживается по простиранию (СЗ_295) более чем на 10 м. По аналогии с другими разломами близкой ориентировки, для этого так же наиболее вероятно правосдвиговое смещение, однако отсутствие реперных элементов и ассоциирующих мезоструктур не позволяют определить его со всей достоверностью.

Время формирования разрывов и трещин.

Возраст описанных дизъюнктивных структур может определяться только опосредованно. Они нарушают верхнемеловые отложения и с теми же ориентировками дешифрируются на поверхности плато г. Чуфут-Кале, в известняках датского яруса (рис. 3). Часто с трещинами связаны продукты субаэральных процессов: прожилки вадозного кальцита (пункт 6), притертые примазки продуктов карстования на зеркалах скольжения (пункты 9, 10, 14), заполнение глинистым карстовым реститом и почвенными образованиями раскрытий трещин и разлома (пункты 4, 16). Таким образом, весь набор дизъюнктивов сформирован в течение альпийского этапа, наиболее вероятно — во время воздымания Горного Крыма, начавшегося в конце миоцена [Семененко,

Рис. 3. Дешифрованные зоны малых разломов и обусловленных ими форм рельефа: 1 — тальвеги оврагов, 2 — обрывы плато, 3 — подошва датского яруса, 4 — фото-маркирующие горизонты, 5 — зоны малоамплитудных разломов, 6 — предполагаемая зона правого сдвига, 7 — направление падения слоев. Рамкой показана территория, изображенная на рис. 1 и 5



2003]. Тем не менее, нельзя исключать вероятность, что в Бахчисарайском районе, как и в Центральном Крыму, могли проявиться деформации на рубеже палеоцена и эоцена [Lygina et al., 2022].

Обсуждение. Статистический анализ систем трещиноватости выявляет резкое преобладание крутопадающих и вертикальных трещин разных ориентировок. Пологие трещины (угол падения менее 30°) очень немногочисленны и не образуют выраженных групп по ориентировке и типам смещения (рис. 4). Кроме отчетливых максимумов трещин по ориентировке, представленных в таблице, можно предположить наличие и еще нескольких менее амплитудных максимумов, которые из-за близкого

Ориентировка и тип основных групп трещин

№ п/п	Ориентировка трещин: азимут падения, угол падения	Тип трещины, смещение	Плотность, к 1/% площади
1	Аз пд ЮЗ_236 у.п.74	Скол, право-сдвиговое	9
2	Аз пд ЮЮЗ_181 у.п. 89	Скол, право-сдвиговое	9
3	Аз пд ВЮВ 95 у.п. 65	Скол, лево-сдвиговое	10
4	Аз пд СВ_56 у.п. 82	Скол, лево-сдвиговое	15
5	Аз пд СВ_37 у.п 72	Скол, право-сдвиговое	7
6	Аз пр СВ 52 у.п. 90	Скол, лево-сдвиговое	9

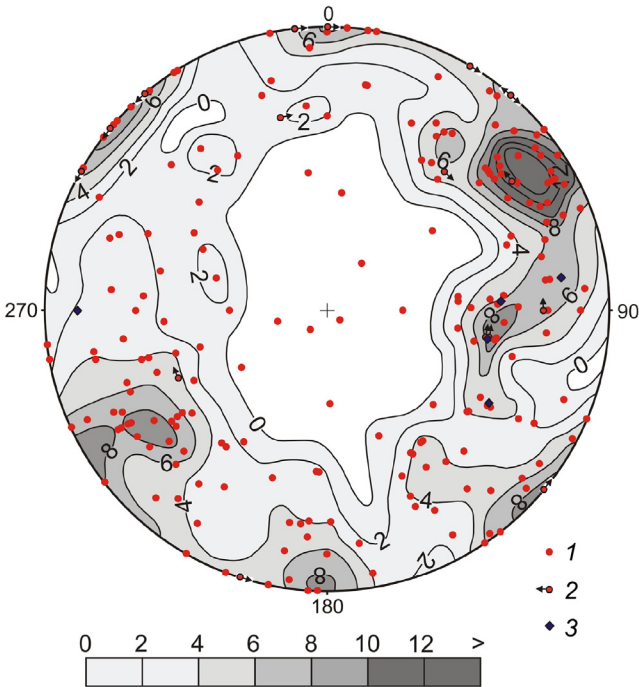


Рис. 4. Ориентировки трещин в стереографической проекции (верхняя полусфера): 1 — сколы с неустановленными смещениями, 2 — сколы с установленными смещениями, 3 — стилолитизированные поверхности трещин

расположения частично или полностью сливаются с соседними. На это указывает, в частности, то, что среди трещин северо-западного простирания встречаются сколы право- и левосдвиговой кинематики, в том числе с одинаковыми элементами залегания (рис. 4).

Реализация модели Кулона-Андерсона чаще наблюдается в массивных породах, в виде двух сопряженных сколов (рис. 1, п. 1, 2, 10). Модель Риделя действует и в слабо нарушенных, и в тектонически раздробленных породах, чаще — в виде групп кулисно расположенных сколов. Но именно в слабо нарушенных породах группы трещин СЗ простирания изредка обнаруживают и левосдвиговые (рис. 1, п. 5) дислокации.

На розе-диаграмме горизонтальных проекций осей сжатия (рис. 5) наиболее четко выделяются субмеридиональные до северо-западных лучи (СЗ_345 — ССВ_10) и в меньшей степени — лучи субширотной ориентировки (ВСВ_80 — ЗСЗ_280). Меридиональное сжатие, хуже проявленное, чем северо-западное [Курдин, Тверитинова, 1997], все же

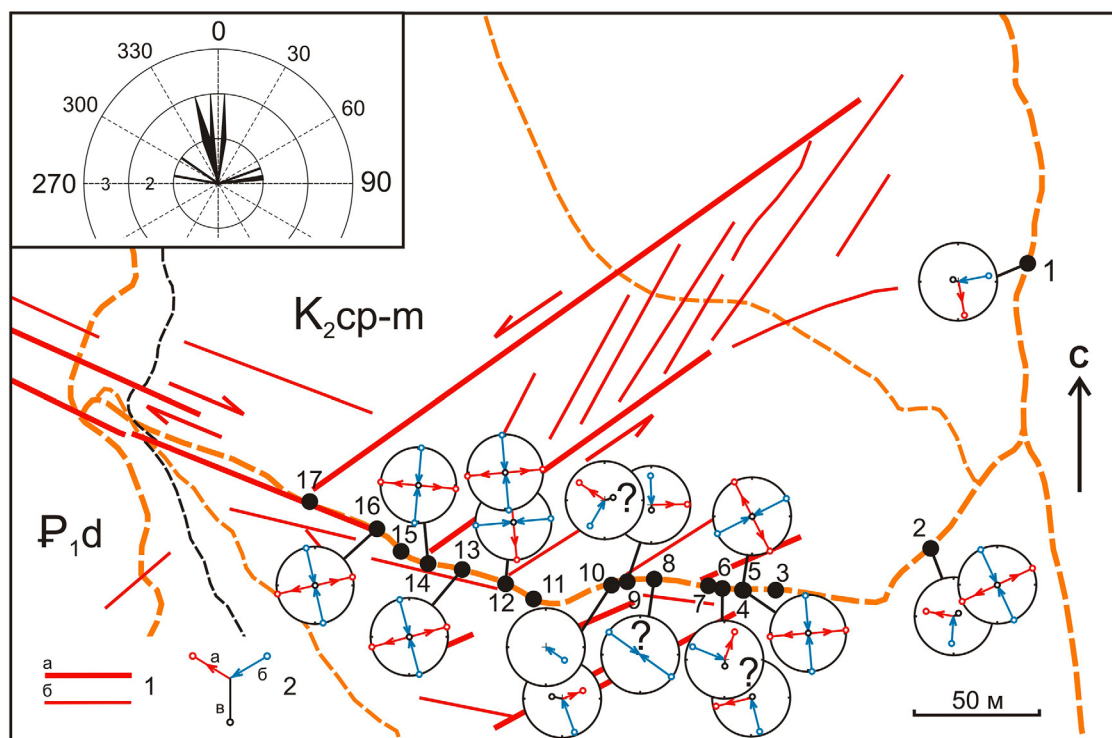


Рис. 5. Дешифрованные разломы на СВ склоне пл. Чуфут-Кале и реконструированные поля напряжений: 1 — разломы, хорошо (а) и умеренно (б) проработанные эрозией; 2 — оси напряжений на стереограммах: главного растяжения (а), главного сжатия (б), промежуточных напряжений (в). Наложение стереограмм в соответствии с последовательностью смены полей напряжений. Во врезке — роза-диаграмма горизонтальных проекций осей максимального сжатия. Прочие обозначения см. в подписи к рис. 1

неоднократно документировалось для альпийского этапа в соседних районах Горного и Предгорного Крыма [Курдин и др., 2017]. В районе г. Чуфут-Кале оно реконструируется как по парагенезам трещин, так и по деталям строения зон разломов, причем в достоверных случаях расшифровки суперпозиции парагенезов, они оказываются моложе субширотных (рис. 5).

Северо-западное сжатие на изученном участке проявлено реже и только в трещинных парагенезах, но его структуры иногда (пункты 2 и 10) наложены на парагенезы субмеридионального сжатия. Эти две группы ориентировок образуют основную часть задокументированных структур — видимо, они и доминировали в процессе образования позднеальпийской структуры Горнокрымского мегантиклинория и Качинского антиклинория в частности [Расцветаев, 1977; Курдин и др., 2017]. Примечательно, что в ближних окрестностях участка в меловых породах наблюдается обратное количественное соотношение парагенезов меридионального и северо-западного сжатия [Курдин, Тверитинова, 1997], что может быть связано с кластерным строением территории, разной чувствительностью разных блоков по фундаменту к одним и тем же стрессовым обстановкам и возможно — с локальной переориентировкой напряжений.

Субширотные ориентировки сжатия выражены не так отчетливо, как субмеридиональные, но тоже фиксируются как на уровне малых структурных форм, так и при интерпретации зон разломов СВ простирания. Его парагенез в пункте 12 сформиро-

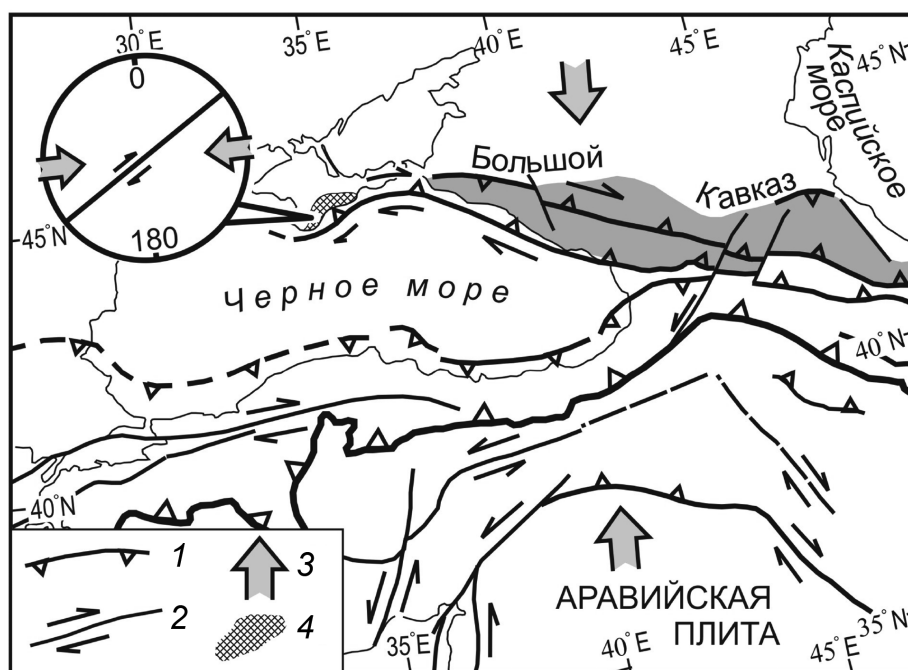
вался прежде структур субмеридионального или северо-западного сжатия.

Северо-восточное сжатие выявлено в единичном случае и только на уровне мелких структурных форм, что может быть косвенным признаком его раннего проявления. Их присутствие, как и разнообразие ориентировок структурообразующих полей напряжений в целом, может быть отражением дискретности и изменчивости стрессовых условий геологической среды Горного Крыма, как и других складчатых областей Альпийско-Средиземноморского пояса [Вольфман, 2015; Вольфман и др., 2017].

Северо-восточное сжатие, как и субширотное, могли возникнуть в условиях транспрессии, при дальней трансляции правосдвиговых смещений из области Большого Кавказа (где складчатые деформации, вероятно, начались раньше), при изменении направления смещения тектонических масс с северо-западного на юго-западное (рис. 6).

При дешифрировании космоснимков окрестностей плато Чуфут-Кале выявляются группы малых разломов, параллельные описанным. Наиболее отчетливо на склоне проработаны овражной сетью две зоны повышенной трещиноватости СВ ориентировки, севернее тропы. Вместе они образуют левосдвиговую зону, в которой R-сколы подчеркнуты более мелкими промоинами (рис. 5). По правым сдвигам СЗ простирания заложены прямые участки русел овражков южнее тропы; ту же ориентировку имеют мелкие линеаменты на поверхности плато и прямолинейные участки обрывов (рис. 3). По

Рис. 6. Механизм возникновения в Горном Крыму транспрессии с эффективным субширотным сжатием (тектоническая схема по [Rolland et al., 2009] с изменениями): 1 — главные надвиги, 2 — сдвиги и сдвиговая составляющая разломов, 3 — напряжения сжатия, 4 — зона возникновения транспрессии в Горном Крыму



зоне их ступенчатости заложен верхний отрезок оврага Майрум-Дере и на ее же продолжение попадают выходы тектонических брекчий в пунктах 11, 13, 15 и 17. Правосдвиговая кинематика этой зоны разлома, по которой сформировался овраг, согласуется со смещением бронированной поверхности по падению в южном борту Майрум-Дере и ее пологим периклинальным изгибом над верховьями оврага.

Если рассматривать хорошо различимые правые (Аз пр_290–310) и левые (Аз пр_40–50) сдвиги как парагенез, то ось субмеридионального сжатия (ССЗ_355) располагается в тупом угле между сдвигами, что может быть объясняться двумя причинами: 1 — обусловленность ориентировки разрывов в мел-палеогеновых породах чехла разломной структурой домелового фундамента, 2 — положение разломов унаследовано от более раннего парагенеза субширотного сжатия. Первая из них подтверждается наличием разломов СВ простирания (в т.ч. полихронный Бодракский разлом, рис. 1), вторая согласуется с последовательностью смены ориентировок напряжений в пункте 12.

Простирания разломов СЗ_290–310 отчетливо проявлены в районе Бахчисарая; севернее, на СЗ периклинали Качинского поднятия (междуречья рек Чурюк-су — Бодрак и Бодрак — Альма), правосдвиговые смещения, лучше проявленные в компетентной толще известняков датского яруса, чем в верхнеипрских, предполагаются для разломов с азимутом простирания 330–350.

Выводы. В ходе проведенного исследования разрывных структур на восточном склоне плато Чуфут-Кале выявлены зоны малоамплитудных разломов двух основных ориентировок и типов: северо-западной (Аз пр 290–310) — тектонические брекчий, связанные с правыми сбросо-сдвигами, и северо-восточной (Аз пр 40–50) — зоны интенсивной тре-

щиноватости левых взбросо-сдвигов. Разломы тех же ориентировок и кинематики широко проявлены в комплексе чехла в окрестностях Бахчисарая и ими обусловлена ориентировка элементов рельефа; севернее, на СЗ периклинали Качинского поднятия, правые сдвиги несколько меняют ориентировку на перпендикулярную простиранию слоистых толщ (Аз пр 330–350).

В соотношении мезоструктурных парагенезов запечатлелись несколько этапов их формирования, с разной ориентировкой главных напряжений: 1 — слабо выраженная — с северо-восточной ориентировкой сжатия; 2 — хорошо выраженная — с субширотным сжатием; 3 — хорошо выраженная — с субмеридиональным, в среднем — северо-северо-западным — сжатием. Обстановки СЗ сжатия, известные по литературным источникам [Курдин и др., 2017], проявлены здесь слабо, и их место в этой возрастной последовательности пока остается неясным и вероятно их как позднее, так и неоднократное проявление.

Если ориентировки северо-западного — северо-северо-западного сжатия обычно связываются с обстановками позднеальпийского сжатия [Расцветаев, 1977; Курдин и др., 2017; Макарова и др., 2018; Nikishin et al., 2014], то более ранние обстановки северо-восточного и субширотного сжатия могли иметь транспрессионную природу, связанную с особенностями динамики тектонических масс Крымско-Кавказского региона.

Благодарности. Автор благодарен аспиранту В.А. Федорчуку за помощь в сборе и документировании полевых материалов; д. г.-м.н., профессору А.М. Никишину, за полезную консультацию; к.г.-м.н., доценту Т.Ю. Тверитиновой и к.г.-м.н., доценту Н.Н. Курдину за проявленный интерес к работе и конструктивную критику.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенко Л.С., Тихоненков Э.П., Новик Н.Н., Чебаненко И.И. О структурной приуроченности эпицентров основных групп Крымских землетрясений // Геологический журнал. 1983. № 6. С. 64–69.
2. Борисенко Л.С., Чебаненко И.И., Шаталов Н.Н. и др. Новейшая тектоника Крыма по данным геолого-геофизических и аэрокосмических исследований // Геологический журнал. 1988. № 3. С. 3–11.
3. Вольфман Ю.М. Деформационные режимы и кинематические обстановки новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма // Геофизический журнал. 2015. Т. 37, № 1. С. 100–120.
4. Вольфман Ю.М., Колесникова Е.Я., Пустовитенко Б.Г., Милуков В.К. Избирательный характер проявления сейсмогенерирующих полей напряжений в пределах Средиземноморского пояса (по данным решению механизмов очагов землетрясений) // Вулканология и сейсмология. 2017. № 6. С. 64–79.
5. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования): Учебное пособие / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М.: Изд-во МГУ, 1989. 160 с.
6. Курдин Н.Н., Никитин М.Ю., Тверитинова Т.Ю. Разрывные нарушения мел-кайнозойского комплекса чехла Качинского антиклинория юго-западного Крыма // Полевые практики в системе высшего образования: Материалы 5-й Всероссийской конференции. СПб.: ООО «Изд-во ВВМ», 2017. С. 163–165.
7. Курдин Н.Н., Тверитинова Т.Ю. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Качинского поднятия Горного Крыма // Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. проф. А.А. Богданова. Вып. 1. М.: Изд-во геол. ф-та МГУ, 1997. С. 131–151.
8. Макарова Н.В., Макеев В.М., Галицкая И.В., Суханова Т.В. Новейшая тектоника Равнинного Крыма в связи с проблемами его водоснабжения // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93, вып. 3. С. 3–11.
9. Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 95–113.
10. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: ГИН РАН, 1987. С. 173–229.
11. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. М.: Изд-во ГЕОС, 2017. 234 с.
12. Семенов В.Н. Верхнемиоценовые молассы Альминского прогиба // Геологический журнал. 2003. № 2. С. 31–58.
13. Спиридонов А.В., Калинина Н.С. Зоны вероятных очагов землетрясений Горного Крыма // Материалы Всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов» (Москва, 2022) / Ред. А.О. Агибалов. М.: Перо, 2022. С. 103–107.
14. Тевелев Арк. В. Сдвиговая тектоника. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 254 с.
15. Lygina E.A., Pravikova N.V., Chizhova E.R. et al. The eocene seismicity and paleogeography of Central Crimea // Moscow University Geol. Bull. 2022. Vol. 77, № 6. P. 682–692.
16. 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. P. 2: Tectonic history and paleogeography // Marine and Petroleum Geology. 2014. P. 1–15.
17. Rolland Y., Billo S., Corsini M. et al. Blueschists of the Amassia-Stepanavan Suture Zone (Armenia): linking Neo-Tethys subduction from E-Turkey to W-Iran // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2009. Vol. 98, No. 3. P. 533–550.

Статья поступила в редакцию 13.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.07.2023

УДК 551.24:551.77

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-31-38

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ИНВЕРТИРОВАННОГО ПЕГТЫМЕЛЬСКОГО РИФТА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ (ЧУКОТСКОЕ МОРЕ)

Наталья Витальевна Правикова¹✉, Максим Валерьевич Коротаев²,
Ксения Федоровна Старцева³, Михаил Олегович Беляев⁴,
Анатолий Михайлович Никишин⁵

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; korm1111@yandex.ru

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

⁴ Институт геологии и разработки горючих ископаемых, Москва, Россия; belyaevmo@igirgi.rosneft.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; amnikishin@gmail.com

Аннотация. Построена кинематическая модель по сейсмическому профилю, проходящему через Пегтымельский инвертированный рифт (Чукотское море). Выделены основные этапы формирования рифта: 1) 125–34 млн лет; 2) 34–20 млн лет; 3) 20–0 млн лет. Проведено сопоставление выделенных этапов с историей развития Восточной Арктики.

Ключевые слова: Арктика, Чукотское море, сбалансированные разрезы, кинематическая реконструкция

Для цитирования: Правикова Н.В., Коротаев М.В., Старцева К.Ф., Беляев М.О., Никишин А.М. Этапы формирования инвертированного Пегтымельского рифта по результатам кинематической реконструкции (Чукотское море) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 31–38.

EVOLUTION OF THE INVERTED PEGTYMEL RIFT BASED ON THE RESULTS OF KINEMATIC RECONSTRUCTION (CHUKCHI SEA)

Natalia V. Pravikova¹✉, Maxim V. Korotaev², Kseniya F. Startseva³,
Mikhail O. Belyaev⁴, Anatoly M. Nikishin⁵

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

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; korm1111@yandex.ru

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

⁴ Institute Of Geology and Development of Fossil Fuels, Moscow, Russia; belyaevmo@igirgi.rosneft.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; amnikishin@gmail.com

Abstract. A kinematic model was built for the seismic profile passing through the Pegtymel inverted rift (Chukchi Sea). The main stages of rift formation have been identified: (1) 125–34 Ma; (2) 34–20 Ma; (3) 20–0 Ma. The identified stages are compared with the history of the development of the Eastern Arctic.

Keywords: Arctic, Chukchi Sea, balanced cross-sections, kinematic reconstruction

For citation: Pravikova N.V., Korotaev M.V., Startseva K.F., Belyaev M.O., Nikishin A.M. Evolution of the Inverted Pegtymel Rift Based on the Results of Kinematic Reconstruction (Chukchi Sea). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 3: 31–38. (In Russ.).

Введение. В последние годы появилось большое количество сейсмических данных по Арктическому региону, в том числе по Чукотскому морю, включая его Российский сектор. Сейсморазведочные исследования проводились компаниями ОАО «ДМНГ», TGS, ОАО «Севморгео», а также в рамках программ «Арктика-2011», «Арктика-2012» и «Арктика-2014». Многие из них собраны нами в единый проект [Nikishin et al., 2021; Никишин и др., 2022]. Сейсмические данные скоррелированы со скважинными данными по Американскому сектору акватории [Mineral..., 2006]. На основании полученных данных

была построена новая схема сейсмостратиграфии [Никишин и др., 2019].

Целью данной работы является восстановление геологической истории Пегтымельского инвертированного рифта. Для этого в рамках новой модели [Никишин и др., 2022] были проинтерпретированы сейсмические профили; проведена проверка корректности интерпретации методом сбалансированных разрезов и создана кинематическая реконструкция профиля, определены этапы деформаций рифта и проведена их корреляция с этапами развития Арктического региона.

Материалы и методы исследований. Геология Южно-Чукотского бассейна. Изученный профиль располагается на границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей и пересекает западное замыкание Южно-Чукотского бассейна (рис. 1). Бассейн расположен в Восточной Арктике, к северу от Чукотского полуострова, к востоку от Восточно-Сибирского моря, на западе продолжается вдоль Аляски до залива Коцебу. Американская часть Южно-Чукотского бассейна называется бассейном Хоупа.

Бассейн сформировался на месте апт-альбских континентальных рифтов и подстилается фундаментом позднемезозойского возраста Новосибирско-Чукотского орогена [Никишин и др., 2022; Nikishin, 2021]. Мощность осадочного чехла в среднем 4 км, в наиболее глубоких частях бассейна достигает 8 км [Verzhbitky et al., 2012; Малышев и др., 2010].

Непосредственно в Южно-Чукотском бассейне нет скважин, однако на шельфе Аляски есть большое количество скважин (Clondike-1, CrackerJack-1, Popcorn-1, Burger-1, Diamond-1) с полным комплексом исследований [Mineral..., 2006], по которым проведена привязка отражающих горизонтов.

Сейсмическая интерпретация. Нами были проинтерпретированы композитные сейсмические профили, где выявлен инверсированный меловой Пегтымельский рифт (рис. 2). Для интерпретации выбран центральный сегмент профиля ION15_4410 (ION-GXT (USA), 2015), пересекающего Пегтымельский рифт. Сейсмические профили, представленные изначально во временном масштабе, были преобразованы в глубинный масштаб по данным скважин на шельфе Аляски [Mineral..., 2006]. Структурная интерпретация выполнена на профилях в масштабе глубин в программном пакете "Move 2017" (Midland Valley).

При интерпретации профиля выделены следующие отражающие горизонты [Nikishin et al., 2021; Никишин и др., 2022].

H125 (125 млн лет, баррем-ант) — время начала рифтинга в Чукотском бассейне, время проявлений магматизма на хр. Менделеева и на островах Восточной Арктики. Граница выражена как несогласие преаптского возраста.

H45 (45 млн лет, середина эоцена) — высокоамплитудные рефлекторы HARS-1. Соответствуют подошве верхнего клиноформного комплекса в Северо-Чукотском бассейне. Граница коррелируется с возрастными датировками океанической коры по данным линейных магнитных аномалий [Nikishin et al., 2021].

H34 (34 млн лет, начало олигоцена) — кровля хаотического комплекса в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, соответствует кровле терминального эоценового комплекса в бассейнах Аляски, совпадает со временем резкого падения уровня моря в Арктическом бассейне. Возраст ее увязан с возрастными линейными магнитными аномалиями в Евразийском бассейне [Nikishin et al., 2018].

H20 (20 млн лет, миоцен) — поверхность регионального эрозионного события, вероятно связанного с началом формирования системы единых донных морских течений в Атлантике и Арктическом океане [Никишин и др., 2022]. Возраст датируется по линейным магнитным аномалиям в Евразийском бассейне [Nikishin et al., 2018].

На сейсмических данных можно выделить большое количество разрывных нарушений, современная кинематика разломов — взбросо-надвиговая, разрывные нарушения смещают горизонты H125 и H45, в разной степени деформируют горизонты H34 и H20, затухают в верхах плиоцена.

Литологический состав отложений и палеогеография Южно-Чукотского бассейна тесно связаны с геодинамикой формирования восточной части Арктического бассейна, Чукотского орогена [Nikishin et al., 2021] и поднятия Менделеева. Бассейн представлял собой типичный пострифтовый бассейн, заполнявшийся осадками, преимущественно с Чукотского орогена. Общая мощность осадочного чехла варьирует в пределах 4–8 км. Предполагаемый литологический состав отложений — преимущественно глины с прослоями песчаников [Никишин и др., 2022; Mineral..., 2006].

Методика построения сбалансированных разрезов. Для проверки правильности интерпретации и восстановления ключевых моментов геологической истории была выполнена кинематическая реконструкция профиля. Для этого был использован метод двухмерного кинематического восстановления, иногда называемый методом сбалансированных разрезов.

Сбалансированный разрез — логичный разрез, непротиворечиво объясняющий наблюдаемую структурную ситуацию на поверхности, в скважинах и на сейсмических профилях, и допускающий геометрически корректный вариант восстановления первичного горизонтального залегания слоев [Гайдук, Прокопьев, 1999; Геологический..., 2010; Dahlstrom, 1969; Woodward et al., 1985].

Объем и площадь слоя, не учитывая влияния уплотнения пород, не меняются в процессе деформации, соответственно, исходная площадь (или длина) любого слоя остается постоянной, а длины слоев в разрезе должны быть согласованы друг с другом.

Построение сбалансированных разрезов проводилось в программном комплексе Move с использованием модуля 2D Kinematic Modeling.

Разрез Пегтымельского рифта может быть кинематически восстановлен с помощью последовательного комбинирования трех основных методик: 1) снятия слоев с учетом разуплотнения пород (Backstripping); 2) моделирования движения по разломам (2D Move-on-Fault); 3) выпрямления слоев на додеформированное состояние — момент окончания осадконакопления (2D Unfolding).

Для простой геологической структуры, формирующейся в обстановке растяжения/сжатия, наи-

Рис. 1. Тектоническая карта Арктики, карта рельефа акустического фундамента шельфовых морей Восточной Арктики по [Никишин и др., 2022] и расположение композитного сейсмического профиля ION15_4410

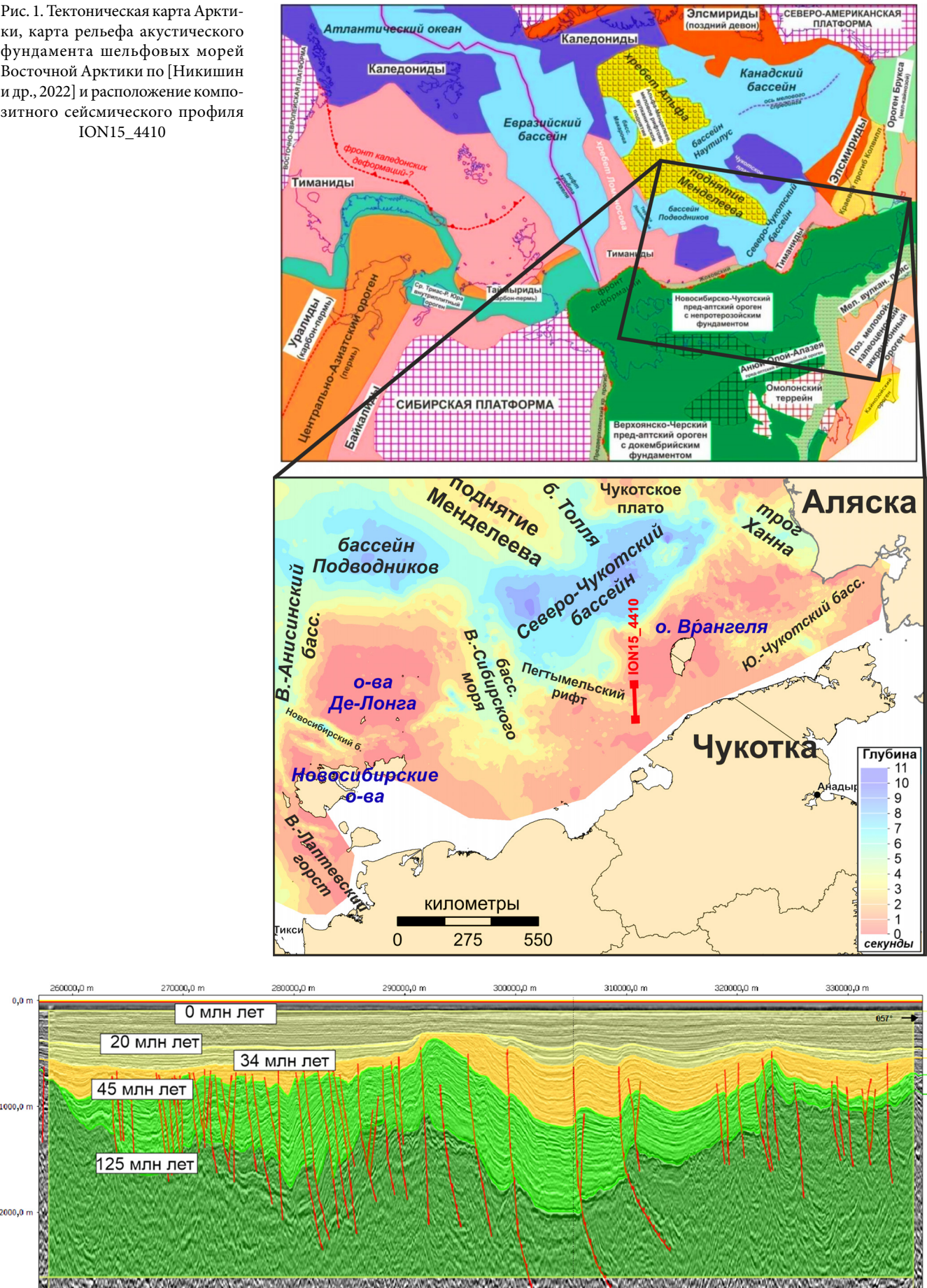


Рис. 2. Фрагмент композитного сейсмического профиля ION15_4410 и его геологическая интерпретация

более применим алгоритм простого сдвига (Simple Shear).

В процессе растяжения алгоритм простого сдвига (Simple Shear) работает, смещая висячий блок по поверхности сместителя вдоль заданного направления тектонического транспорта (рис. 3). При растяжении создается зазор между плоскостью разлома и висячим блоком, затем висячий блок смещается по направлению к плоскости разлома. Смещение контролируется вектором, который указывает путь, по которому элементы висячего блока проходят во время движения. Таким образом, алгоритм простого сдвига (Simple Shear) предполагает, что деформация происходит внутри висячего блока вдоль ряда параллельных векторов, которые перемещаются поперек плоскости разлома на расстояние, определяемое горизонтальной амплитудой. Длина векторов не изменяется на всем протяжении деформации, следовательно, топография плоскости разлома отражается в пластах висячего блока в виде складок.

Инструмент 2D-разуплотнения позволяет моделировать эффекты изменения объема породы из-за потери пористости, связанной с увеличением глубины залегания. Функция уплотнения пород в зависимости от глубины основана на работе [Sclater, 1980]:

$$\varphi = \varphi_0(e^{-cy})$$

где: φ — современная пористость на глубине, φ_0 — пористость на поверхности, c — коэффициент пористости-глубины (1/км) и y — глубина (м).

Принятые параметры пород приведены в таблице.

Результаты исследований и их обсуждение.
Кинематическая реконструкция. На первом этапе был снят интервал разреза возрастом 0–20 млн

Параметры пород, использованные для разуплотнения

Порода	Пористость на поверхности	Коэффициент c
Песчаник	0,49	0,27
Глина	0,63	0,51
Глинистый песчаник	0,56	0,39

лет, нижележащие отложения были разуплотнены (рис. 4, а) методом Backstripping.

В центральной части рифта восстановлены эродированные осадки с возрастом 34–45 млн лет (рис. 4, б). Горизонт Н34 (34 млн лет) был отстроен параллельно нижележащим отложениям, с учетом изменения мощности и направления оси складки. Последовательно смещения по пологим взбросам восстанавливались (рис. 4, в) методом простого сдвига (Simple Shear).

Далее было проведено выравнивание разреза (2D Unfolding) на горизонт Н20 (20 млн лет) (рис. 4, г).

Методом Backstripping снят интервал разреза с возрастом 20–34 млн лет, нижележащие отложения разуплотнены (рис. 4, д).

Далее было проведено выравнивание разреза (2D Unfolding) на горизонт Н34 (34 млн лет) (рис. 4, е).

На последнем этапе был снят интервал разреза (Backstripping) 34–45 млн (рис. 4, ж) и произведено выравнивание (2D Unfolding) на горизонт 45 млн лет (рис. 4, з).

Этапы формирования Пегтымельского рифта. В результате кинематической реконструкции можно выделить три ключевых этапа формирования инвертированного Пегтымельского рифта (рис. 5).

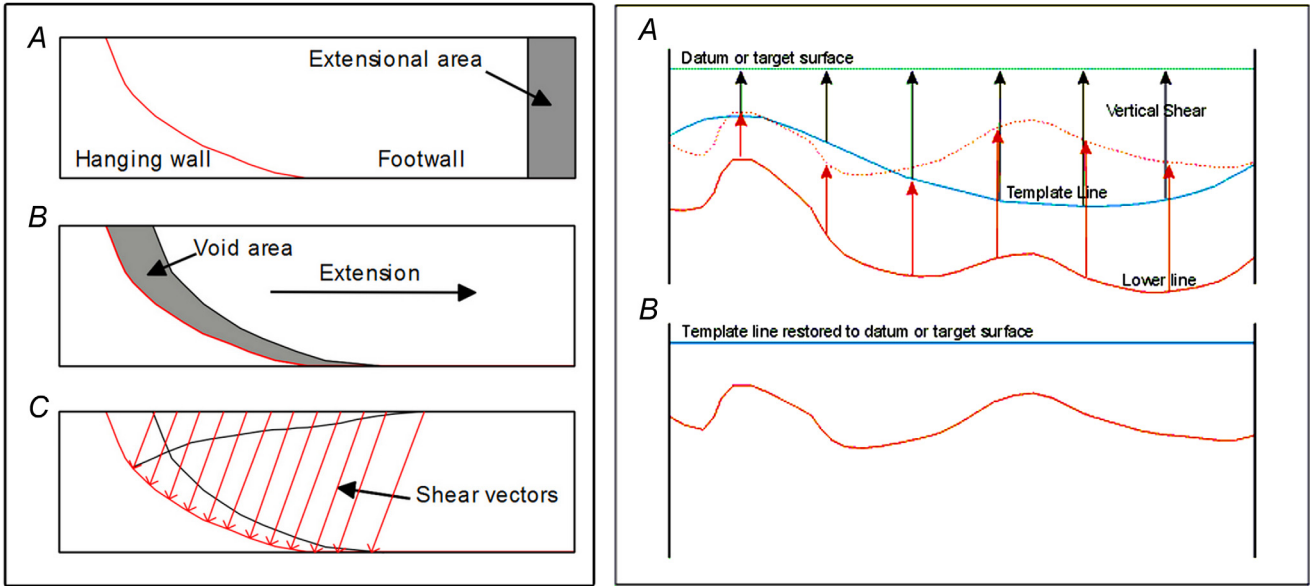


Рис. 3. Принципы работы алгоритма простого сдвига (Simple Shear) для смещения по разлому (слева): А — исходная конфигурация разлома, В — смещение висячего блока и образование зазора, С — смещение висячего блока по серии векторов; и распрямление складок (справа): А — выбор слоя-шаблона и поверхности, до которой производится выравнивание, В — выравнивание слоя и смещение нижнего слоя по вертикальным векторам (www.mve.com)

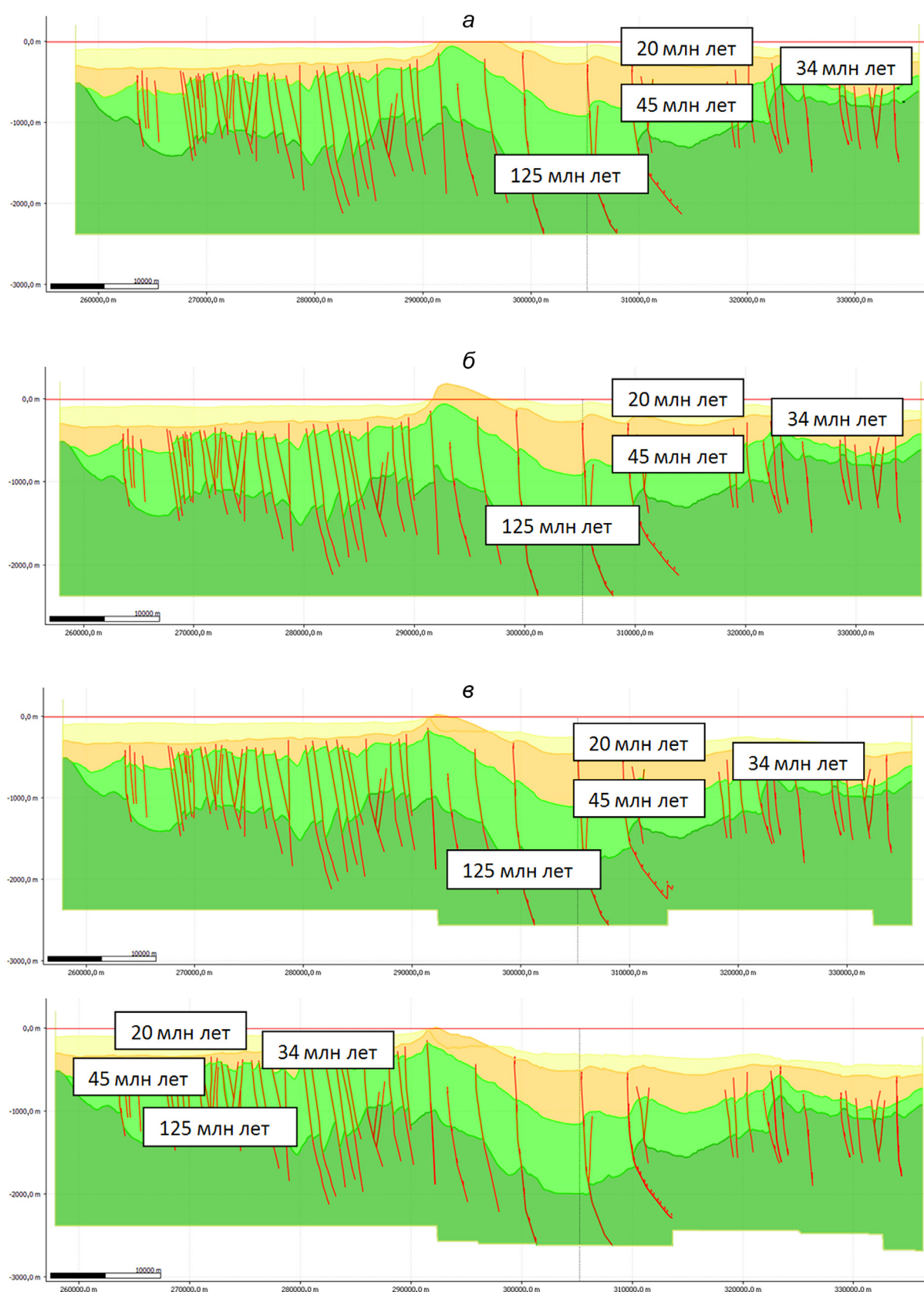


Рис. 4. Интерпретация фрагмента композитного сейсмического профиля ION15_4410 со снятыми отложениями 0–20 Ма (а); со снятыми отложениями 0–20 Ма и восстановленными отложениями с возрастом 34–45 Ма (б); со снятыми отложениями 0–20 Ма и восстановленными отложениями с возрастом 34–45 Ма, с последовательным восстановлением подвижек по взбросам (в); со снятым интервалом разреза 0–20 млн лет и восстановленными отложениями с возрастом 34–45 млн лет, разрез выровнен на горизонт Н20 (20 млн лет) (г); со снятыми отложениями 0–20 млн лет и 20–34 млн лет (д); со снятыми отложениями 0–20 млн лет и 20–34 млн лет, разрез выровнен на горизонт Н34 (34 млн лет) (е); со снятыми отложениями 0–20 млн лет, 20–34 млн лет и 34–45 млн лет (ж); со снятыми отложениями 0–20 млн лет, 20–34 млн лет и 34–45 млн лет, разрез выровнен на горизонт Н45 (45 млн лет) (з)

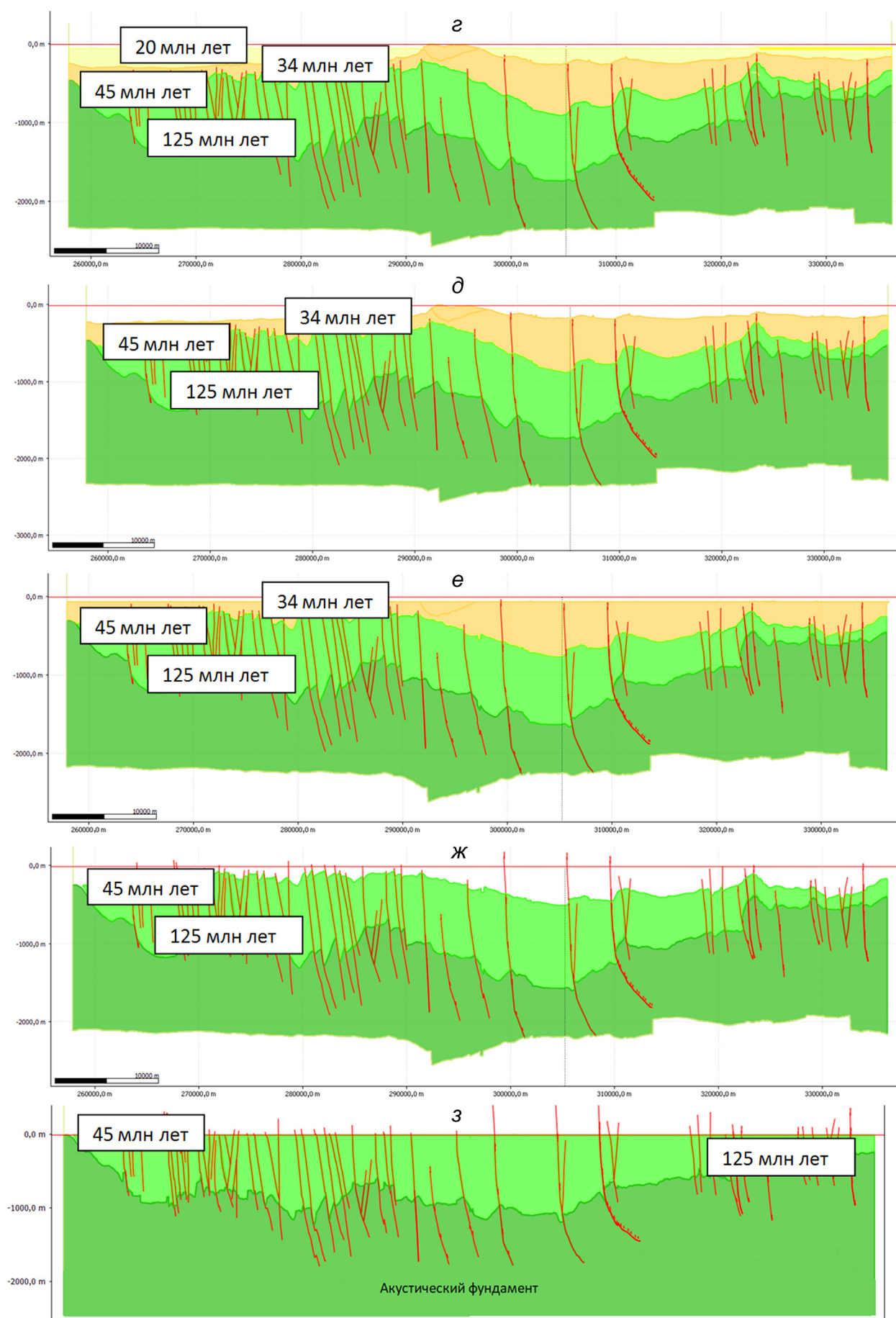


Рис. 4. Окончание

Этап 1. 125–34 млн лет. Этап растяжения и погружения (рис. 5, а), формирования рифта и его заполнения синрифтовыми и пострифтовыми осадками.

Рифтовая долина (рис. 4, з) закладывается в конце баррема-апте, около 125 млн лет. Это время отвечает обстановке общего рифтогенеза во всей Восточной Арктике и крупномасштабного магматизма на поднятии Менделеева [Никишин и др., 2022]. В апт-альбское время в обстановке общего растяжения рифт заполняется синрифтовыми осадками (рис. 4, ж, з). В позднем мелу в относительно спокойной тектонической обстановке медленного термального погружения [Никишин и др., 2022] рифтовая долина заполняется пострифтовыми осадками (рис. 4, е, ж, з). По данным возрастов детритовых цирконов источником сноса обломочного материала в меловое время являлись мезозойские орогены Дальнего Востока [Никишин и др., 2022]. Граница между отложениями рифт/пострифт на данном профиле не выделяется. В эоцене продолжается медленное погружение и заполнение рифта пострифтовыми осадками. Регионально это время начала роста и эрозии орогена на востоке Азии. В Северо-Чукотском бассейне в это время формируются клиноформенные комплексы [Никишин и др., 2022].

Этап 2. 34–20 млн лет. Этап сжатия (рис. 5, б). На этом этапе рифт претерпевает инверсию. Происходят многочисленные подвижки по взбросам и надвигам (рис. 4, в), в центральной части рифта формируется принадвиговая антиклиналь (рис. 4, б), отложения с возрастом 34–45 млн лет частично оказываются выше уровня моря и размываются (рис. 4, б). Горизонтам Н34 и Н20 соответствуют угловые несогласия, и можно предположить, что именно этим возрастам отвечают главные фазы сжатия. Они коррелируют с ранее выделенными [Ихсанов, 2014; Skaryatin et al., 2022] в Южно-Чукотском бассейне олигоцен-миоценовыми деформациями. Здесь в палеоцене–миоцене продолжалось погружение в режиме трансенсии, прерываемое компрессионными событиями. Две транспрессионные фазы привели к локальной инверсии в западной части Южно-Чукотского бассейна и формированию структур Ушакова и Надеждина [Skaryatin et al., 2022]. Как и в Пегтымельском рифте, фазы инверсии сопровождались эрозией замков антиклинальных складок [Skaryatin et al., 2022].

Этап 3. 20–0 млн лет. На этом этапе (рис. 5, в) обстановка стабилизируется, рифт перекрывается осадками. В Северо-Чукотском бассейне горизонт Н20 соответствует кровле верхнего клиноформенного комплекса. Осадки выше этого горизонта

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайдук В.В., Прокопьев А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов / Отв. ред. Л.М. Парфенов; Рос. акад. наук. Сиб. отд.-ние. Ин-т геол. наук. АО «Якутскгеофизика». Новосибирск: Наука; Сиб. предприятие РАН, 1999. 160 с.

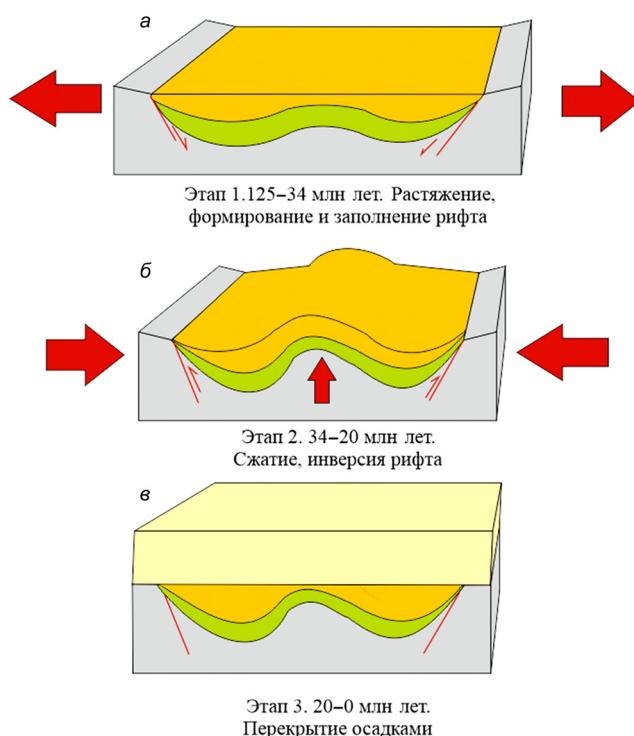


Рис. 5. Этапы формирования инвертированного Пегтымельского рифта

примерно равномерно перекрывают все структуры [Никишин и др., 2022].

Выводы. 1. С помощью метода сбалансированных разрезов подтверждена корректность проведенной сейсмической интерпретации.

2. В формировании Пегтымельского рифта выделено три крупных этапа:

- 125–34 млн лет — формирование рифта, его заполнение синрифтовыми и пострифтовыми осадками;
- 34–20 млн лет — инверсия рифта, многочисленные подвижки по надвигам;
- 20–0 млн лет — стабилизация территории, перекрытие рифта осадками.

3. Восстановленные этапы формирования Пегтымельского рифта коррелируют с основными событиями в Восточной Арктике.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00160, <https://rscf.ru/project/22-27-00160/> «Геологическое строение и история формирования района поднятия Менделеева в Арктическом океане».

Благодарности. Авторы благодарят М.А. Большакову, В.Е. Вержбицкого, В.В. Гайдука, Г.А. Заварзину, Н.А. Малышева, А.К. Худолея, А.Ф. Читалина за прочтение первичной версии статьи и конструктивные замечания.

2. Геологический словарь: В 3 т. / Гл. ред. О.В. Петров. 3-е изд., перераб. и доп. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.

3. Ихсанов Б.И. Позднемезозойские и кайнозойские деформации в осадочных бассейнах акватории Чукотско-

го моря: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. н. М.: МГУ, геол. факультет, 2014. 22 с.

4. Малышев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А. и др. Тектоника осадочных бассейнов российского шельфа Чукотского моря // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Мат-лы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 23–29.

5. Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф. и др. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. М.: ИМП РАН, 2022. 156 с.

6. Никишин А.М., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е. и др. Сейсмостратиграфия и этапы геологической истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и сопряженной части Амеразийского бассейна // Геотектоника. 2019. № 6. С. 1–24.

7. Dahlstrom C.D.A. Balanced cross sections // Canadian J. Earth Sci. 1969. Vol. 6, N 4. P. 743–757. <http://www.mve.com/>

8. Mineral Management Service (MMS) 2006. Chukchi Sea Province Summary, 2006, Assessment — Alaska Region, World Wide Web Address: Seismic Framework, US Chukchi Shelf 13. <http://www.mms.gov/alaska/re/reports/2006Asmt/CHGA/chga.HTM>.

9. Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I. et al. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultraslow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // Tectonophysics. 2018. 746. 64–82.

10. Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S. et al. 2021. Arctic Ocean Mega Project: Paper 1 — Data collection // Earth — Sci. Rev. 217, 103559.

11. Sclater J.G., Christie P.A.F. Continental Stretching: An Explanation of the Post-Mid-Cretaceous Subsidence of the Central North Sea Basin // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. P. 3711–3739.

12. Skaryatin M.V., Bulgakova E.A., Verzhbitskiy V.E. et al. South Chukchi–Hope Composite Tectono-Sedimentary Element, Chukchi Sea // Geol. Soc. London, Memoirs (2022), 57 (1).

13. Verzhbitskiy V.E., Sokolov S.D., Frantzen E.M. et al. The South Chukchi Sedimentary Basin (Chukchi Sea, Russian Arctic): Age, structural pattern, and hydrocarbon potential, in D. Gao, ed., Tectonics and sedimentation: Implications for petroleum systems: AAPG Memoir 100. 2012. P. 267–290.

14. Woodward N.B., Boyer S.E., Suppe J. An outline of balanced cross-sections. University of Tennessee: Knoxville publications, 1985. 138 p.

Статья поступила в редакцию 01.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.07.2023

УДК 551.763.12

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-39-48

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

Статья 2. Описание комплекса мезоструктур в керне и модели формирования аномального разреза

Павел Анатольевич Фокин¹✉, Маргарита Рубеновна Латыпова²,
Андрей Георгиевич Федяевский³, Антон Георгиевич Калмыков⁴,
Георгий Александрович Калмыков⁵, Николай Александрович Шадчнев⁶,
Андрей Сергеевич Буткеев⁷, Илья Борисович Соклаков⁸,
Юрий Артурович Гатовский⁹, Юлия Александровна Коточкова¹⁰

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; fokinpav@rambler.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
margarita.r.latyпова@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8258-9012>

³ Казахский национальный исследовательский технический университет имени К.И. Сатпаева, Алматы, Казахстан;
drew-fediaevsky@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8739-0416>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.kalmykov@oilmsu.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-8862-8227>

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.kalmykov@oilmsu.ru,
<https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

⁶ ПАО «НОВАТЭК», Москва, Россия; nikolay.shadchnev@novatek.ru

⁷ АО «АРКТИКГАЗ», Новый Уренгой, Россия; Andrey.Butkeev@jsc-arcticgas.ru

⁸ АО «АРКТИКГАЗ», Новый Уренгой, Россия; ilya.soklakov@jsc-arcticgas.ru

⁹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ustas62@bk.ru

¹⁰ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kotjulik@gmail.com,
<https://orcid.org/0000-0002-5004-4832>

Аннотация. Описан новый аномальный разрез баженовской свиты на территории Уренгойского месторождения в северной части Западной Сибири. В данной работе представлены описания комплексов мезоструктур в керне, на основании которых была предположена новая модель формирования аномального разреза баженовской свиты. Было выявлено, что формирование комплекса мезоструктур происходило на разных стадиях схода оползня и при перемещении его тела по неровной поверхности срыва. В формировании крупных инъекционных «песчаных жил» в исследуемом разрезе, главную роль, вероятно, сыграл спровоцированный оползнем гравитационный зерновой поток из области прибрежного мелководья. Проникновение его песчаного материала в породы баженовской свиты и в меньшей степени — ачимовской толщи произошло за счет энергии гидравлического удара и гидроразрыва вдоль послойных и секущих трещин.

Ключевые слова: Западная Сибирь, аномальный разрез баженовской свиты, мезоструктуры, модель формирования, ачимовский оползневой клин, гидравлический разрыв

Для цитирования: Фокин П.А., Латыпова М.Р., Федяевский А.Г., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Шадчнев Н.А., Буткеев А.С., Соклаков И.Б., Гатовский Ю.А., Коточкова Ю.А. Модель вздвигового оползневого клина с последующим гидравлическим разрывом, как объяснение формирования аномального разреза баженовской свиты на севере Западной Сибири. Статья 2. Описание комплекса мезоструктур в керне и модели формирования аномального разреза // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 39–48.

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

Part 2. Description of the mesostructural complexes in the core and the model of the anomalous section formation

Pavel A. Fokin¹✉, Margarita R. Latypova², Andrey G. Fedyaevskiy³, Anton G. Kalmykov⁴, Georgy A. Kalmykov⁵, Nikolay A. Shadchnev⁶, Andrey S. Butkeev⁷, Ilya B. Soklakov⁸, Yury A. Gatovsky⁹, Julia A. Kotochkova¹⁰

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; fokinpav@rambler.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; margarita.r.latypova@gmail.com

³ Kazakh National Research Technical University named after K.I. Satpayev, Almaty, Kazakhstan; drew-fediaevsky@yandex.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.kalmykov@oilmsu.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.kalmykov@oilmsu.ru

⁶ NOVATEK, Moscow, Russia; nikolay.shadchnev@novatek.ru

⁷ OJSC ARCTIKGAZ, Novy Urengoy, Russia; Andrey.Butkeev@jsc-arcticgas.ru

⁸ OJSC ARCTIKGAZ, Novy Urengoy, Russia; ilya.soklakov@jsc-arcticgas.ru

⁹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ustas62@bk.ru

¹⁰ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kotjulik@gmail.com

Abstract. A new anomalous section of the Bazhenov formation was described on the territory of the Urengoy deposit in the northern part of Western Siberia. This article presents descriptions of mesostructural complexes in the core, on the basis of which a new model for the formation of the anomalous section of the Bazhenov formation was proposed. It was found that the formation of the mesostructural complexes occurred at different stages of the landslide and when its body moved along the uneven surface of the detachment. In the formation of large injection “sand veins” in the studied section, the main role was probably played by the landslide-induced grain flow from the coastal shallow water area. The penetration of its sandy material into the rocks of the Bazhenov formation and, to a lesser extent, the Achimov formation occurred due to the energy of hydraulic shock and hydraulic fracturing along layer-by-layer and secant fractures.

Keywords: Western Siberia, anomalous section of Bazhenov formation, mesostructures, formation model, Achimov landslide wedge, hydraulic fracturing

For citation: Fokin P.A., Latypova M.R., Fedyaevskiy A.G., Kalmykov A.G., Kalmykov G.A., Shadchnev N.A., Butkeev A.S., Soklakov I.B., Gatovsky Yu.A., Kotochkova Ju.A. A model of a shear landslide wedge with subsequent hydraulic rupture as an explanation for the formation of an anomalous section of the Bazhenov formation in the north of Western Siberia. Part 2. Description of the mesostructural complexes in the core and the model of the anomalous section formation. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 3: 39–48. (In Russ.).

Введение. В данной работе продолжается изложение результатов комплексных исследований аномального разреза баженовской свиты (АРБ) на территории Уренгойского нефтегазоконденсатного месторождения (НГКМ) на севере Западной Сибири (ЗС) [Фокин, 2023]. Основной частью работы, представленной в статье 2, является выделение, анализ и классификация мезоструктур непосредственно в процессе литологического описания кернового материала, а также последующая интерпретация обстановок формирования песчаных жил и ранее описанных деформационных структур [Ramsay, Huber, 1983; Тевелев, 2012; 2005 и др.]. В процессе литологического описания кернового материала из исследуемой скважины выяснилось, что ни одна из ранее существующих концепций формирования АРБ не подходит для описания формирования исследуемых отложений в полной мере. Поэтому целью работы было описание нового типа АРБ и предложение подходящей модели формирования отложений.

Результаты исследований. Изученный керновый материал богат постседиментационными деформационными структурами, как пликативными, так и дизъюнктивными, связанными с уплотнением и литификацией осадка (трещины уплотнения, трещины синерезиса) и стрессовыми деформациями.

По степени деформированности в изученном разрезе выделяются 3 интервала, близкие к интервалам распространения литотипов I и III: нижний, средний и верхний, разграниченные поверхностями срыва.

В нижнем интервале кремнево-глинистые породы баженовской свиты (БС) и самых низов предположительно ачимовской толщи несут сравнительно слабые деформации, в основном в виде нерегулярно меняющегося наклона слойчатости, от 7–8° до 20° к поперечному сечению керна; наклон в среднем убывает вверх. Изменение угла наклона обычно происходит на уровнях зеркал скольжения, плоских, приполюрованных, послойных и полого секущих (до

15–20°) слоистость. Штриховка на зеркалах обычно выражена плохо, но там, где есть, совпадает или расположена под небольшим углом (10–20°) к направлению наклона слойчатости в керне. В редких случаях появление зеркал скольжения можно объяснить уплотнением осадка при литификации: вблизи известняковых конкреций слойчатость, и зеркала скольжения могут приобретать криволинейную форму и наклон до 30–45°.

Тонкая прослойка радиолярита на глубине 3992,42–3992,46 м подверглась будинированию, с образованием субизометричных, слабо скругленных в сечении блоков, с “затеками” черных аргиллитов между ними (рис. 1, А). Примерно параллельно прослойке располагаются искривленные зеркала скольжения, со штриховкой, ориентированной по направлению наклона.

В верхней части породы нижнего интервала пронизаны нептуническими дайками тонкопесчаного состава. Трещины субвертикальные, извилистые, расположены косо к простираению слойчатости; раскрытие — 4–20 мм, глубина проникновения — 2–2,5 м. У нижнего завершения трещин наблюдается выполаживание и выход к малоамплитудному послойному срыву (рис. 1, Б).

Заполнение трещин представлено мелко-тонкозернистым песчаником, серым с буроватым оттенком, содержащим зонально распределенные, мелкие угловатые, но слегка раздавленные обломки окружающих пород, свидетельствующие о заметной, но неполной степени литификации отложений к моменту их деформации (рис. 1, Б, В).

Поверхность срыва, разделяющая нижний и средний интервалы, сопровождается более интенсивными деформациями в кровельной части нижнего интервала (рис. 1, Г). Тонкая слойчатость изогнута, смята в опрокинутую, сжатую синклиналь, с будинажем песчаной прослойки на опрокинутом крыле пологими, криволинейными трещинами с надвиговой кинематикой на другом крыле; складка косо к направлению наклона обрублена нептунической дайкой. Верхняя часть одной стенки дайки вырвана (дуплекс растяжения) и освободившееся пространство заполнено тем же песчаным материалом, что и нептуническая дайка. Вдоль самой поверхности смещения отмечаются следы разжижения, смешивания материала и его затеки в прилегающие слои, создающие зрительный эффект резкой поверхности разрыва.

Средний интервал наиболее насыщен разнообразными деформационными структурами. Чаще всего встречаются наклонные сколовые трещины — микросбросы, как правило, избирательно секущие некоторые песчано-алевритовые прослойки и быстро затухающие в глинистых слоях (рис. 1, Д).

Трещины в шифах имеют признаки вязких деформаций, по механизму межзернового проскальзывания, без разрушения обломочных частиц, а ино-

гда — и разрыва слойков (рис. 1, Е). Они образуют серии, чаще — синтетические, относительно направления наклона слойков, редко — антитетические; встречаются сочетания трещин разного направления падения относительно наклона слоистости, с образованием структур будинажа, подобных грабенам и горстам (рис. 1, Д, Ж). Подобные структуры формируются в условиях продольного к слою растяжения и(или) нормального к его поверхности сжатия. Для многих трещин устанавливаются и сдвиговые составляющие смещения. С этими трещинами не связаны зеркала скольжения, что связано с неравномерной и в целом слабой литификацией отложений к моменту деформаций, наименьшей в глинистых прослойках.

Компрессионные деформации отложений в среднем интервале встречаются реже, но они разнообразнее и обычно сопряжены с песчано-алевритовыми прослоями. В тонкослойчатых песчаниках и алевролитах встречаются Z-образные изломы слойков (рис. 1, З). Они несквозные и затрагивают от одной до нескольких соседних более светлых (песчаных) прослоев в слое и имеют пологое к слойчатости расположение — обычно 20–30°. По сходству с кинк-бандом (kinkband) [Ramsay, Huber, 1983], их образование следовало бы ожидать при продольном к слою сжатия, в результате хрупких деформаций, но в неп полностью сцементированных породах их появление могло быть связано с высокой скоростью деформаций. Горизонтальное сокращение при изломе слойков в песчанике компенсировалось послойным проскальзыванием в более пластичных, глинистых алевритовых прослойках.

В качестве единичной, но примечательной мезоструктуры встречена двусторонняя складка, сходная по морфологии с сопряженными полосами излома — кинк-банда. В ядре складки находится локальное, похожее на бантик утолщение слойка алевритистого песчаника, образованное по четырем сопряженным сколам-микровзбросам, расположение которых указывает на сжатие вдоль слоя (рис. 1, И). Кинк-банд образуется при аналогичной ориентировке напряжений, но в хрупких породах, при низких литостатических давлениях [Ramsay, Huber, 1983; Тевелев, 2012]. Эта структура возникла в неп полностью литифицированных породах при вязком скалывании, что подтверждается неровностью и затуханием трещин к центру слойка, плавные изгибы поверхностей его подошвы и тонкой слойчатости выше. На продолжении трещин выше тонкие алевритовые и глинистые слойки изогнуты и образуют микроскладки. Симметричность структуры предполагает ее формирование в условиях продольного к слоистости сжатия. Внедрение темного глинистого материала по трещинам могло произойти на поздней стадии развития структуры или спаде сжатия. Примечательно присутствие Z-образного излома в том же слое, что может быть связано со скоростью разрядки напряжений.

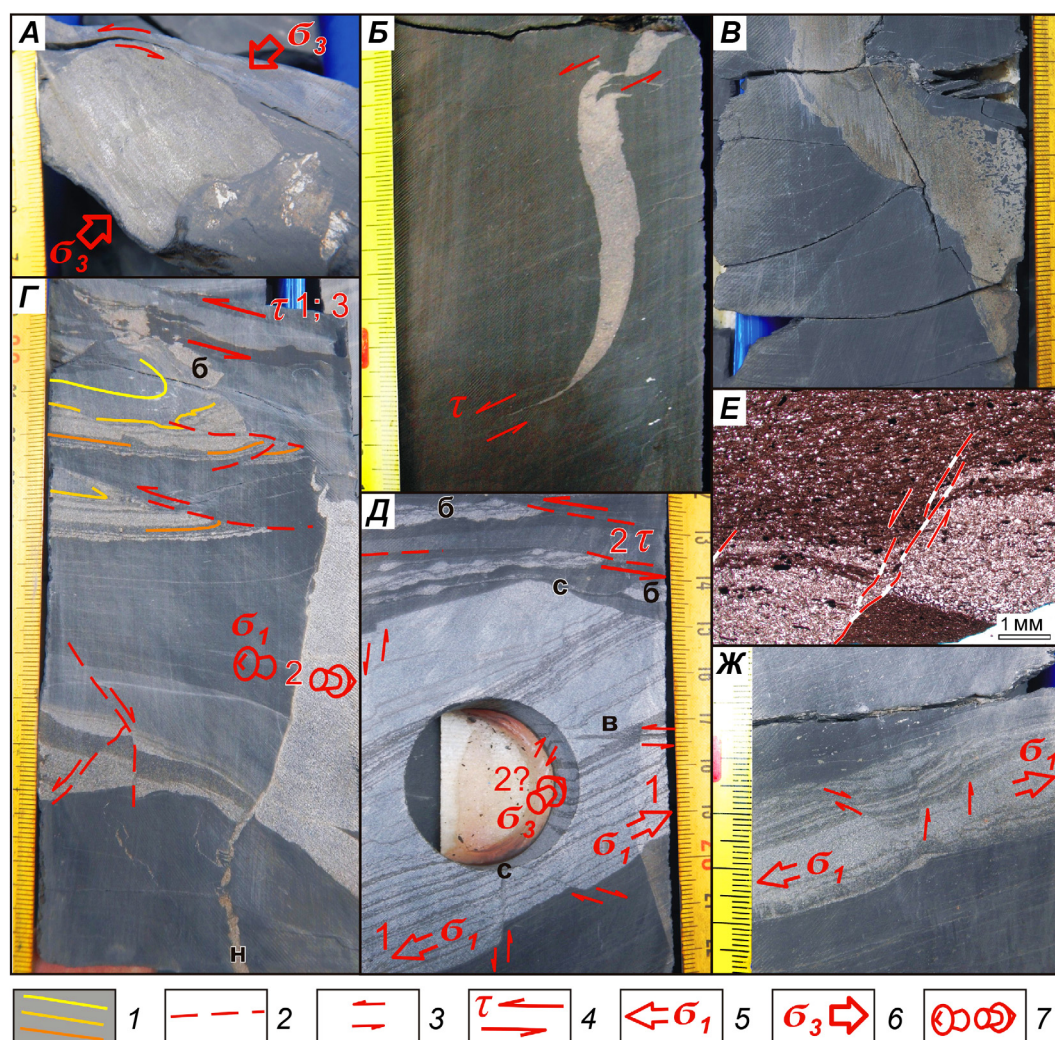
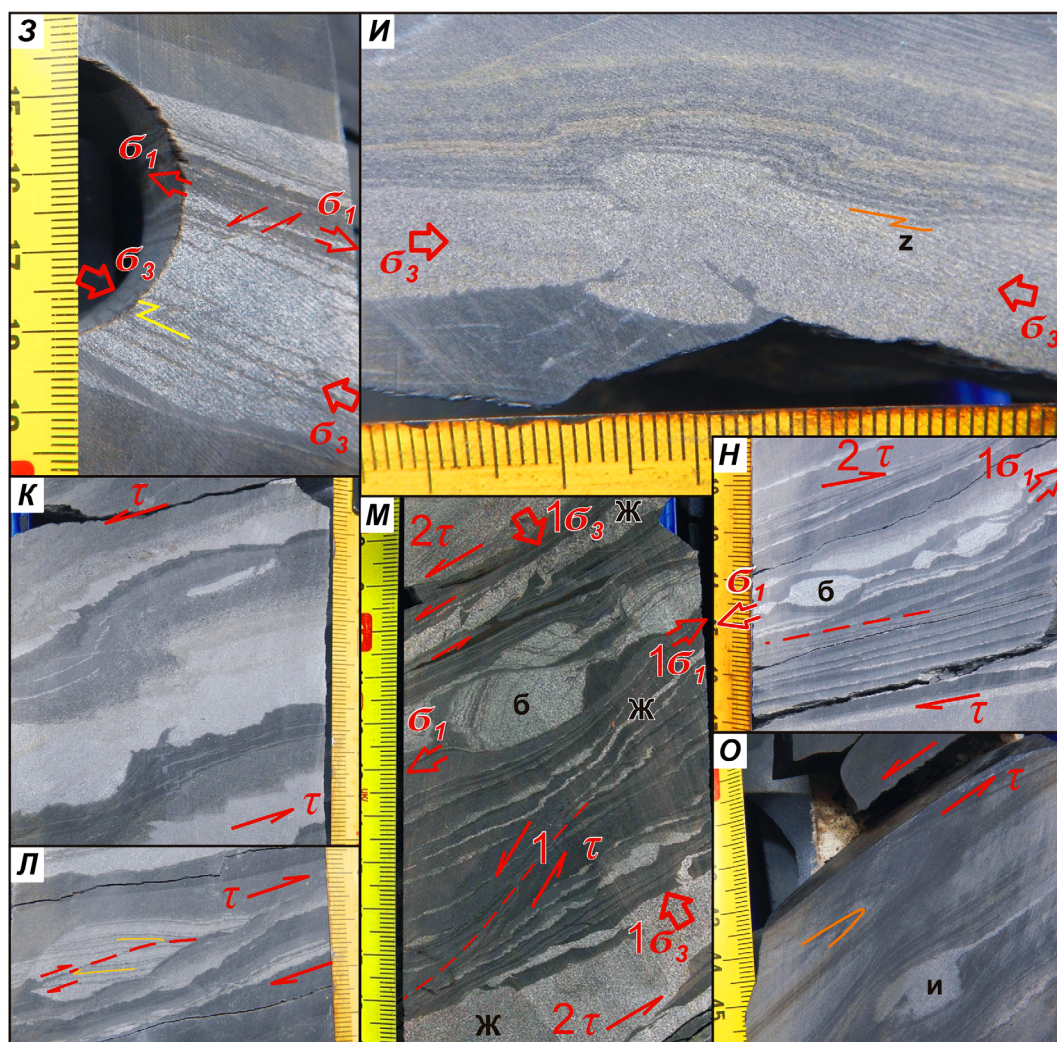


Рис. 1. Мезоструктуры и условия их образования: 1 — выделенные прослойки; 2 — выделенные поверхности срывов и трещин; 3 — направления смещения по сколам; 4 — ориентировки тангенциальных напряжений; ориентировки нормальных напряжений: растяжения — 5 и сжатия — 6; 7 — стрелки ориентировки нормальных напряжений, не совпадающих с плоскостью распила керна. Цифрами обозначен относительный порядок образования структур или смены напряжений. А — глубина 3992,48 м. Будинированная прослойка радиолярита. Б — глубина 3987,16–3987,30 м. Нижнее окончание нептунической дайки в кремнистых аргиллитах баженовской свиты. В — глубина 3985,77–3985,84 м. Угловатые обломки кремнистого аргиллита в песчаном заполнении нептунической дайки. Г — глубина 3984,50–3984,65 м. Направление смещения по поверхности срыва в верхней части фото подчеркиваются положением складки и будинированием (б) ее опрокинутого крыла. У нептунической дайки (н) верхняя часть стенки (справа) вырвана и пространство заполнено песчаным материалом. Д — глубина 3978,32–3978,42 м. Поверхности срыва в верхней части срезают будинированные слои (б) сдвоенной тонкой прослойки песчаника повторяют форму более толстого слоя, нарушенного микросбросами (с) и микровзбросом (в). Е — фото шлифа с глубины 3975,60 м. Вязкая трещина в песчано-алевритовой прослойке. Николи параллельны. Ж — глубина 3981,49 м. Микросбросы, нарушающие песчано-алевритовую прослойку, образуют струк-

В верхней части среднего интервала песчано-алевритовые и глинистые прослойки одновременно участвуют в образовании мелких складок течения (рис. 1, К) и вязких трещин с надвиговым и сдвиго-надвиговым типами смещения (рис. 1, Л). Вергентность мелких складок, вязких трещин и Z-образных изломов указывает преимущественный транспорт материала по направлению наклона слоистости и реже — косо к нему.

Средний интервал содержит несколько тонких интервалов флюидизации, вероятно, соответствующих положению внутренних поверхностей срыва (рис. 1, Д, М, Н), близких по расположению к слоистости. В них и в непосредственной близости от

них происходят изменения наклона и изгиба слоистости, образование очень мелкой складчатости течения, происходит вытягивание слойков, вязкое будинирование песчаных прослоек при тангенциальных напряжениях, с разворотом будин и тонким расплющиванием прослоек между ними, образование вязких сколов. Сочетание структур растяжения и сжатия, мелкие складки течения с выраженной вергентностью свидетельствуют о сложной последовательности обстановок растяжения и сжатия и перемещении материала под действием тангенциальных напряжений. Часто вдоль зон срывов или рядом с ними располагаются «песчаные жилы» (рис. 1, М).



туру растяжения, похожую на грабен. **З** — глубина 3982,26–3982,32 м. Микросбросы и Z-образный излом слойков (z) в прослое тонкослойчатых песчаников и алевролитов. условия их образования — при продольных напряжениях, порядок однозначно не устанавливается. **И** — глубина 3984,17 м. Бантикообразная структура продольного сжатия ассоциирует с Z-образным изломом (z). **К** — глубина 3975,51 — 3975,59 м. Микроскладки течения, образованные тангенциальными напряжениями, ориентированными параллельно слоистости. **Л** — глубина 3978,62–3978,67 м. Вязкий скол-микронадвиг над поверхностью послойного срыва с текстурами дегидратации. **М** — глубина 3975,06–3975,18 м. Последовательность деформаций: 1- наклонная зона флюидизации со сбросовой кинематикой и вязкий будинаж песчаных прослоек (б) при продольном растяжении и 2 — «песчаные жилы» (ж) вдоль направления продольных тангенциальных напряжений и вязких R-сколов. Слабая извилистость последних, возможно, отражает позднейшие оползневые деформации. **Н** — глубина 3977,43–3977,49 м. Поверхность малоамплитудного срыва, с будинажем (б) и изгибом песчаных прослоек выше нее. **О** — глубина 3974,91–3974,97 м. Поверхность срыва в кровле оползневого вдвига. Сжатая складка притерта к зеркалу скольжения при «сбросовом» смещении; песчаная инъекция (и) внедрена в разрыв более темной прослойки при смещениях того же типа, но в условиях относительного растяжения

Наиболее значительная поверхность срыва разделяет средний и верхний интервалы (рис. 1, О). Плоская, приполированная поверхность наклонена под 45–50° к поперечному сечению керна, ниже нее слоистость пород литотипа III имеет неравномерный наклон и изгибы слойков; прослойки песчаника часто вязко будинированы и насыщены многочисленными, преимущественно тонкими послойными песчаными «жилами» и инъекциями. В лежащем блоке срыва к нему притерта острая, сильно сжатая антиформа, вместе со штриховкой, ориентированной под небольшим углом к направлению наклона сместителя, указывающая на преобладание сбросовой (формально) составляющей смещения. Тем не

менее, при волнистой поверхности антитетического надвига смещение верхнего блока вниз возможно и в условиях сжатия.

Верхний интервал, сложенный в основном породами литотипа I с небольшими наклонами слоистости (2–15°), нарушен немногочисленными наклонными трещинами с зеркалами скольжения и пронизан «песчаными жилами», послойными, мощностью от нескольких миллиметров до 1,6 м толщиной, и секущими, тонкими (до 10–12 мм) и извилистыми (рис. 2, А–В). Их заполнение — породы литотипа IV — однородное или текстурированное, за счет распределения глинистой примеси в цементе, иногда содержит угловатые, частично

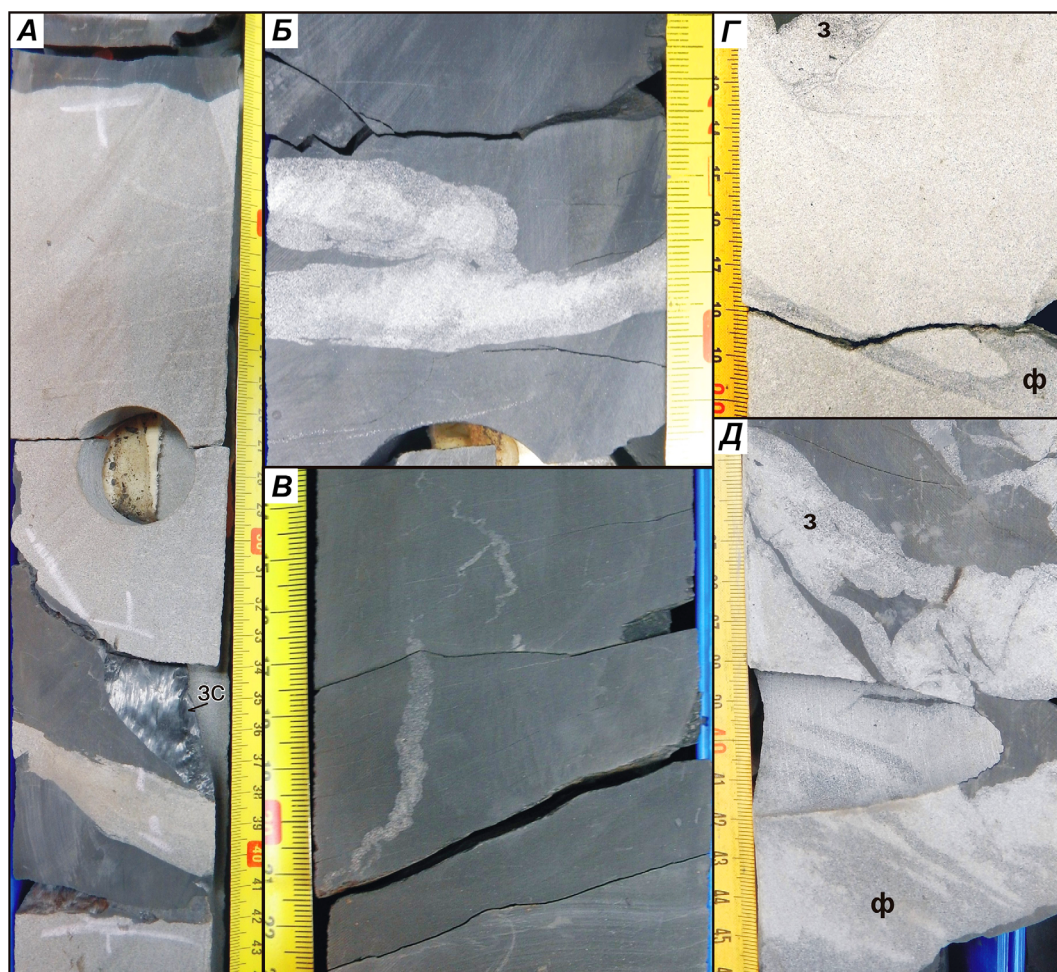


Рис. 2. «Песчаные жилы». **А** — глубина 3971,63–3971,93 м. Однородные послойные «песчаные жилы» в кремнисто-известковистых аргиллитах баженовской свиты. Криволинейное зеркало скольжения (з) компакционной природы. **Б** — глубина 3971,04–3971,11 м. Тонкие послойные «песчаные жилы» с зональным распределением глинистой примеси. **В** — глубина 3970,34–3970,43 м. Секущая дегидратационная «песчаная жила», слабо деформирована при литификации. **Г** — глубина 3972,66 — 3972,75 м. Следы поздних оползневых деформаций в «песчаной жиле». Однородные участки жилы с разным содержанием глинистой примеси разделены полосой песчаника с флюидальной текстурой (ф), рядом с обломком аргиллита распределение глинистой примеси зональное (з). **Д** — глубина 3973,77 — 3973,91 м. Участки зонального (з) и флюидального (ф) распределения глинистой примеси в заполнении «песчаной жилы»

деформированные обломки аргиллитов. Встречается два типа загрязнения песчаников жил глинистым веществом внутри жил (рис. 2, Г, Д): 1 — зональное, вдоль контактов жил и вокруг обломков аргиллитов и 2 — флюидальное (струйчатое). Первый тип свидетельствует о происхождении пелитовой примеси из стенок жил, а второй связан с особенностями ее перераспределения при дегидратации.

Обсуждение полученных результатов. Присутствие в породах структур растяжения и сжатия ставит вопрос о последовательности их возникновения, и по сочетанию структур в нескольких интервалах можно попытаться восстановить деформационные этапы, в результате которых произошло формирование исследуемого АРБ.

На глубинах 3984,20–3984,50 м (рис. 1, Г) опрокинутая синклиальная складка и нарушающие ее вязкие трещины — «микронадвиги» — образуют парагенез сжатия, возникший в условиях тангенциальных напряжений при перемещении по пологой

поверхности срыва против направления наклона слоистости в керне. Структура растяжения — непуническая дайка, косо обрубающая структуры сжатия, сформировалась позднее. Нижнее окончание непунической дайки (3987,29 м, рис. 2, Б) выходит в послойный срыв в интервале более крутого залегания (до 25–30°) слоистости, что дает основание полагать образование раскрытых трещин в зоне максимального изгиба слоев на своде антиклинальной складки. Участок вырванной стенки трещины в колонку попал только малой своей частью, поэтому можно лишь предположить, что его смещение произошло в соответствии с механизмом образования дуплекса растяжения, в условиях транстензии [Тевелев, 2005].

На глубине 3978,33–3978,41 м 6-сантиметровый прослой параллельно-слоистого песчаника несет хрупкие деформации продольного к слоистости растяжения в виде серии сколов, образующих на распиле керна рисунок наподобие «микрограбенов»

и «микрогорстов» (рис. 2, Д). Во внутренней части прослая читается излом слойков, возникший при смене условий продольного сжатия растяжением: трещина-микровзброс была раскрыта при реверсивной подвижке и заполнена темным, пластичным пелитовым материалом. Находящиеся выше тонкие алевропесчаные прослойки, вязко будинированные, с образованием протяженных, нитевидных шеек и коротких, «бусинообразных» будин, срезаются волнистой поверхностью срыва, частично наследующей форму нарушенного сколами песчаного прослая. Последовательность образования сколов и излома неясна, но поверхность срыва развивалась после (или дольше) существования обстановок растяжения.

Анализируя характер деформаций пород, надо отметить различия в дизъюнктивных нарушениях разных интервалов. Если в нижнем и верхнем интервалах, образованных кремнисто-глинистыми породами БС (литотип I), трещины имеют хорошо оформленные зеркала скольжения, то в среднем интервале они на поверхностях трещин не встречаются, что свидетельствует о меньшей степени литификации песчано-глинистых пород предположительно ачимовской толщи. О том же говорят преимущественно хрупко-пластичные деформации в песчаниках, затухающие в глинистых прослойках литотипа III.

Таким образом, в скважине наблюдается не вполне обычная ситуация: среди более литифицированных глубоководно-морских отложений БС залегает 10-метровая пачка отложений нижнего мела, менее литифицированная на момент деформации, и сформировавшаяся в условиях нижней части или подножия подводного склона. Комплекс деформаций отложений, а также преимущественно продольная к слоистости ориентировка напряжений, дает основание считать, что наблюдаемое соотношение пород возникло в результате образования крупного оползня склоновых пластичных отложений с их внедрением в более плотные депрессионные образования БС. Ключом к пониманию механизма может быть то, что скважина не вошла в недислоцированные породы БС ниже деформированных. Вероятно, бурение было завершено выше главной поверхности срыва, и в состав оползневой пластины входили не только пластичные отложения, но и более жесткие пласты, которые в качестве клина-индентора способствовали проникновению блока по межслоевой поверхности внутри БС, по аналогии с кинематикой вдвигов [Соборнов, 1997] или «крокодиловой тектоникой» — «crocodile tectonics» [Meissner, 1989]. На стадии формирования вдвига могли сформироваться компрессионные структуры тонкослоистых пород вдвигового клина и в среднем более простые деформации, связанные с образованием выпуклого изгиба — для пород надвигающегося блока БС. Приспособление передовой части клина к выпуклой форме поверхности его перемещения или перемеще-

ние по выпуклой поверхности срыва могло привести к выгибанию пластины с образованием раскрытых клиновидных трещин нептунических даек (рис. 1, Б).

Структуры сжатия в отложениях оползающего блока, при простом строении главной поверхности срыва, могли формироваться в его напорной части. Основным типом компрессионных структур в данном разрезе следует признать поверхности срыва, но достоверно определить, связаны они с надвигами или ретронадвигами [Martinsen, Bakken, 1990], в керне не представляется возможным.

Меньше ясности с образованием структур растяжения. На подводном склоне сбросы могли формироваться как до образования оползня, в результате крипа осадка, так и на начальной стадии схода оползня, в условиях растяжения при разгоне сползающего блока. Крупные структуры типа синтетических сбросов, погружающихся вниз по склону, хорошо известны на примере современных и древних оползней [Martinsen, Bakken, 1990; Shanmugam, 2017]. Тем не менее, другие характерные текстуры крипа — мелковолнистая слойчатость, мелкие лежащие и ныряющие складки нелитифицированного тонкодисперсного осадка [Whitham, 1993; Stow et al., 1996], в разрезе уверенно не диагностируются.

Тем не менее, оползневой механизм формирования описанных структур не объясняет образования большого количества послойных «песчаных жил» и большую, до 1,6 м, их толщину. Небольшие жилы — песчаные инъекции — могли бы внедриться в процессе образования оползня [Shanmugam, 2017] и за счет дегидратации песчано-глинистых пород оползневого клина (предположительно, такое происхождение могут иметь песчаники нептунических даек). Первые — тонко-мелкозернистые, с примесью средне- и крупнопесчаных зерен, средне сортированные, однородные, почти одинаковые в разных жилах (литотип IV), вторые — мелко-тонкозернистые до тонкозернистых, алевритистых, градационно-слоистые, послойно-сортированные. Кроме того, примечательна однородность гранулометрического состава песчаников жил, как признак их быстрого, единовременного образования.

Источником материала подходящих размерности и объема для жил могли быть обломочные отложения прибрежной части бассейна: аллювиальной дельты или кос и баров. Но для разового перемещения большой массы песка из прибрежной зоны к основанию подводного склона необходимы: 1 — ее быстрая мобилизация, 2 — эффективный механизм и 3 — путь переноса через мелководье (рис. 3, А).

Образование оползня могло создать все три фактора. Отрыв крупномасштабного оползня мог резко сократить ширину мелководной зоны или даже «подрезать» фронтальную часть дельты, создав неустойчивый крутой склон (рис. 3, Б). Сотрясения при его сходе или генерированная им локальная цунами-подобная волна [Баранов и др., 2018] — могли привести в движение дисперсный осадок, с образо-

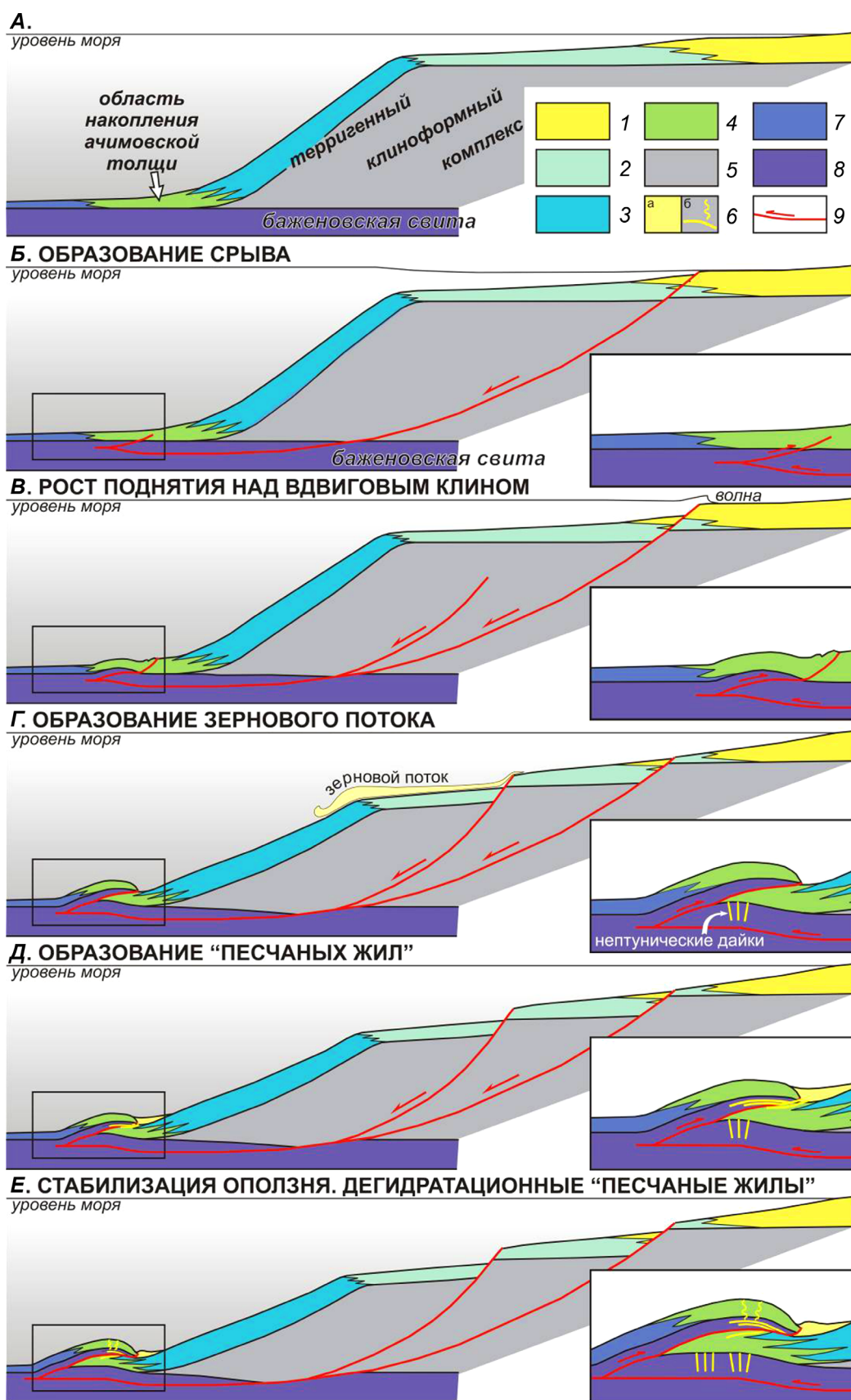


Рис. 3. Принципиальная схема образования аномального разреза БС на исследуемой территории. Во врезках дано укрупненное изображение области оползневой вдвига. Терригенные отложения клиноформного комплекса (1–5): 1 — обломочные, прибрежные и дельтовые осадки; 2 — терригенные, мелководные отложения; 3 — терригенные, склоновые осадки; 4 — терригенные отложения, нижней части и подножия склона; 5 — терригенные, нерасчлененные отложения; 6 — отложения зернового потока (а) и «песчаные жилы» (б); 7 — глинистые, депрессионные осадки; 8 — кремнисто-терригенные, депрессионные породы (баженовская свита); 9 — оползневые срывы и направления смещения по ним

ванием гравитационного зернового потока вниз по оползневому цирку (рис. 3, В, Г).

Рост поднятия в основании подводного склона над вклинивающимся окончанием оползневого блока сопровождался деформацией слоев, образованием послойных и секущих трещин и срывов. Резкое торможение флюидизированного зернового потока на этом препятствии привело к гидравлическому удару в «живых» трещинах, их дополнительному расклиниванию и заполнению песчаным материалом, что и создало основную часть послойных и, вероятно, некоторые из секущих «песчаных жил» (рис. 3, Д). Внедрение «песчаных жил» могло дополнительно облегчаться снятием литостатического давления, за счет разрушения поднятия над вдвиговым клином оползнями меньшего размера в породах ачимовской толщи.

Развитие оползневых деформаций, несомненно, продолжалось и после образования жил (рис. 3, Е). Их следы проявляются в неоднородном строении самой мощной «песчаной жилы» (рис. 2, Г), в деформации обломков глинистых пород в песчаниках, и вероятно — в струйчатом, «флюидалном» распределении участков с большей ролью глинистого цемента (рис. 2, Д). На этой стадии и, вероятно, позднее, происходила дегидратация осадков. Вода, отжимавшаяся весом вышележащих осадков из песков в трещинах, выносила часть обломочных зерен и сформировала дегидратационные «песчаные жилы», как секущие, так и послойные (рис. 3, Е).

Часть вопросов пока остается открытыми. За отсутствием сейсмических данных, неясны размеры оползня. Несомненно, оползень на окраине внутриконтинентального моря имел многократно меньшие размеры, чем оползни на континентальных склонах океанов [Stow et al., 1990; Баранов и др., 2018], и дальность перемещения была недостаточной для гомогенизации вещества оползневого блока. Тем не менее, динамическое воздействие оползня переместило в БС пачку молодых осадков, мощностью не менее 10 м. Более молодой возраст песчано-глинистых отложений подтвержден результатами палинологических исследований [Фокин и др., 2023].

Причина возникновения оползня так же неизвестна. На окраинах шельфов триггером этого явления часто становятся землетрясения. Формально области накопления плитного чехла, в том числе Западно-Сибирская плита, считаются тектонически пассивными регионами [Ломизе, Хаин, 2005; Милановский, 1989]. Однако начало раннего мела — время складчатости в Верхояно-Чукотской области на восточной окраине Восточно-Сибирского кратона, и отголоском активизации тектонического режима стало формирование инверсионных валов в северо-восточном ответвлении ЗС бассейна — Енисей-Хатангской впадине [Унгер и др., 2017], что так же должно было сказаться на сейсмической активности в северо-западном обрамлении Сибирского кратона. Тем не менее, возможны и другие механизмы,

способные стимулировать подводно-оползневые процессы: подрезание склона руслом каньона, достижение склоном предельной крутизны, понижение уровня моря и др.

Заключение. В исследуемых породах БС (литотип I) встречается большее количество глинистого вещества и меньшее количество кремнезема, чем в разновозрастных породах из центральной части ЗС. На такое различие в составе баженских отложений на северных территориях повлияло несколько факторов, но главные из них — палеоструктурный план территории в конце волжского времени в совокупности с активными тектоническими движениями, а также близость Палеотаймыра [Конторович и др., 2014].

По результатам исследования палеонтологических находок было выявлено, что в исследуемых породах наблюдаются аргиллиты титон–берриасского возраста, которые перекрывают валанжинские песчано-глинистые отложения [Фокин и др., 2023]. Из этого можно сделать вывод о том, что песчаники в исследуемом разрезе имеют иное, не седиментологическое происхождение. Исследование палинологических находок позволило сделать важный палеофациальный вывод о том, что изучаемый разрез интерпретируется как постепенный переход от дистального аноксического бассейна (нижняя часть отложений, сложенная преимущественно породами I литотипа — типичные породы для БС из северной части ЗС) к турбидитовой системе в раннем валанжине (аномальный разрез БС, который, вероятно, является внедрившимся в БС фрагментом ачимовской толщи).

Результаты гранулометрического анализа для пород литотипа III хорошо согласуются с седиментологическими выводами: накопление осадков прирусловых валов питающих и крупных дистрибутивных каналов формируются в значительной мере из разбавленной взвеси мутьевых потоков, а вариации размерности отражают разные масштабы и другие параметры разновременных потоков [Фокин и др., 2023].

В керне наблюдались преимущественно вязкие мезоструктуры продольного сжатия (мелкие складки, микронадвиги, «бантикообразная» структура), растяжения (микросбросы и их комбинации, будинаж, нептунические дайки) и тангенциальных напряжений (поверхности срыва и зоны флюидизации; ротация будин и др.), формировавшиеся на разных стадиях схода оползня и при перемещении его тела по неровной поверхности срыва.

На основании детальной аналитики мезоструктур в процессе литологического описания кернового материала предположена новая модель формирования АРБ в пределах Уренгойского НГКМ. Наиболее вероятно, что терригенные породы ачимовской толщи была внедрены в БС за счет образования вдвигового клина в основании крупномасштабного оползня на подводном склоне раннемелового ЗС бас-

сейна. Внедрение менее литифицированных пород в более плотные облегчалось вхождением в состав оползневого клина пластины БС.

В формировании крупных инъекционных песчаных тел — «песчаных жил», главную роль, вероятно, сыграл спровоцированный оползнем гравитационный зерновой поток из области прибрежного мелководья. Проникновение его песчаного материала в породы БС, и в меньшей степени — ачимовской толщи, произошло за счет энергии

гидравлического удара и гидроразрыва вдоль по- слойных и секущих трещин. Похожий механизм естественного гидравлического разрыва ранее был описан в АРБ на территории Имилорской площади ЗС [Гришкевич и др., 2019]. Высокая степень однородности гранулометрического состава песчанников из инъекционных жил (литотип IV) по сравнению с песчаниками литотипа III косвенно подтверждает предложенную модель формирования крупных инъекционных песчаных тел [Фокин и др., 2023].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Б.В., Дозорова К.А., Рашидов В.А. и др. Подводные оползни континентальных окраин // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 4, вып. 40. С. 51–68.
2. Гришкевич В.Ф., Гатина Н.Н., Сидоренко А.О. и др. Опыт петрофизического анализа механизма формирования аномального разреза баженовской свиты на Имилорской площади Западной Сибири // Литосфера. 2019. Т. 19, № 2. С. 209–227.
3. Конторович А.Э., Еришов С.В., Казаненков В.А. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 5–6. С. 745–776.
4. Ломизе М.Г., Хаин В.Е. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во КДУ, 2005. 560 с.
5. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 2. Урало-Монгольский подвижный пояс и смежные метаплатформенные области. М.: Изд-во МГУ, 1989. 271 с.
6. Соборнов К.О. Складчато-надвиговые зоны восточного и южного обрамления Восточно-Европейской платформы: строение и новые направления поисков нефти и газа: Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. н. М., 1997. 47 с.
7. Тевелев Ал.В. Структурная геология и геологическое картирование: Курс лекций: Учебно-методическое пособие. Тверь: ГЕРС, 2012. 292 с.
8. Тевелев Арк. В. Сдвиговая тектоника. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 254 с.
9. Унгер А.В., Никишин А.М., Кузляпина М.А. и др. История формирования инверсионных мегавалов Енисей-Хатангского бассейна // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 2. С. 6–15.
10. Фокин П.А., Латыпова М.Р., Федяевский А.Г. и др. Модель вдвигового оползневого клина с последующим гидравлическим разрывом, как объяснение формирования аномального разреза баженовской свиты на севере Западной Сибири. Статья 1. Описание разреза, литология, палинология // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 33–43.
11. Martinsen O.J., Bakken B. Extensional and compressional zones in slumps and slides in the Namurian of County Clare, Ireland // J. Geol. Soc. 1990. Vol. 147. P. 153–164.
12. Meissner R. Rupture, creep, lamellae and crocodiles: happenings in the continental crust // Terra Nova. 1989. Vol. 1. Issue 1. P. 17–28.
13. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain Analysis. Vol. 2: Folds and Fractures. London: Academic Press, 1983. 700 p.
14. Shanmugam G. Global case studies of soft-sediment deformation structures (SSDS): definitions, classifications, advances, origins and problems // J. Palaeogeography. 2017. Vol. 6 (4). P. 251–320.
15. Stow D.A.W., Reading H.G., Collinson, J.D. Deep Seas. H.G. Reading (ed.) Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3rd ed. London: Blackwell Science, 1996. P. 395–453.
16. Whitham A.G. Facies and depositional processes in an Upper Jurassic to Lower Cretaceous pelagic sedimentary sequence // Antarctica. Sedimentology. 1993. Vol. 40. P. 331–349.

Статья поступила в редакцию 13.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.07.2023

УДК 550.8.056

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-49-62

ВЛИЯНИЕ БИОТУРБАЦИИ НА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

Валерия Вадимовна Чуркина¹✉, Алексей Сергеевич Мозговой²,
Юлия Александровна Коточкова³, Дмитрий Викторович Кляжников⁴,
Алена Дмитриевна Егорова⁵, Татьяна Геннадьевна Исакова⁶,
Татьяна Федоровна Дьяконова⁷, Георгий Александрович Калмыков⁸,
Сергей Александрович Талдыкин⁹, Елена Евгеньевна Кристя¹⁰

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; valerii_churkina@rambler.ru✉, <https://orcid.org/0000-0001-7466-1598>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.mozgovoy@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8595-3446>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kotjulik@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-5004-4832>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; petrophysics@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-4330-2274>

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.nosikova@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0652-1195>

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; t.isakova@oilmsu.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; dyakonovaf@yandex.ru

⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

⁹ ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва, Россия; Sergey.Taldykin@lukoil.com

¹⁰ ПАО «Лукойл», Москва, Россия; Elena.Kristya@lukoil.com

Аннотация. Акватория Каспийского моря является одним из перспективных направлений геолого-разведочных работ для поиска нефтегазоносных объектов. Значительные запасы углеводородов заключены в полимиктовых песчаных коллекторах нижнемеловых (апт-альбских) отложений месторождений Северного Каспия, которые характеризуются неравномерным распределением пелитовой и алевритовой фракций, что приводит к высокому содержанию остаточной воды и низкой проницаемости, слабой согласованности фильтрационно-емкостных свойств между собой. Это предопределяет высокую неоднородность коллекторов в углеводородных залежах и необычно низкие удельные электрические сопротивления при получении безводных притоков углеводородов. Как показали исследования авторов, наиболее важной причиной сложного строения является интенсивная биотурбация отложений практически по всему продуктивному разрезу, которая активно влияет на перераспределение глинистого материала в породах-коллекторах и, в итоге, приводит к снижению удельных электрических сопротивлений коллекторов до такой степени, что их можно отнести к низкоомным.

Ключевые слова: нижнемеловые отложения, терригенный коллектор, Северный Каспий, фильтрационно-емкостные свойства, удельное электрическое сопротивление, биотурбация, низкоомные коллекторы

Для цитирования: Чуркина В.В., Мозговой А.С., Коточкова Ю.А., Кляжников Д.В., Егорова А.Д., Исакова Т.Г., Дьяконова Т.Ф., Калмыков Г.А., Талдыкин С.А., Кристя Е.Е. Влияние биотурбации на петрофизические характеристики коллекторов на примере нижнемеловых отложений Северного Каспия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 49–62.

THE INFLUENCE OF BIOTURBATION ON THE PETROPHYSICAL CHARACTERISTICS OF THE LOWER CRETACEOUS RESERVOIR ROCKS OF THE NORTHERN CASPIAN

Valeriia V. Churkina¹✉, Alexei S. Mozgovoy², Julia A. Kotochkova³,
Dmitriy V. Klyazhnikov⁴, Alyona D. Egorova⁵, Tatiana G. Isakova⁶,
Tatiana F. Dyakonova⁷, Georgiy A. Kalmykov⁸, Sergey A. Taldykin⁹, Elena E. Kristya¹⁰

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; valerii_churkina@rambler.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.mozgovoy@oilmsu.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kotjulik@gmail.com⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; petrophysics@mail.ru⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.nosikova@oilmsu.ru⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; t.isakova@oilmsu.ru⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; dyakonovatf@yandex.ru⁸ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.kalmykov@oilmsu.ru⁹ LLC «LUKOIL-Engineering», Moscow, Russia; Sergey.Taldykin@lukoil.com¹⁰ PJSC «LUKOIL», Moscow, Russia; Elena.Kristya@lukoil.com

Abstract. The Caspian Sea is one of the most perspective areas for oil and gas exploration. Significant hydrocarbon reserves are contained in the polymictic sand reservoirs of the lower cretaceous (Aptian-Albian) deposits of the North Caspian fields, which are characterized by an irregular distribution of pelitic and silty fractions. This results in high residual water content and low permeability, poor consistency of filtration-volume properties between them.

This predetermines high heterogeneity of reservoirs in hydrocarbon reservoirs and unusually low specific electrical resistivities when producing water-free hydrocarbon inflows. As the authors' studies have shown, the most important reason for the complex structure is the intense bioturbation of deposits virtually throughout the productive section, which actively affects redistribution of clay material in the reservoir rocks and ultimately leads to a decrease in the resistivity of reservoirs to the point where they can be classified as low resistivity.

Keywords: lower cretaceous sediments, terrigenous reservoir, North Caspian Sea, filtration-volume properties, electrical resistivity, bioturbation

For citation: Churkina V.V., Mozgovoy A.S., Kotochkova J.A., Klyazhnikov D.V., Egorova A.D., Isakova T.G., Dyakonova T.F., Kalmykov G.A., Taldykin S.A., Kristya E.E. The influence of bioturbation on the petrophysical characteristics of the lower cretaceous reservoir rocks of the Northern Caspian. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 3: 49–62. (In Russ.).

Введение. Зависимость фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) песчаных коллекторов от биотурбации рассматривали многие исследователи, занимающиеся отложениями юрско-мелового возраста Западной Сибири [Бегма, 2017; Потапова и др., 2020; Сазоненко, 2019]. В этих работах не показана четкая взаимосвязь между видами ихнофоссилий и пористостью/проницаемостью пород, однако доказано их значительное влияние на формирование пустотного пространства коллекторов.

Подсчет запасов углеводородов (УВ) любых месторождений базируется на оценке объема порового пространства коллекторов и модели насыщенности. Условия осадконакопления, интенсивность вторичных процессов, влияющих на изменение первичных ФЕС пород, отражаются непосредственно на показаниях методов геофизических исследований скважин (ГИС), зачастую затрудняют их интерпретацию и определение подсчетных параметров.

Коэффициент нефтегазонасыщенности (Кнг) чаще всего определяется по удельному электрическому сопротивлению (УЭС) по методике Дахнова-Арчи. Для применения электрической модели Дахнова-Арчи в сложных по составу и свойствам продуктивных объектах и получения достоверных значений Кнг необходимо корректно учитывать все факторы, влияющие на УЭС коллектора.

Одной из особенностей изучаемых коллекторов нижнемеловых отложений является то, что в ряде случаев значения Кнг по электрической модели ГИС оказываются крайне низкими (Кнг=23–34%). По результатам испытаний из коллекторов с низкими значениями Кнг, как правило, получают безводные притоки нефти и газа, либо с незначительным содержанием воды в продукции (рис. 1).

Продуктивные отложения месторождений Северного Каспия характеризуются низким УЭС (рис. 1), что получило название «низкоомные нефтегазонасыщенные коллекторы». Согласно опубликованным работам [Комова и др., 2016] на снижение УЭС продуктивных коллекторов могут влиять следующие факторы:

1) микрослоистая последовательность песчаников и глин (анизотропия пород);

2) электронная проводимость внутри матрицы породы. Акцессорные минералы (например, пирит) выступают в качестве дополнительного проводника;

3) высокие значения связанной воды — повышенная глинистость коллекторов, тонкозернистость песчаников, внутренняя микропористость скелетной фракции.

Из перечисленных причин в отложениях присутствует микрослоистость (рис. 2), однако это единичные, маломощные прослои, не создающие общего снижения значений УЭС. Доминируют в разрезах биотурбационные текстуры, нарушающие первичную слоистость и приводящие к неоднородности свойств пород (рис. 2). Пирит также выделяется в нижнемеловых отложениях, но его содержание не превышает 2% и не оказывает значительного влияния на электронную проводимость матрицы породы. Из указанных факторов основное внимание заслуживает пункт 3 — повышенная глинистость коллекторов и связанная с этим высокая водонасыщенность, а также тонкозернистость песчаников, тоже приводящая к увеличению остаточной водонасыщенности коллекторов. Эти факторы присутствуют в изучаемом разрезе, но они существенно осложнены процессами интенсивной биотурбации. Это позволило отнести биотурбацию

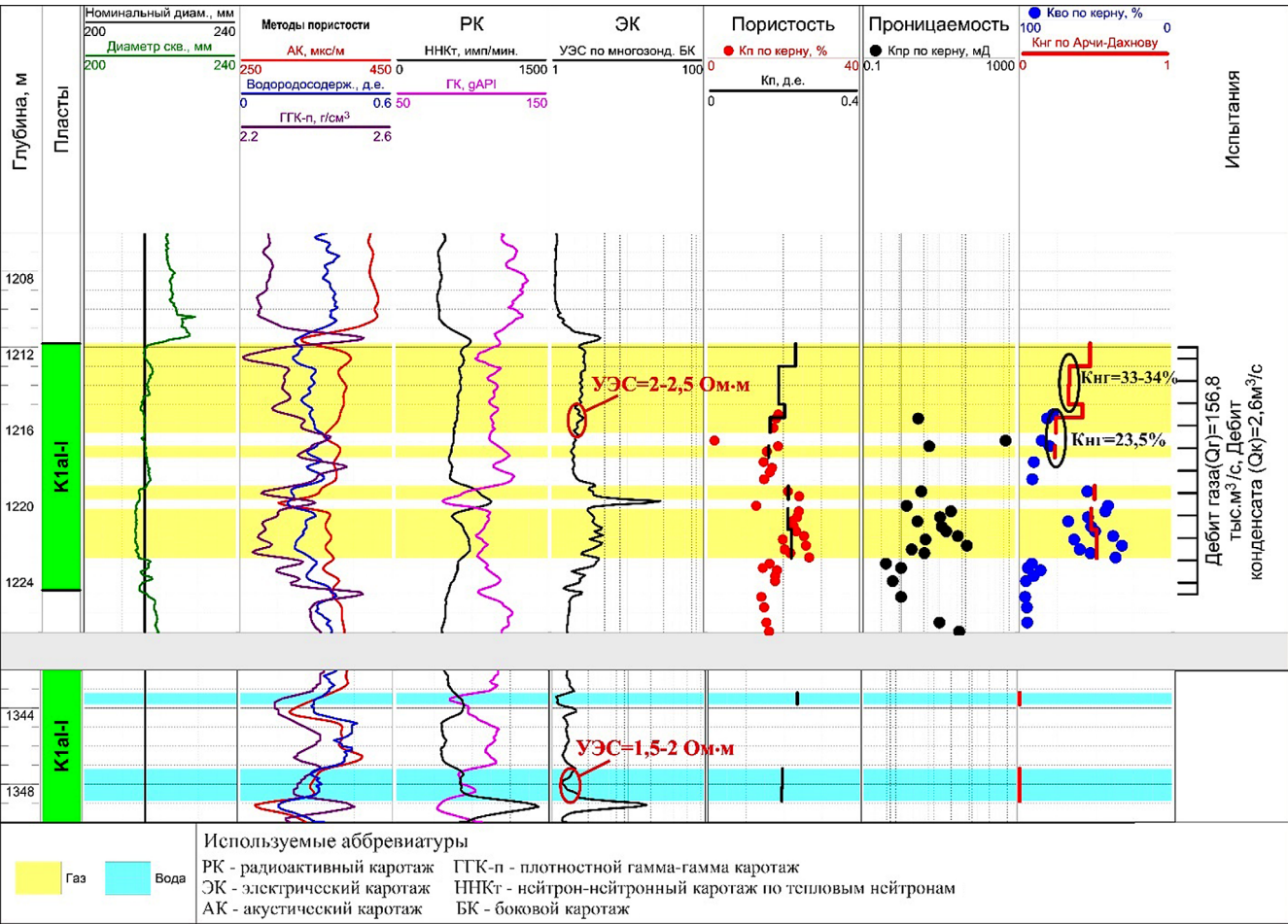


Рис. 1. Геолого-геофизическая характеристика альбских отложений одного из месторождений Северного Каспия

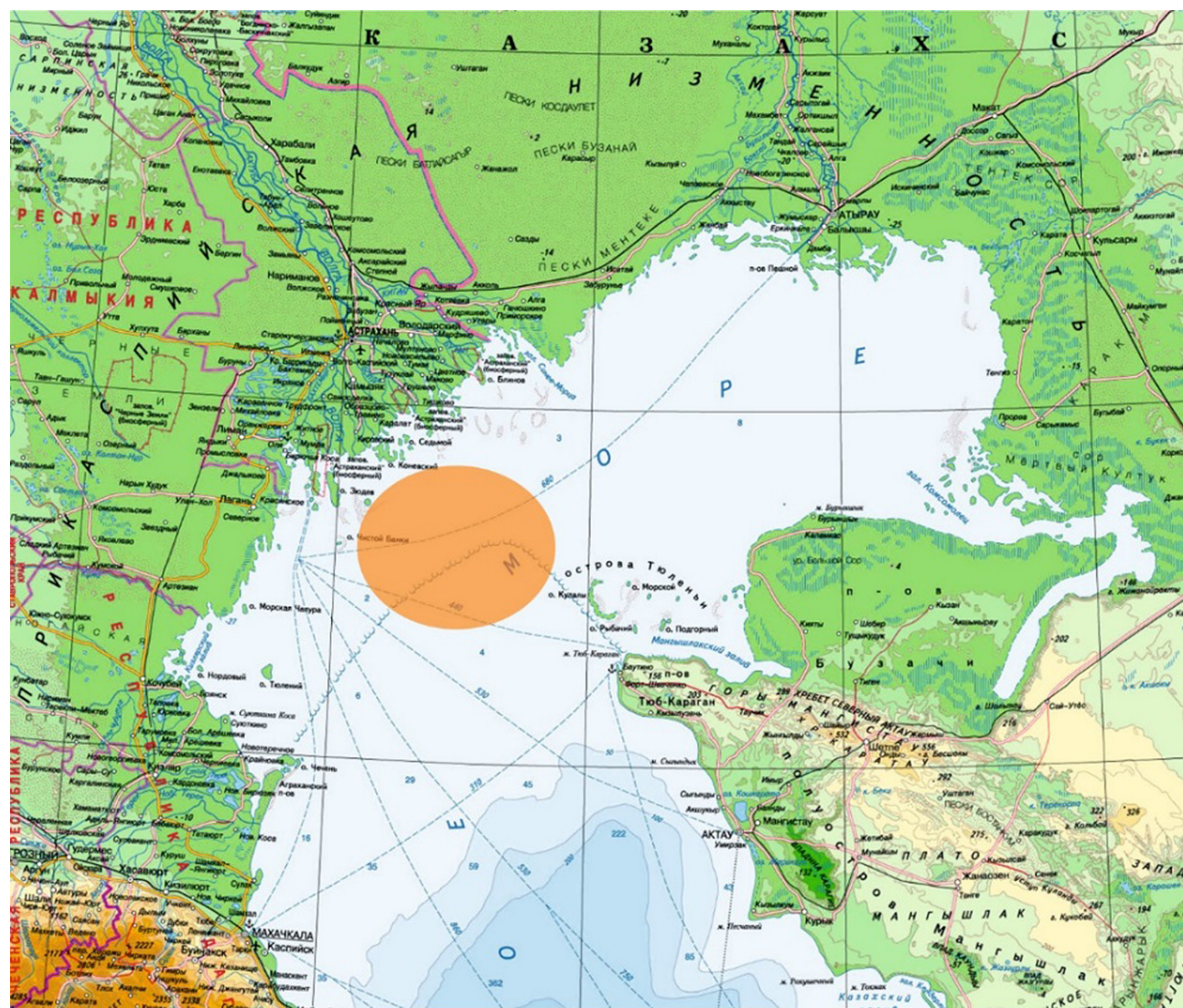
к причинам перевода коллекторов к низкоомным разностям.

В связи с этим, цель исследований заключается в литолого-физическом объяснении причин изменения ФЕС и низких величин УЭС терригенных коллекторов на месторождениях Северного Каспия.

Материалы и методы. Работы проведены по 6 скважинам, в которых было выполнено литологическое описание 227,28 м керна. Для детального изучения состава пород было описано 43 шлифа стандартной толщины, изготовленные на эпоксидной смоле, и проведены гранулометрический, рентгеноструктурный (РСА) и рентгенофлуоресцентный (РФА) анализы (63 образца). Анализ главных оксидов и микроэлементов (РФА) в пробах выполнен на спектрометре *Axios mAX Advanced*. Количество минеральных фаз (РСА) определялось на рентгеновском дифрактометре *Rigaku MiniFlex 600*. Количественное соотношение различных фракций (гранулометрия) оценивалось гидравлико-ситовым методом. Кроме того, были привлечены результаты интерпретации данных современного комплекса ГИС по рассматриваемым скважинам, а также результаты определения ФЕС по более чем 2000 образцам.



Рис. 2. Фотографии керна (интервал — коллектор): слева — при дневном свете, справа — в ультрафиолетовом свечении. Глубины 1436,7–1437,7 м



Район исследования

Рис. 3. Географическая карта Северного Каспия с нанесенным районом исследования

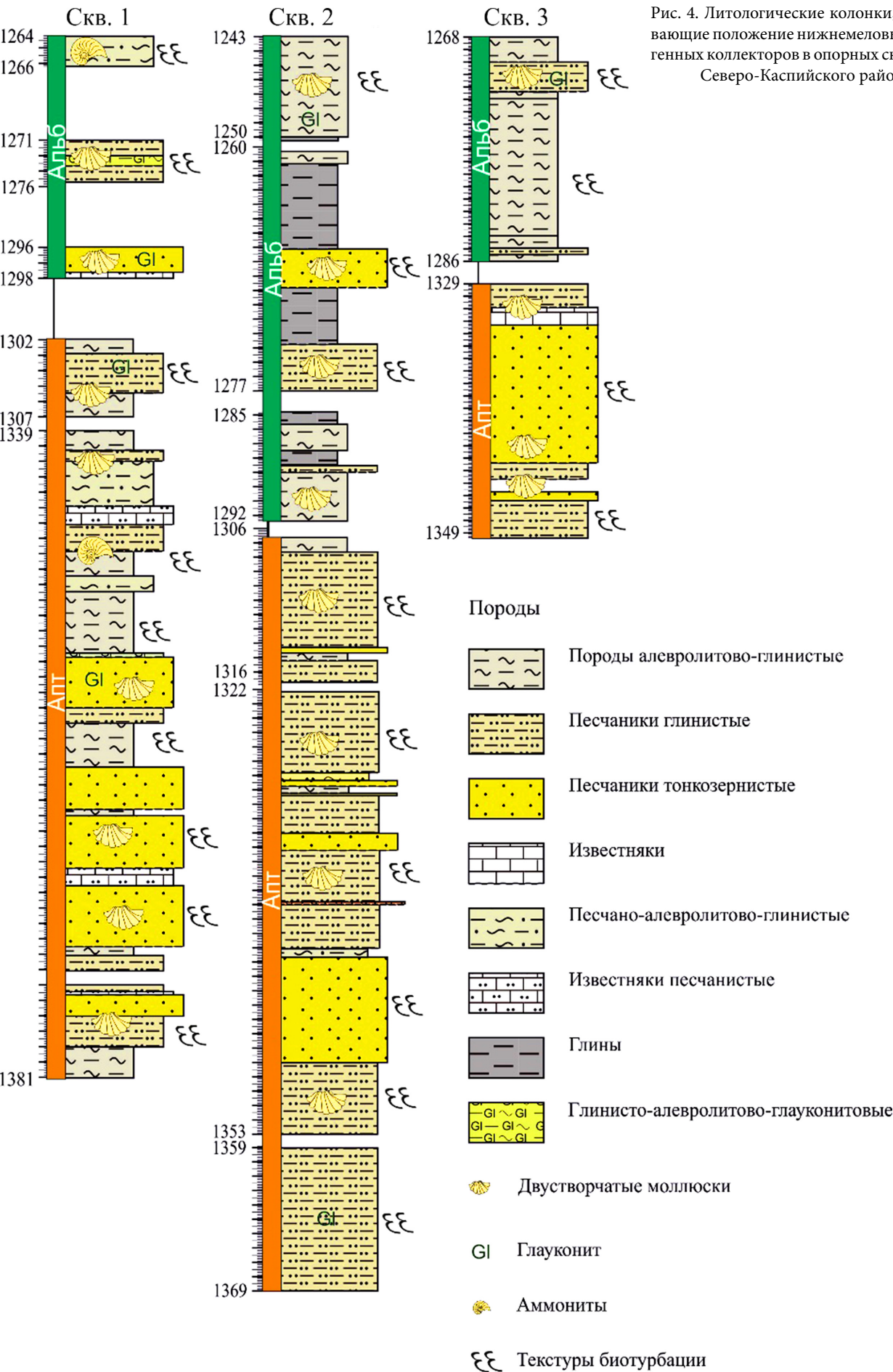
Результаты исследований и их обсуждение. Объектом исследования являются нижнемеловые (апт-альбские) терригенные коллекторы месторождений Северо-Каспийского района, расположенные в 150–200 км от г. Астрахань (рис. 3; 4). Аптские отложения формировались преимущественно в мелко-водно-морских частях бассейна на глубинах 10–20 м, альбские — в относительно глубоководных областях на глубинах до 40 м.

Отложения апта (K_{1a}) и альба (K_{1al}) представлены глинистыми биотурбированными тонкозернистыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями известняков и глауконитовых разностей, с линзовидной и тонкой горизонтальной слоистостью, нарушенной биотурбацией (рис. 2).

С целью сопоставления величин УЭС продуктивных и водонасыщенных коллекторов отложений K_{1al} и K_{1a} , а также вмещающих глинистых пород, были построены гистограммы распределений УЭС по данным ГИС (рис. 5). К продуктивным относи-

лись коллекторы в чисто газовой/нефтяной зоне, при испытании которых были получены безводные притоки газа или нефти. К водонасыщенным относились интервалы ниже принятого ВНК или давшие приток пластовой воды.

Как следует из графиков (рис. 5), изучаемые продуктивные отложения по всему разрезу характеризуются низкими значениями УЭС (от 1 до 10 Ом·м), в среднем составляя 2–3 Ом·м: для отложений K_{1al} УЭС меняется в пределах 1,4–9,9 Ом·м, при среднем значении 2,9 Ом·м; коллекторы K_{1a} имеют диапазон УЭС от 1,2 до 5,9 Ом·м и более низкое, по сравнению с отложениями K_{1al} , среднее значение УЭС, равное 2,2 Ом·м. В связи с малым числом водонасыщенных прослоев в интервале отложений K_{1al} и K_{1a} , анализ их УЭС проводился совместно для двух пластов. Водонасыщенные коллекторы характеризуются значениями УЭС от 0,7 до 1,6 Ом·м, при среднем значении 1 Ом·м. Вмещающие глинистые породы имеют промежуточные между водонасыщенными



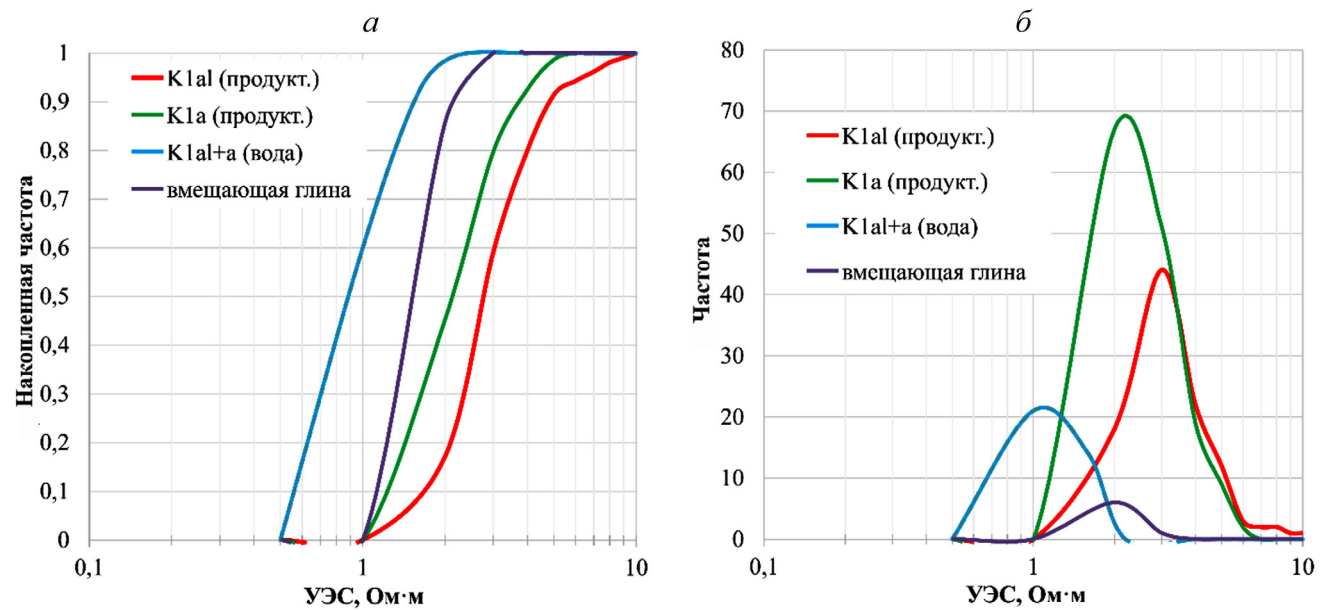


Рис. 5. Сопоставление интегральных (а) и дифференциальных (б) распределений УЭС продуктивного разреза, водоносных пластов, вмещающих глин для отложений K_{1al} и K_{1a}

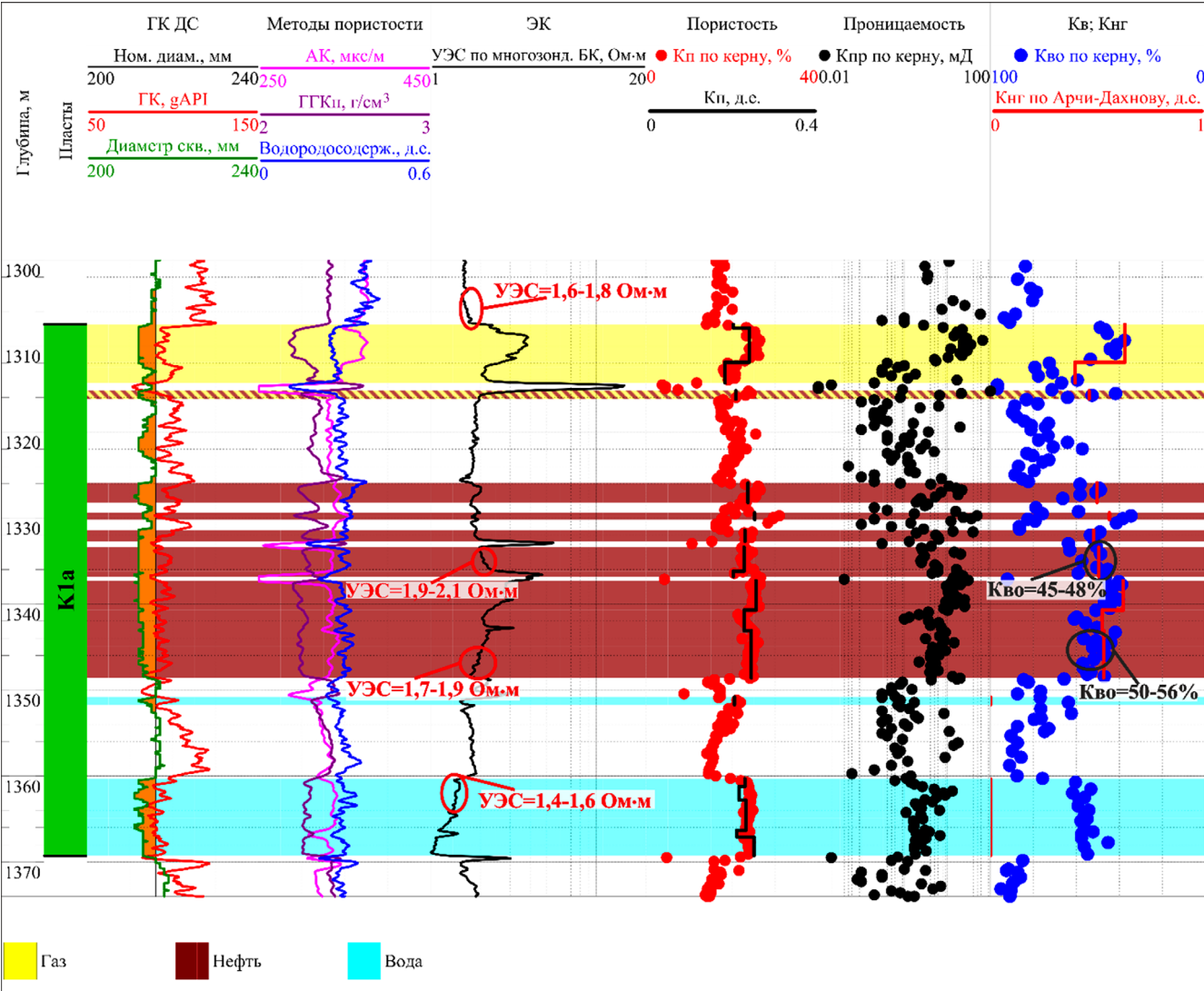
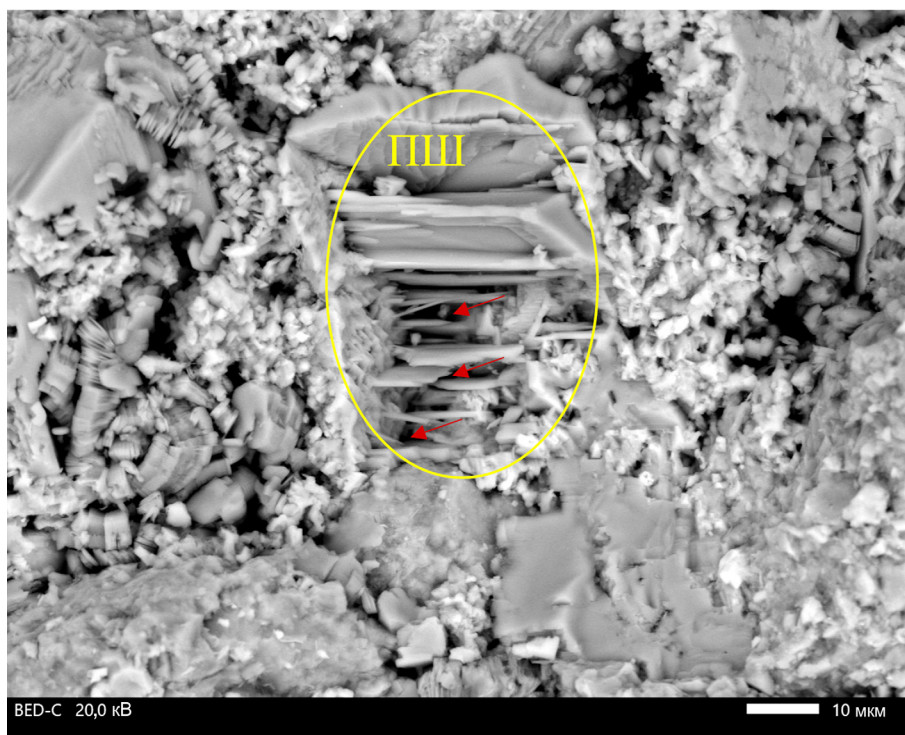


Рис. 6. Геолого-геофизическая характеристика аптских отложений одного из месторождений Северного Каспия

Рис. 7. Фотография под РЭМ: полурастворенное зерно полевого шпата (ПШ).
Красные стрелки — поры



и продуктивными коллекторами значения УЭС — от 1,8 до 2,2 Ом·м, при среднем значении 1,9 Ом·м.

Анализ показал, что значения УЭС продуктивных коллекторов ($УЭС_{ср}=2,5$ Ом·м) близки к УЭС вмещающих пород ($УЭС_{ср}=1,9$ Ом·м) (рис. 6). Именно поэтому важным является детальный анализ исследуемых отложений с целью выявления возможных причин их низкого удельного сопротивления. Анализ петрофизической информации показал, что причина низкого УЭС изучаемых отложений не может быть определена единственным фактором. Несомненно, следует обратить внимание

на повышенные значения коэффициента остаточной водонасыщенности для альбских ($К_{во} \approx 50\%$) и для аптских ($К_{во} \approx 53\%$) коллекторов (рис. 6). Остаточная вода в породах связана с тонкими порами и капиллярами, образованными в результате вторичных преобразований силикатных и алюмосиликатных минералов: полевые шпаты и слюды частично растворяются (рис. 7) или замещаются каолинитом (рис. 8), благодаря чему между полурастворенными зернами алюмо-силикатных зерен (ПШ) и между сростками каолинитовых минералов образуются микрополости. На интенсивность этих процессов

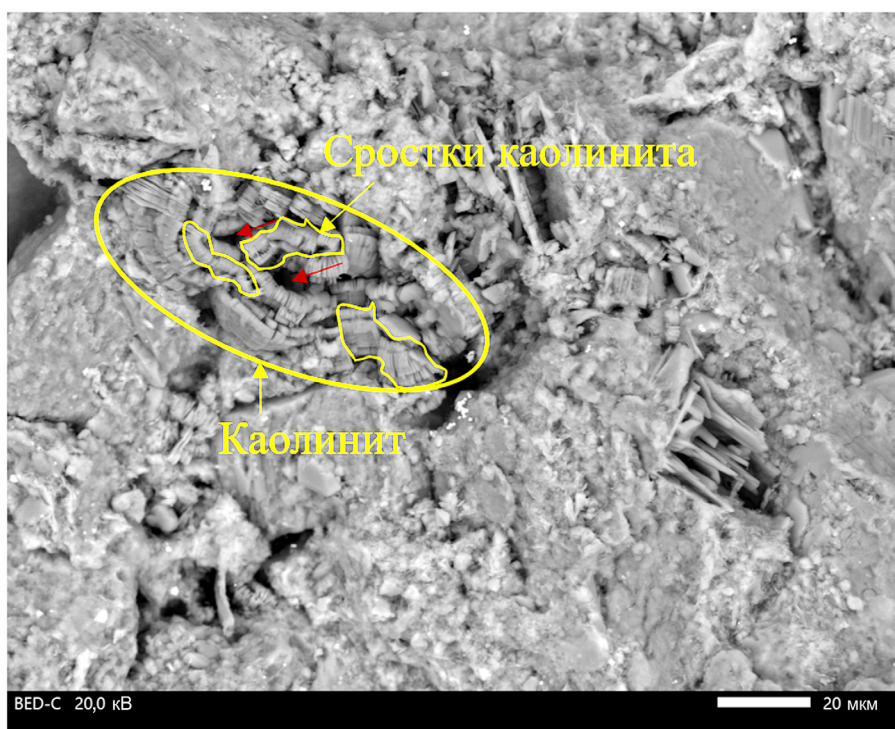


Рис. 8. Фотография под РЭМ: вторичная каолинизация глинистых минералов. Красные стрелки — поры

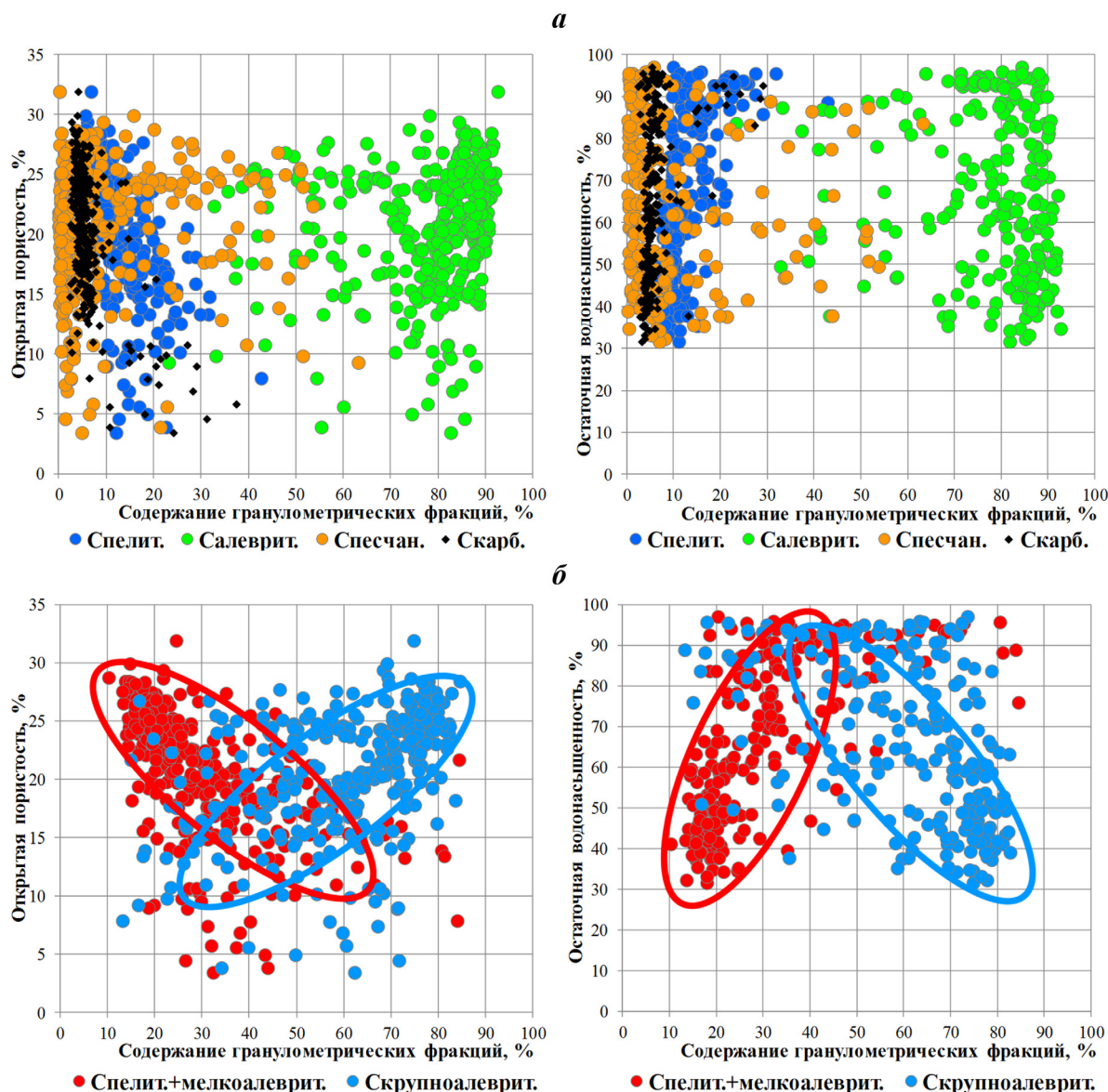


Рис. 9. Сопоставления содержаний гранулометрических фракций с К_п и К_{во} для отложений К₁ месторождений Северного Каспия: а — до дифференциации алевритовой фракции на мелко- и крупноалевритовую; б — после дифференциации

влияет размер зерен: алевритовые и пелитовые частицы более подвержены вторичным изменениям. В исследуемых породах-коллекторах содержание этих фракций достаточно велико благодаря биотурбации, в ходе которой живые организмы (илоеды) перемешивают породу, привнося более тонкий материал в песчаный осадок.

Анализ гранулометрического состава показал, что для изучаемых аптских и альбских отложений характерно повышенное содержание алевритовой (0,01–0,1 мм) и пелитовой (<0,01 мм) фракций. В среднем они составляют 77,8 и 13,6% соответственно. Содержание песчаной (>0,1 мм) фракции невелико и составляет 8,6%. Карбонатность исследуемых пород в среднем равна 6,4%.

На примере отложений К₁ видно, что четких связей между содержаниями пелитовой, алевритовой и песчаной фракциями, а также карбонатности с ФЕС пород проследить не удастся (рис. 9, а).

Дифференциация алевритовой фракции на мелкоалевритовую (0,01–0,04 мм) и крупноалевритовую (0,04–0,1 мм) и последующее объединение мелкоалевритовой фракции с пелитовой позволяет наметить следующие тренды (рис. 9, б): увеличение суммарного содержания пелитовой и мелкоалевритовой фракций ведет к уменьшению открытой пористости и увеличению остаточной водонасыщенности, вызывая снижение УЭС пород; увеличение содержания крупноалевритовой фракции приводит к увеличению открытой пористости и уменьшению остаточной водонасыщенности.

Анализ состава и распределения глинистого материала в породе является важным этапом исследования в данной работе. С точки зрения литологии, алевритовые и песчаные породы относятся к аркозам, в которых выделяется неравномерно распределенный глинистый цемент, состоящий в основном из гидрослюда и каолинита, в меньшей степени

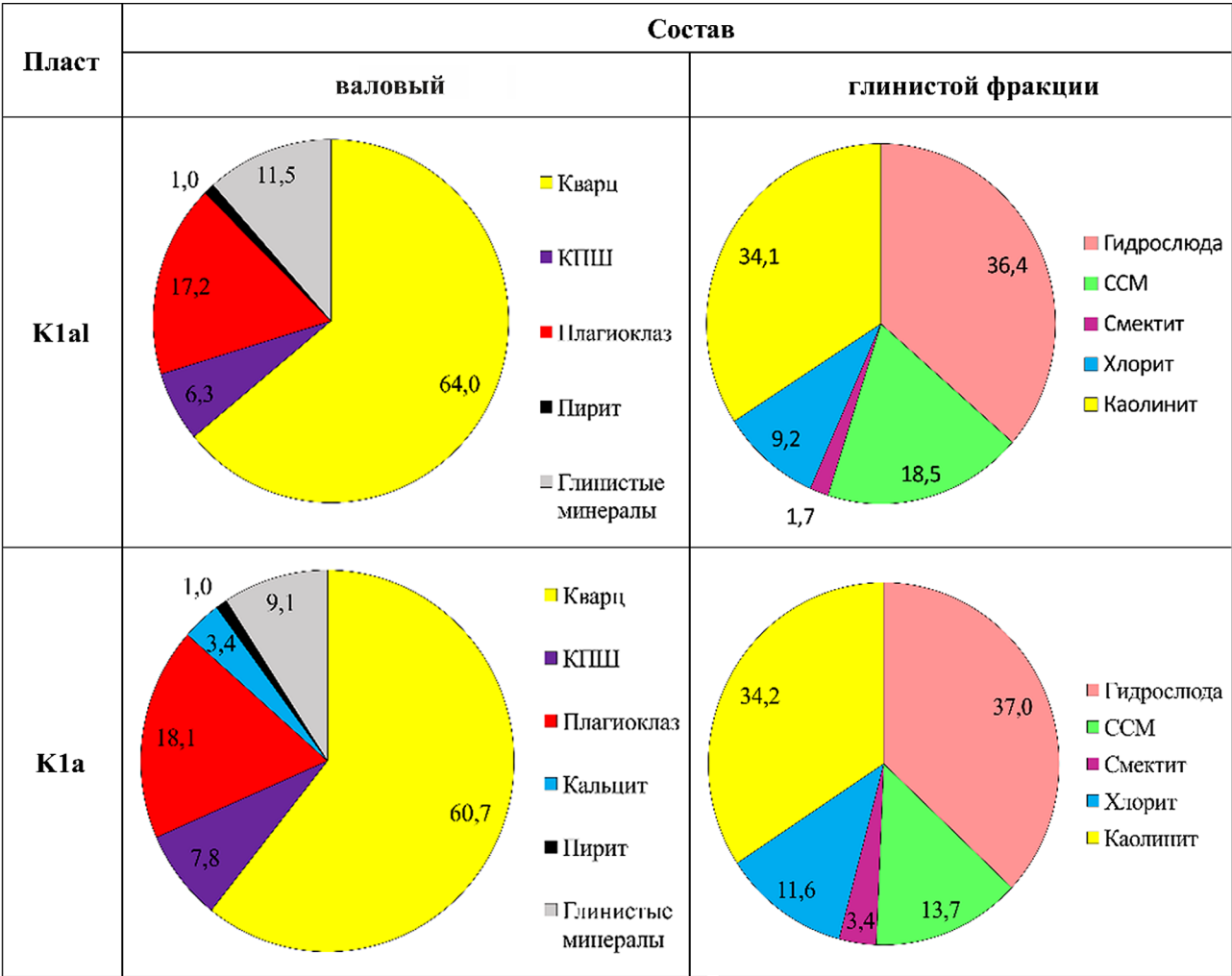


Рис. 10. Круговые диаграммы с процентным содержанием минералов по результатам рентгеноструктурного анализа. КПШ — калиевый полевой шпат, ССМ — смешаннослойные минералы; K1al — альбские отложения, K1a — аптские отложения

смектита и хлорита (общее содержание глин варьирует от 8 до 15%) (рис. 10). Сам скелет пород (кварц и полевые шпаты) и УВ являются диэлектриками. Наличие глинистого цемента в алевро-песчаных породах-коллекторах увеличивает электропроводность пород. Каолинит в данных отложениях, в основном, вторичный и образует поровый цемент (рис. 11). Процесс каолинизации проходит в кислых средах (рН = 4–5), в результате чего происходит частичное растворение алюмосиликатов (полевых шпатов и слюд) [Фролов, 1993], приводящее к увеличению емкости коллектора на 2–3%, а проницаемости — в несколько раз [Neasham, 1977]. И самое важное — образующиеся в этом процессе свободные катионы железа, натрия и калия будут сорбироваться на отрицательно заряженной глинистой поверхности,

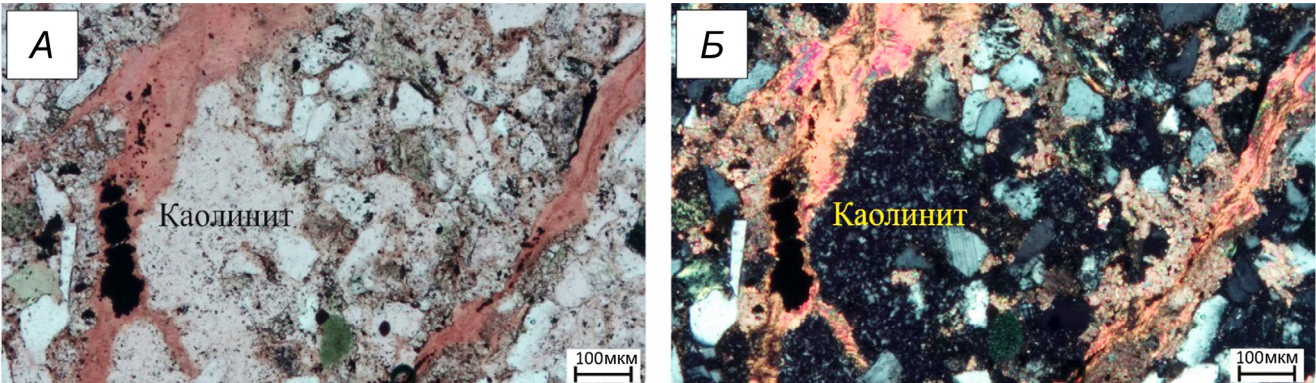


Рис. 11. Фото шлифа: песчаник мелко-тонкозернистый, алевритовый (10–15%), хорошо сортированный, аркозовый, с поровым каолиновым цементом. Увеличение ×10, размерная линейка 100 мкм. Слева — николи параллельные, справа — скрещенные

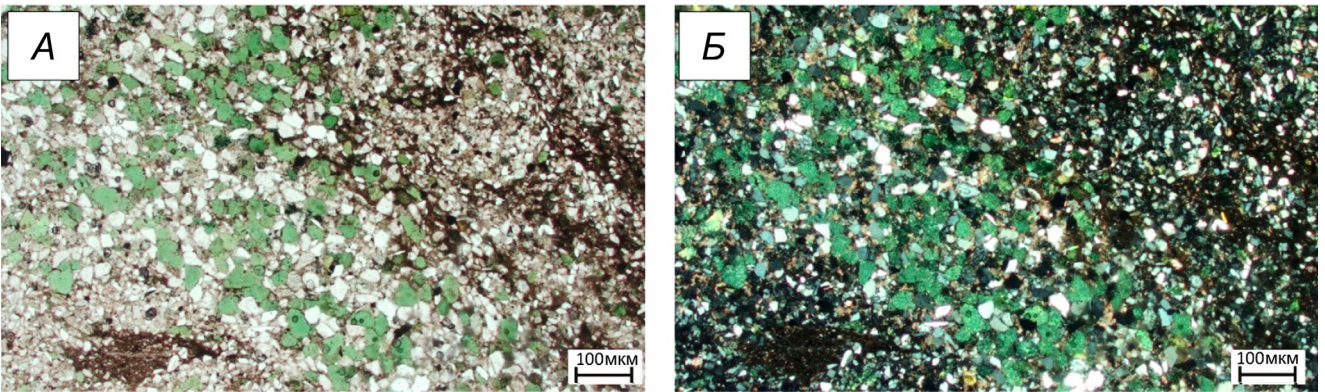


Рис. 12. Алевро-песчаник тонкозернистый, хорошо сортированный, аркозовый, с глауконитовыми линзами. Увеличение ×10, раз- мерная линейка 100 мкм. Слева — николи параллельные, справа — николи скрещенные

тем самым увеличивая плотность зарядов поверх- ностных слоев глин [Комова и др. 2016], создавая дополнительную ионную проводимость и снижая УЭС пород. Наибольшей площадью сорбционной поверхности и емкостью катионного обмена обла- дают гидрослюды и смектиты, которые в данных разрезах содержатся в значительных количествах (рис. 12). При нарушении кристаллической решетки этих глинистых минералов (в результате вторичных процессов каолинизации и выщелачивания) повы- шается доля некомпенсированных зарядов за счет разрушения связей алюмокремниевых тетраэдров и октаэдров в глинах, что приводит к необходимой компенсации заряда путем адсорбирования свобод- ных катионов в окружающей среде.

В исследуемых разрезах на распределение и ко- личество глинистых минералов огромное влияние

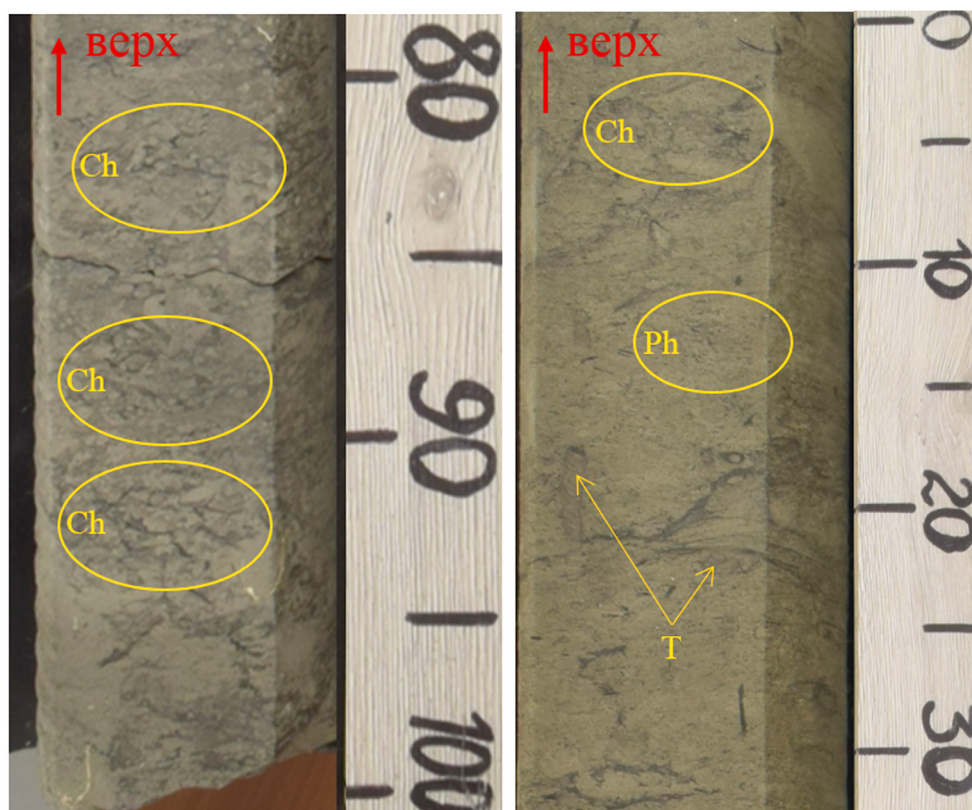
оказывает биотурбация. Биотурбация — биологи- ческое перемешивание минеральных осадков и почв при поедании их червями и членистоногими [Фро- лов, 1993]. При описании керна были выделены их- нофоссилии, характерные для ихнофации *Cruziana*. Основные виды представлены *Phycosiphon*, *Chon- drites*, *Teichichnus* (рис. 13), также встречаются *Palae- ophycus*, *Planolites*, *Asterosoma* и *Arenicolites*. Степень биотурбации сильно варьируется, индекс по шкале Дрозера-Боттье [Droser, 1986] изменяется от 0 до 5. Данная ихнофация соответствует мелководно-мор- ским обстановкам с разной гидродинамикой. Виды *Arenicolites*, *Phycosiphon* могут служить индикаторами штормовых процессов, что подтверждается отло- жениями, вскрытыми скважинами — отмечают- ся горизонты с разноориентированными литокластами нижележащих пород и обломки углистого детрита.

Сопоставление параметров пористости и проницаемости в целом для пласта и с видами биотурбации

Альб					Апт					
В целом для пласта										
	Минимум		Максимум	Среднее	Минимум	Максимум		Среднее		
Кп, %	15,5		32,0	22,3	17,9	32,0		24,4		
Кпр, мД	0,2		191,0	7,3	0,5	157,0		5,4		
Кво, %	27,0		77,0	50,0	30,7	82,0		53,0		
Скв. 1										
Глубины 1264–1298 м					Глубины 1339–1381 м					
Вид	Chondrites	Planolites и Chondrites	Planolites	Phycosiphon и Chondrites	Вид	Phycosiphon	Chondrites	Planolites	Phycosiphon и Chondrites	Palaeophycus
Кп, %	21,7	–	24,4	23,5	Кп, %	24,4	23,2	–	22,3	–
Кпр, мД	19,5	–	7,8	19,4	Кпр, мД	15,4	23,6	–	14,0	–
Скв. 2										
Глубины 1243–1292 м					Глубины 1307–1369 м					
Кп, %	24.8/ 13*	24,8	–	–	Кп, %	20,9	20,8	22,7	23,6	20,4
Кпр, мД	25.2/19.3*	25,2	–	–	Кпр, мД	7,0	34,6	4,4	2,7	7,1
Скв. 3										
Глубины 1268–1286 м					Глубины 1329–1349 м					
Кп, %	–	23,8	–	–	Кп, %	23,3	24,0	–	–	–
Кпр, мД	–	12,4	–	–	Кпр, мД	15,7	10,6	–	–	–

Примечание. * — единичные ходы.

Рис. 13. Фото керна с ихно-
фоссилиями: слева — следы
Chondrites (Ch); справа — следы
Teichichnus (T), *Chondrites* (Ch),
Phycosiphon (Ph)



Phycosiphon практически не встречается в альбских отложениях, но доминирует в аптских разрезах. Следы *Chondrites* в большом количестве встречаются в породах альба, в редких случаях в породах апта и часто являются показателями повышения уровня моря [Knaust, 2017].

Как показывают петрофизические исследования, эти ходы представителей ихнофацций (а именно *Chondrites*, *Phycosiphon*) при их высокой концентрации увеличивают сообщаемость пор пород за счет привнесения песчаного материала, что в свою очередь повышает проницаемость коллекторов (таблица). Но в то же время, проницаемость и удельное электрическое сопротивление сильно биотурбированных пород с другими видами ихнофоссилий (*Planolites*, *Asterosoma* и некоторые *Chondrites*) снижаются за счет неоднородности отложений и привноса глинистого материала в песчаные осадки в результате заполнения нор/ходов выше и ниже лежащими глинистыми отложениями.

Сопоставление на качественном уровне коэффициента глинистости (Кгл), оцененного по торевой кривой спектрального гамма-каротажа (СГК), и интенсивности биотурбации (рис. 14) показало, что переработка материала живыми организмами влияет на перераспределение глинистого материала в породах. Исходное содержание глин в отложениях, связанное с изменениями условий осадконакопления, а именно гидродинамики среды, меняется в результате биотурбационных процессов. Это приводит к разным вариантам изменения свойств, связанным с переносом минеральных компонент породы — к увеличению ФЕС за счет возрастания песчаной

фракции (благодаря видам *Chondrites*, *Phycosiphon*) и к снижению ФЕС за счет дополнительного возрастания глинистости (из-за наличия видов *Arenicolites* и *Asterosoma*). Также на перераспределение глин влияет интенсивность переработки материала живыми организмами. На рис. 14 (а, е) выделяются алевритово-глинистые песчаные породы, полностью переработанные илоедами (интенсивная биотурбация), что делает породу однородной, со значениями Кгл 0,04–0,07 д.е. На фотографиях шлифов отмечаются глинистые линзы в алевритовых песчаниках, в одном случае (б) — это первичные глинистые прослои (сохранившиеся из-за меньшего влияния биотурбации), во втором (в) — результат деятельности илоедов *Arenicolites*, которые привносят глинистый материал в песчаные прослои. В таких отложениях коэффициент глинистости повышается до 0,36 д.е. Породы, представленные шлифами г и д, относятся к отложениям, образовавшимся с участием штормовых процессов: живые организмы, образующие следы *Phycosiphon*, зарывались в ил, привнося выше лежащий плохо-сортированный песчаный материал. Значения Кгл в таких породах варьируют в пределах 0,07–0,10 д.е.

В изучаемом разрезе, несмотря на ординарные распределения глинистости (до 10–15%) и пористости (до 20–25%) коллекторов, аномальными являются низкие значения УЭС по геофизическим исследованиям скважин, не характерные для традиционных коллекторов с рассеянной глинистостью. Это связано с тем, что при переработке материала организмами, происходит перераспределение глинистого материала, привнос его в песчаные прослои,

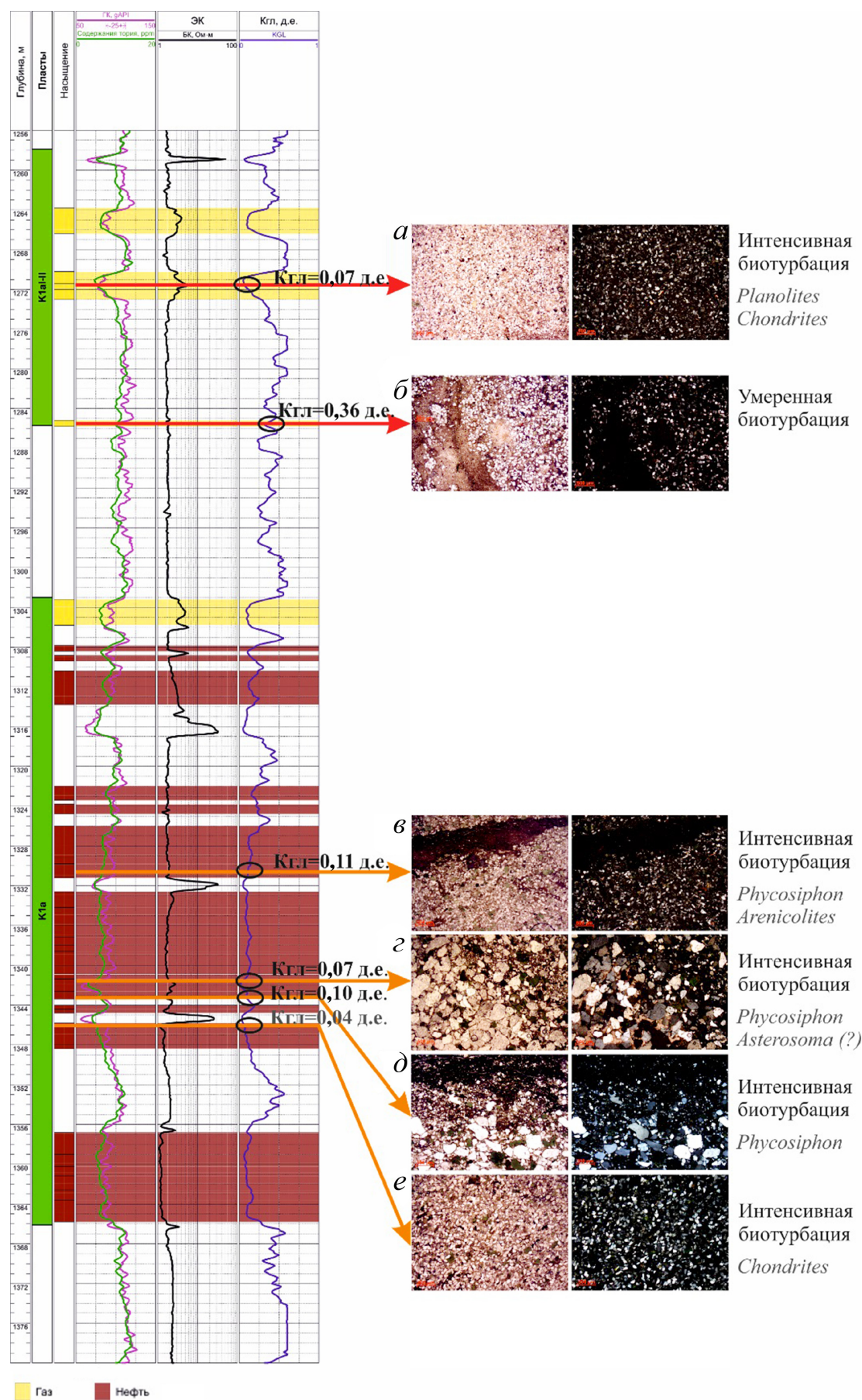


Рис. 14. Геофизический планшет одной из скважин месторождений Северного Каспия, на котором показано сравнение Кгл (график) с интенсивностью биотурбации пород (фотографии шлифов). Фотографии шлифов под микроскопом, увеличение $\times 2,5$, размерная линейка 500 мкм: слева — николи параллельные, справа — скрещенные

Рис. 15. Фотографии песчаника, глинистого, биотурбированного: А — отсканированный в полную величину большой шлиф, прокрашенный, размерная линейка 1 см; Б, В — фотографии шлифов под микроскопом, увеличение $\times 2,5$, размерная линейка 500 мкм: Б — параллельные николи; В — скрещенные николи; а — глинистые линзы; б — глинистый песчаник; с — сильнопористый песчаник (ходы илоедов). Глубина 1440,32 м. К₁а

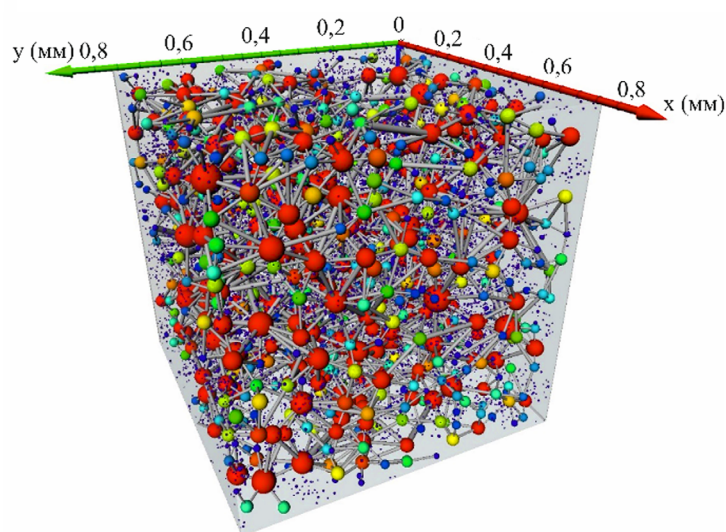
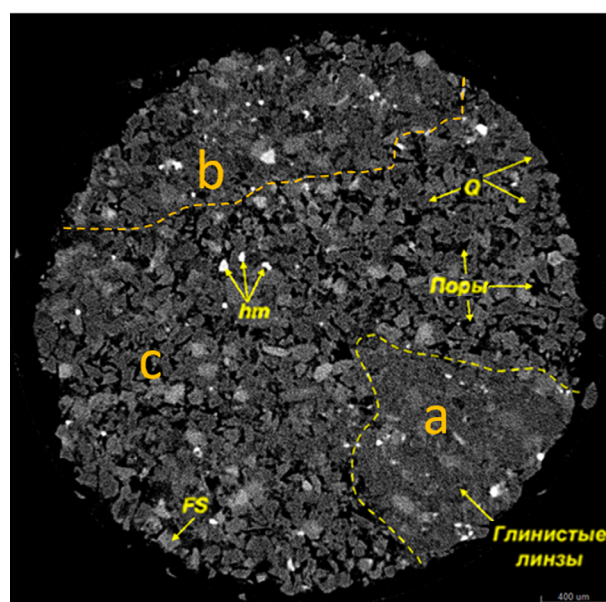
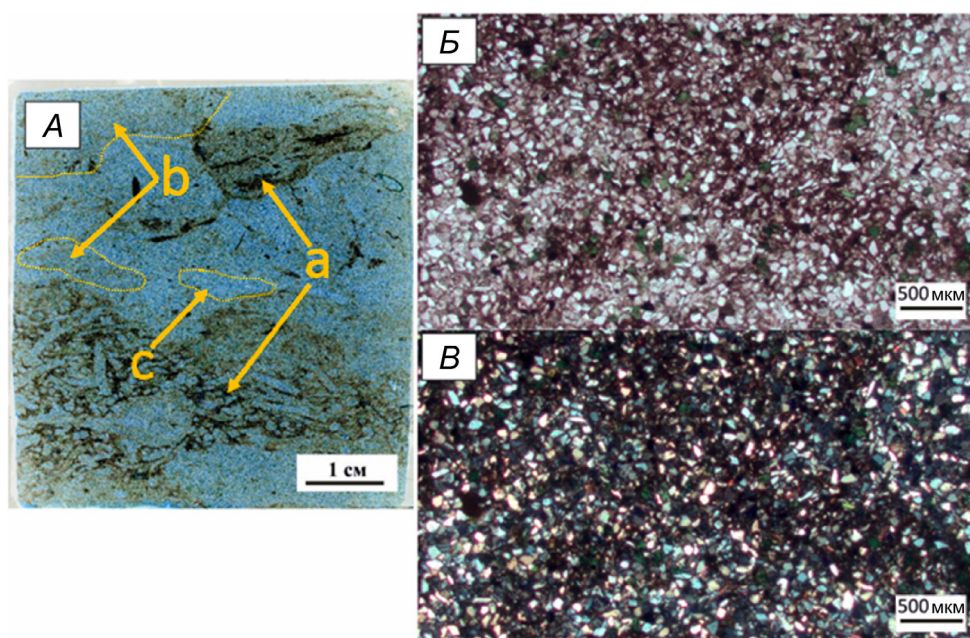


Рис. 16. Слева — рентгеноплотностной срез песчаника с интерпретацией: Q — кварц, FS — полевые шпаты, hm — минералы тяжелой фракции, поры — поровое пространство; а — глинистые линзы; б — глинистый песчаник; с — сильнопористый песчаник. Справа — сеточная модель пустотного пространства в объеме кубика с ребром 0,76 мм: сферы — поры разного размера; линии — каналы, соединяющие поры

создается дополнительная проводимость. Также меняется взаимоотношение зерен: уменьшается плотность упаковки, начинают преобладать точечные контакты компонентов. На рис. 15, А и рис. 16 прослеживаются первичные глинистые линзы (а), которые были частично затронуты биотурбацией, в результате чего в них был привнесен песчаный материал из выше и ниже лежащих прослоев. В песчаных же прослоях отмечаются неоднородные области — свидетельство изменения упаковки зерен: б — области глинистых песчаников; с — области сильнопористых песчаников.

Таким образом, детальные исследования колонок ядра из нижнемеловых осадков месторождений

Северного Каспия показали наличие нескольких видов инхофоссилий, приводящих к двум различным результатам изменения петрофизических характеристик за счет переработки минеральных компонент породы в процессе своей активной жизнедеятельности: к снижению ФЕС пород за счет увеличения глинистого материала; к увеличению ФЕС пород за счет перераспределения минеральных зерен скелета. Но невзирая на разное воздействие биотурбации на изменение свойств коллекторов, основным и общим результатом интенсивной деятельности всех видов илоедов является существенное увеличение удельной электрической проводимости пород, которая самым ощутимым образом сказывается на снижении

показаний электрических методов геофизических исследований разрезов скважин.

Выводы. 1. Раннемеловые коллекторы месторождений Северного Каспия имеют сложное строение, связанное с высокой степенью неоднородности и слабой согласованностью фильтрационно-емкостных свойств между собой.

2. Продуктивный разрез, представленный апт-альбскими терригенными отложениями, имеет низкую дифференциацию пород по значениям удельного электрического сопротивления: УЭС меняется при переходе от продуктивных коллекторов (2,2–2,9 Ом·м) к водоносным (1 Ом·м) и вмещающим прослоям (1,9 Ом·м). Низкая дифференциация пород по УЭС затрудняет интерпретацию ГИС при выделении коллекторов, оценке характера их на-

сыщенности, прогнозе величин нефтегазонасыщенности по электрической модели ГИС.

3. Алевритовые и песчаные породы являются аркозами, в которых глинистые минералы цемента и вторичные преобразования в виде каолинитизации напрямую влияют на сопротивление пласта, увеличивая ионную проводимость и снижая УЭС продуктивных коллекторов.

4. Биотурбация отложений является установленным в процессе исследований ядра вторичным фактором, осложняющим первичные условия осадконакопления, приводя к дополнительному снижению УЭС продуктивных коллекторов, за счет интенсивной переработки минеральных компонент породы разными видами илоедов в процессе их жизнедеятельности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бегма Д.С. Литолого-фациальные особенности строения верхнеюрских отложений месторождения // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328, № 1. С. 109–122.

2. Комова А.Д., Дьяконова Т.Ф., Исакова Т.Г. и др. Особенности строения и оценки нефтенасыщенности верхнеюрских низкоомных коллекторов на примере Ватъеганского месторождения Западной Сибири // Экспозиция Нефть Газ. 2016. № (53). С. 17–21.

3. Комова А.Д., Дьяконова Т.Ф., Исакова Т.Г. и др. Некоторые виды сложных коллекторов продуктивных разрезов нефтегазовых месторождений // Геофизика. 2017. № 5. Спецвыпуск «ЦГЭ-50 лет». С. 126–133.

4. Потапова А.С., Кудаманов А.И., Ярунова Н.К., Студнев Е.А. Использование ихнофациального анализа ядра для локализации перспективных зон в отложениях турона (Русское месторождение, Западная Сибирь) // Мат-лы XIX научно-практической конференции «Геоло-

гия и разработка месторождений с трудноизвлекаемыми запасами», 24–26 сентября 2019, Анапа. М., 2019.

5. Сазоненко Д.Ф. Биотурбация в коллекторах раннемелового возраста в Шаимском НГР Западной Сибири. IX Всероссийское литологическое совещание. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2019. 214 с.

6. Фролов В.Т. Ф 91. Литология. Кн. 2: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

7. Droser M.D., Bottjer D.J. A semiquantitative field classification of ichnofabric // J. Sedim. Petrol. 1986. № 56. P. 558–559.

8. Knaust D. Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation. Springer International Publishing AG. 2017. 209 p.

9. Neasham J. W. SPE 6858 The morphology of dispersed clay in sandstone reservoirs and its effect on sandstone shaliness, pore space and fluid flow properties. Shell Development Company. 1977.

Статья поступила в редакцию 21.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.07.2023

УДК 549.612.1 + 549.514.63

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-63-76

ХРОМИСТЫЙ ТУРМАЛИН И CR-SB-W-СОДЕРЖАЩИЙ РУТИЛ КАМЕННООЗЕРСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ХРОМИТИТОВ, СРЕДНИЙ УРАЛ, РОССИЯ

Иван Андреевич Бакшеев¹✉, Юрий Викторович Ерохин²,
Ирина Александровна Екименкова³, Анатолий Владимирович Захаров⁴,
Валерий Васильевич Григорьев⁵, Василий Олегович Япаскерт⁶,
Наталья Николаевна Кошлякова⁷

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

² Институт геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, Россия; erokhin-yu@yandex.ru,
<https://orcid.org/0000-002-0577-5898>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; iekim@bk.ru

⁴ Институт геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, Россия; zakharov-zav@yandex.ru,
<https://orcid.org/0000-001-8790-7892>

⁵ Уральский геологический музей Уральского государственного горного университета, Екатеринбург, Россия;
vagrigroriev@yandex.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yvo72@geol.msu.ru,
<https://orcid.org/0000-0003-4277-7216>

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nkoshlyakova@gmail.com

Аннотация. В настоящей работе охарактеризован турмалин, рутил и ассоциирующие минералы из прожилков, секущих хромититы Каменноозерского проявления, входящего в состав Шабровского рудного поля на Среднем Урале. Турмалин относится к ряду дравит—оксидравит, содержит хром (0,52–2,06 а.ф.), никель Ni (до 0,03 а.ф.), V (до 0,02 а.ф.). Данные спектроскопии комбинационного рассеяния света свидетельствуют о наличии Fe³⁺ в составе турмалина. Рутил, ассоциирующий с турмалином, содержит Cr (2,00–8,02 масс.% Cr₂O₃), Sb (4,68–11,69 масс.% Sb₂O₅), W (0,88–1,14 масс.% WO₃). Предполагается, что турмалин прожилков и ассоциирующие минералы формировались в окислительных условиях.

Ключевые слова: дравит, оксидравит, рутил, хромититы, Каменноозерское, Шабровское рудное поле, Средний Урал

Для цитирования: Бакшеев И.А., Ерохин Ю.В., Екименкова И.А., Захаров А.В., Григорьев В.В., Япаскерт В.О., Кошлякова Н.Н. Хромистый турмалин и Cr-Sb-W-содержащий рутил Каменноозерского проявления хромититов, Средний Урал, Россия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 63–76.

CHROMIAN TOURMALINE AND CR-SB-W-BEARING RUTILE OF THE KAMENNOOZERSKOE CHROMITITE OCCURRENCE, CENTRAL URALS, RUSSIA

Ivan A. Baksheev¹✉, Yury V. Erokhin², Irina A. Ekimenkova³, Anatoly V. Zakharov⁴,
Valery V. Grigoriev⁵, Vasily O. Yapaskurt⁶, Natalia N. Koshlyakova⁷

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

² Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Yekaterinburg, Russia; erokhin-yu@yandex.ru,
<https://orcid.org/0000-002-0577-5898>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; iekim@bk.ru

⁴ Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Yekaterinburg, Russia; zakharov-zav@yandex.ru,
<https://orcid.org/0000-001-8790-7892>

⁵ Ural Geological Museum, Ural State Mining University, Yekaterinburg, Russia; vagrigroriev@yandex.ru

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yvo72@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0003-4277-7216>

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nkoshlyakova@gmail.com

Abstract. This paper is focused on the tourmaline and associated minerals from veinlets cutting chromitite of the Kamennoozerskoe occurrence, which is a part of the Shabrovskoe district in the Central Urals. Tourmaline belongs to the dravite—oxy-dravite solid solution series, contains Cr (0,52–2,06 а.ф.), Ni (до 0,03 а.ф.), V (до 0,02 а.ф.). The Raman spectroscopy indicates Fe³⁺ in tourmaline. Rutile associated with tourmaline contains, wt %: 4.68–11.69 Sb₂O₅, 2.00–8.02 Cr₂O₃, and 0.88–1.14 WO₃. Combination of high Sb and Cr contents in rutile is established possibly for

the first time. It is suggested that tourmaline and associated minerals from the veinlets cutting chromite were formed in oxidizing environment.

Keywords: dravite, oxy-dravite, chromitite, Kamennoozerskoe, Shabrovskoe district, Central Urals

For citation: Baksheev I.A., Erokhin Yu.V., Ekimenkova I.A., Zakharov A.V., Grigoriev V.V., Yapaskurt V.O., Koshlyakova N.N. Chromian tourmaline and Cr-Sb-W-bearing rutile of the Kamennoozerskoe chromitite occurrence, Central Urals, Russia. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 3: 63–76. (In Russ.).

Введение. Впервые турмалины, обогащенные хромом, обнаружили на Урале в XIX веке [Cossa, 1883] в копи хромистого железняка, расположенной юго-восточнее современного поселка Шабровский в окрестностях г. Екатеринбурга. С тех пор турмалины, обогащенные хромом, находят во многих регионах мира. Они установлены в углеродистых метакarbonатных породах и метапелитах, метаморфизованных серпентинитах, апосерпентинитовых метасоматитах и сопряженных жилах различной формационной принадлежности.

В кальцит-кварц-диопсидовых породах карьера Перевальное вблизи поселка Слюдянка Иркутской области открыт хромо-алюминиевый повондраит, концентрация хрома в котором составляет 3,47 а.ф., кроме того, минерал содержит ванадий (0,22 а.ф.) и фтор (0,25 а.ф.) [Reznitskii, 2014]. Здесь же описаны окси-хромовый дравит (5,33 а.ф. Cr, 0,87 а.ф. V и 0,46 а.ф. F) [Bosi et al., 2012] и ванадиевый окси-хромовый дравит (1,85 а.ф. Cr, 3,55 а.ф. V и 0,14 а.ф. F) [Bosi et al., 2014]. В тальк-тремолит-куммингтонитовых сланцах среди мраморов северо-западной части Адирондакского массива на руднике Балмат в штате Нью-Йорк выявлен обогащенный кальцием ванадийсодержащий хромо-алюминиевый повондраит (2,91 а.ф. Cr, 0,05 а.ф. V) [Dannenberg, 2019]. В 1983 году на U-V проявлении Великая Губа в Медвежьегорском районе Карелии в слюдистых метасоматитах в зонах разрывных нарушений среди нижнепротерозойских глинисто-карбонатных пород впервые был описан хромовый дравит с 4,71 а.ф. Cr и 0,22 а.ф. V [Румянцева, 1983]. В Приморском крае в контактово-метаморфизованных углеродистых породах установлен окси-дравит, содержащий 0,28 а.ф. Cr и 0,53 а.ф. V [Kazachenko, 1993].

В метаморфизованных серпентинитах из района месторождения меди Оутокумпу в Финляндии (Peltola, 1968) описаны хромистые дравит (1,23 а.ф. Cr) и оксидравит (1,18 а.ф. Cr). В Новой Зеландии хромистые дравит (0,10–0,13 а.ф. Cr) и окси-дравит (0,14–0,46 а.ф. Cr) обнаружены в глыбах и гальке пород, сложенных корундом и хромистыми силикатными минералами; источником хрома служили метаморфизованные гипербазиты [Grapes, 1996]. На золоторудном проявлении Баффало в Канаде [King, 1989] в золотоносных кварцевых жилах в карбонизированных коматитах выявлен хромистый дравит (0,17 а.ф. Cr).

Турмалины с хромом установлены в апогипербазитовых метасоматитах и сопряженных жилах и прожилках различного генезиса. На контакте

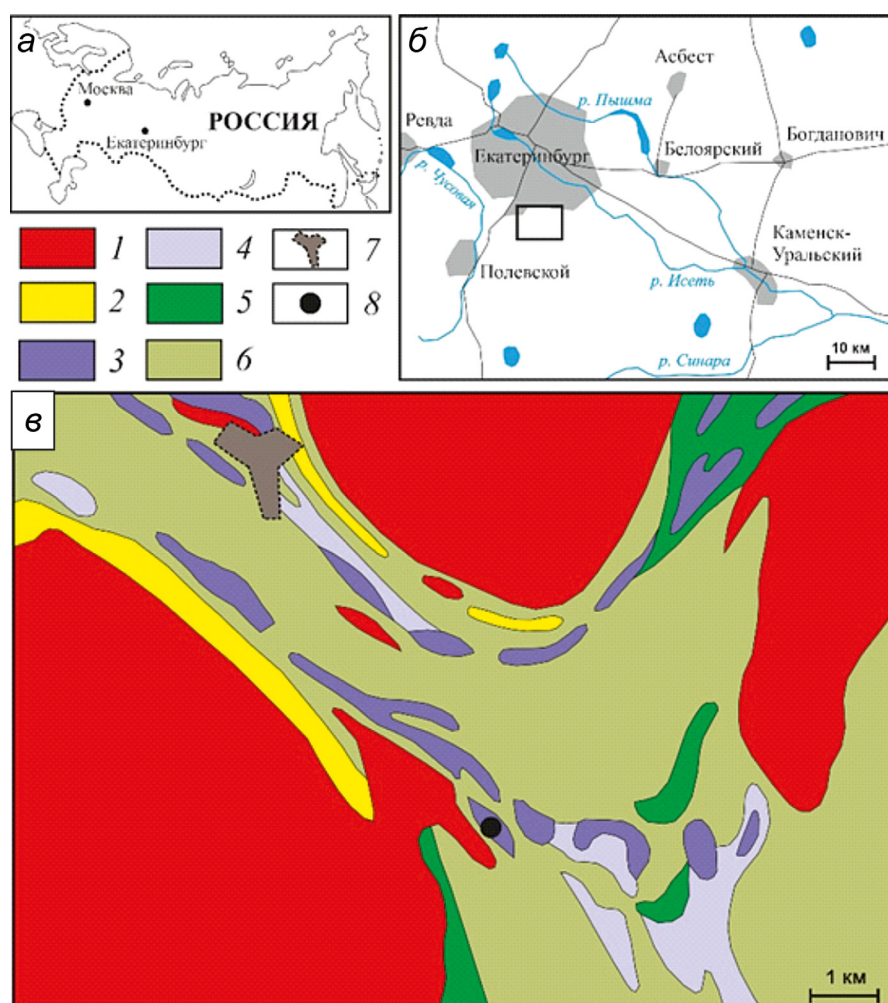
брекчированных тел хромититов и турмалин-флогопитовых жил цвиттеровой (грейзеновой) формации Мариинского месторождения изумрудов развиты метасоматиты, сложенные реликтовым хромшпинелидом, хромистыми и фтористыми флогопитом и парагонитом, турмалином со второстепенным мариинским, акцессорными эсколаитом, фторапатитом и цирконом [Паутов, 2012]. Турмалин этих метасоматитов классифицируется как хромистые фтор- или оксидравит с концентрацией Cr (0,10–3,25 а.ф.), F (0,05–0,77 а.ф.) и ^WO (0,10–0,82 а.ф.) [Baksheev et al., 2018]. Хромистые дравит и оксидравит (Cr 0,88–1,40 а.ф.) описаны и в изумрудоносных метасоматитах месторождений долины реки Свот в Пакистане [Arif, 2010]. Э.М. Спиридонов и П.А. Плетнев (2002) выявили высокохромистый (0,67–1,38 а.ф. Cr) никельсодержащий (0,06–0,07 а.ф. Ni) дравит в метасоматитах пропиловитовой формации Карабашского массива на Южном Урале. В гидротермальных кварцевых жилах среди гематит-тальк-магнезитовых метасоматитов Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале установлены дравит, оксидравит и магнезиофойтит, содержащие Cr (0,19–1,56 а.ф.), Ni (0,02–0,53 а.ф.), Fe (0,21–0,76 а.ф.), но без F в ассоциации с никельсодержащим тальком или хромистым мусковитом [Baksheev, 2004].

Обогащенный хромом рутил распространен в породах основного состава, эклогитах (до 10 масс.% Cr₂O₃), кимберлитах (до 8,2 масс.% Cr₂O₃); рутил из карбонатитов, лунных породах и метеоритов содержит до 3 масс.% Cr₂O₃ [Резницкий, 2016]. В рутиле метаморфических пород концентрация хрома обычно не превышает 2–3 масс.% Cr₂O₃; однако в рутиле метаморфитов Слюдянского комплекса в Прибайкалье выявлено наиболее высокое содержание Cr (15–16 масс.% Cr₂O₃) [Резницкий, 2016].

В рутиле нередко обнаруживается вольфрам. Его самая высокая концентрация (до 12,4 масс.% WO₃) установлена в этом минерале из метаморфитов Слюдянского комплекса [Резницкий, 2016]. Вольфрамсодержащий рутил выявлен в грейзенах Центрального массива во Франции и месторождения Панашкейра в Португалии, в околорудных метасоматитах золоторудного месторождения Калгурли в Австралии, в калишпат-кварцевых жилах одного из проявлений в Западной Чукотке. В этих образованиях максимальное содержание W варьирует от 8,5 до 12,1 масс.% WO₃ [Сандалов, 2020].

Рутил, обогащенный сурьмой, в природе редок. Он известен в месторождениях и проявлениях, об-

Рис. 1. Схема геологического строения Шабровского рудного поля (фрагмент геологической карты И.Д. Соболева, 1967 с упрощениями авторов): 1 — гранитоиды позднего палеозоя, 2 — мраморы и мраморизованные известняки нижнего силура, 3 — серпентиниты, 4 — тальк-карбонатные породы, 5 — апогabbровые амфиболиты, 6 — толща метаморфических пород (зеленые сланцы, кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые и др. породы) нижнего силура, 7 — контуры поселка Шабровский, 8 — хромитовый рудник



разованных при высоком окислительном потенциале. В рутиле из рудопоявлений марганца высокое содержание Sb сочетается с высокой концентрацией трехвалентного железа: 33,8 мас.% Sb_2O_5 и 15,5 мас.% Fe_2O_3 (проявление Праборна в Италии), 38,6 мас.% Sb_2O_5 и до 18,5 мас.% Fe_2O_3 (месторождение Каджлидо в Индии) [Сандалов, 2020]. В контактовых метасоматитах, развитых в метаморфическом комплексе Пелагонийского массива в Северной Македонии, описан минерал ряда рутил-трипуит, содержащий (мас.%) Sb_2O_5 40,7–48,0, Fe_2O_3 19,4–22,2, Mn_2O_3 0,9–1,5 [Варламов и др., 2017]. Рутил из рудных тел Au месторождения Эмло в Канаде наряду с повышенным содержанием Sb (до 8,0 мас.% Sb_2O_5) характеризуется высокой концентрацией V (до 6,1 мас.% V_2O_3) [Urban, 1992].

Кроме копи хромистого железняка [Cossa, 1883] хромистый турмалин в пределах Шабровского рудного поля на Среднем Урале выявлен в гематит-тальк-магнезитовых метасоматитах карьера «Старая линза» Шабровского месторождения тальк-магнезитового камня. Здесь он представлен дравитом, содержащим Cr (0,11–0,53 а.ф.), Ni (0–0,04 а.ф.), Fe (0,65–1,01 а.ф.) и F (0–0,15 а.ф.) [Бакшеев, 2012].

В настоящей статье описаны геологическое положение, формы выделения, химический состав

ассоциирующих хромистого турмалина, необычного обогащенного хромом, сурьмой и вольфрамом рутила, хром- и никельсодержащего клинохлора и хромистого мусковита из прожилков, секущих хромититы Каменнозерского проявления, расположенного несколько севернее копи хромистого железняка. Для турмалина приведены результаты спектроскопии комбинационного рассеяния света (КРС).

Краткий очерк геологического строения.

Геология и минералогия Шабровского рудного поля достаточно подробно описана в работах [Уральский, 1938; Коренбаум, 1967; Огородникова, 2000; Бакшеев, 2006, 2012].

Шабровское рудное поле находится на Среднем Урале в южных окрестностях г. Екатеринбурга (рис. 1, а, б). В его пределах развиты месторождения тальк-магнезитового камня, талька, железистых кварцитов, гондитов, родонита, декоративно-облицовочного серпентинита, золота и мраморов, а также проявления наждака, гематита, хромититов. Добыча золота была прекращена в 1970-х годах, а тальк-магнезитового камня — несколько лет назад. В настоящее время ведется добыча мрамора, отрабатываются два из трех месторождений серпентинита. Согласно тектонической схеме центральной части Среднего Урала Шабровское рудное поле локализовано между Сысертским гнейсово-мигматитовым

комплексом и платиноносным Уктусским габбро-гипербазитовым массивом [Огородников и др., 2000].

Метаморфическая толща, чей возраст по разным оценкам составляет 200–600 млн лет [Echtler, 1997; Краснобаев, 2009; Пономарев, 2019], сложена разнообразными кварц-серицитовыми, хлорит-серицит-кварцевыми и другими сланцами с прослоями мраморов и кварц-альбит-амфиболовых сланцев [Огородников, 2000]. Она содержит конформные тела серпентинизированных гипербазитов длиной 1–2 км (иногда до 6 км) (рис. 1, в), которые пронизаны многочисленными дайками габброидов и гранитоидов. Дайки местами интенсивно будинированы. Размеры будин варьируют в широких пределах от первых десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Габброиды местами родингитизированы. Метаморфиты сысертского комплекса интродуцированы гранитоидами двух массивов — Шабровского на севере и Осиновского на юге. По данным работы [Прибавкин, 2011] возраст пород главной интрузивной фазы первого массива 300 ± 4 млн лет. Возраст второго плутона, по аналогии с идентичными Шабровским, Шарташским, Большеседельниковским и другими массивами, также принимается как позднекаменноугольный [Прибавкин, 2011].

Вблизи контакта с гранитоидами Шабровского массива расположены месторождения тальк-магнезитового камня (Старая и Новая Линзы), Григорьевское месторождение благородного змеевика, которые приурочены к телам серпентинизированных гипербазитов. Месторождения тальк-магнезитового камня, по-видимому, сформированы под воздействием гидротермальных растворов, связанных с Шабровским массивом. Здесь апогипербазитовые серпентиниты заместились гематит-тальк-магнезитовыми с редким турмалином метасоматитами. На контакте с дайками метаморфизованных габброидов состав апосерпентинитовых метасоматитов иной — это магнетит-тальк-доломитовые породы с тремолитом и хлоритом. Сами габброиды превращены в кварц-хлорит-доломит-эпидот-альбит-актинолитовые пропилиты, а по дайкам плагиогранитов развиты кварц-мусковит-альбитовые \pm турмалин метасоматиты. Детальная информация по минеральному составу метасоматитов, химическому составу минералов приведена в работах [Коренбаум, 1967; Бакшеев, 2006, 2012]. По данным К-Аг датирования валовых проб и монофракций мусковита возраст апогранитных метасоматитов раннепермский (244–294 млн лет. [Ерохин, 2003]), что близко возрасту внедрения Шабровского плутона. Формирование тальк-карбонатных пород поля протекало при участии флюидов магматического происхождения при температуре 285–350 °С, давлении 1,2–3,0 кбар и высокой фугитивности кислорода, которая к концу процесса, вероятно, несколько снизилась, но увеличилась фугитивность сульфидной серы, поскольку в небольшом объеме

кристаллизовались сульфидные минералы: пирит, блеклые руды, борнит, джарлеит, халькозин и другие [Бакшеев, 2006; Филимонов, 2002; Ерохин, 2002].

В пределах южной части Шабровского рудного поля известно проявление хромитовых руд, расположенное примерно в 4 км к ЮВ от карьера «Новая линза». По литературным данным [Вахромеев и др., 1936], проявление представлено цепочкой рудных залежей. Согласно реестру уральских месторождений хрома здесь выделено два рудопоявления — Каменноозерское (Василье-Федоровский рудник) и Шпаньковское. Нами опробовано первое из них (N 56°57'72.8", E 60°66'05.3"), находящееся вблизи контакта с гранитоидами Осиновского массива, приуроченное к телу антигоритовых серпентинитов размером 0,3×1,4 км. Тела хромитовых руд линзовидные и залегают в тальк-хлорит-карбонатных породах [Перевозчиков и др., 2000]. В настоящее время рудопоявление отработано, карьер рекультивирован и засажен деревьями (рис. 2). Вдоль кромки бывшего карьера сохранились небольшие отвалы, в которых встречаются хромититы с темно-зеленым турмалином.

Материалы и методы. Нами изучены турмалин и ассоциирующие минералы из гнезд и прожилков из трех типовых образцов хромититов, выбранных из большой коллекции (30 штучков) и одного образца, предоставленного И.В. Пековым. Хромититы характеризуются однородной и массивной текстурой. Они черные, реже темно-коричневые, средне- и крупнозернистые, местами разбиты тонкими прожилками хлорита мощностью до 0,5 см (рис. 3). Темно-зеленый турмалин встречается нечасто и, возможно, был приурочен к краевой части одного из тел хромититов. Он вместе с хлоритом выполняет гнезда и цементирует брекчированные хромшпинелиды.

Изображения в отраженных электронах и составы минералов получены на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480, оборудованном энергодисперсионной приставкой Inca Energy-350 в Лаборатории локальных методов исследования на кафедре петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока ~2 нА, диаметр пучка электронов 3 мкм. Погрешность измерения главных и второстепенных элементов составила для оксида 1,5 и 5 относительных процента. Для процедуры коррекции использованы XPP поправки.

Формулы турмалина рассчитаны на основе 15 катионов в тетраэдрической и октаэдрических позициях (Т, Z и Y), исключая Na, Ca, и K, что предполагает низкое содержание Li в изученном турмалине [Henry, 2011]. Общее железо представлено в форме Fe^{2+} . Количества OH^- и O^{2-} в позициях V и W рассчитаны по балансу зарядов. Рассчитанное количество O^{2-} приписано позиции W. Доля вакансии в позиции X (\square) рассчитана как $[1 - (\text{Na} + \text{Ca} + \text{K})]$. Концентрации B_2O_3 и H_2O рассчитаны по стехиометрии.



Рис. 2. Рекультивированный карьер Каменноозерского проявления. Борт карьера маркируется крупными деревьями, собственно карьер немного занижен в рельефе и отмечен молодыми посадками. Фото Ю.В. Ерохина, октябрь 2018 г.

Из-за малого объема материала ЯГР исследования не проведены. Минимальное отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ рассчитано по балансу зарядов при $V(\text{O})$ и $W(\text{O}) = 0$. В отсутствие данных рентгеноструктурного анализа, распределение элементов по тетраэдрическим и октаэдрическим позициям выполнено согласно работе [Henry, 2011].

Формулы хромшпинелидов, хлорита и мусковита рассчитаны на 3 и 10 катионов и 22 отрицательных заряда соответственно. Концентрация H_2O в хлорите и мусковите рассчитана по стехиометрии.

Спектры КРС получены на спектрометре Enspectr R532 с длиной волны лазера 532 нм на геологическом факультете Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Диапазон волновых чисел $100\text{--}4000\text{ см}^{-1}$, разрешающая способность около $6,0\text{ см}^{-1}$. Из-за сильной люминесценции

образца съемка проводилась до 1500 см^{-1} . Мощность лазера на поверхности образца 50–80 МВт. Данные получены за 1000 и 2000 миллисекунд сбора, более 20–30 накоплений. Зерна турмалина были ориентированы случайным образом. Спектральные полосы отнесены в соответствии с работой [Watenphul, 2016].

Результаты. Многочисленные турмалин-хлоритовые прожилки, в состав которых также входит рутил, рассекают кристаллы хромшпинелида (рис. 4, а). Другими словами, агрегаты турмалина и хлорита цементируют брекчированные кристаллы хромшпинелидов. Изредка в последних встречаются короткие просечки мусковита (рис. 4, е). Кристаллы турмалина и реликтового хромшпинелида рассекаются тончайшими прожилками оксида железа (рис. 4, ж); точно определить является ли этот оксид магнети-

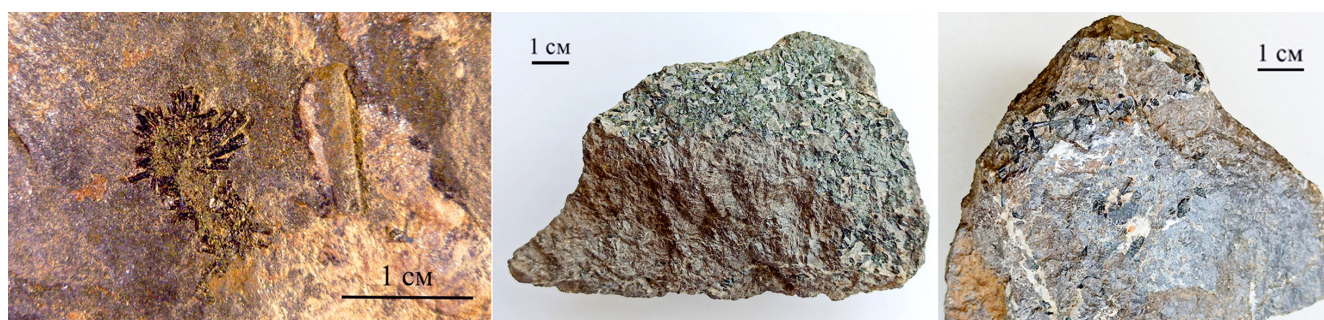


Рис. 3. Фотографии образцов хромититов с турмалином

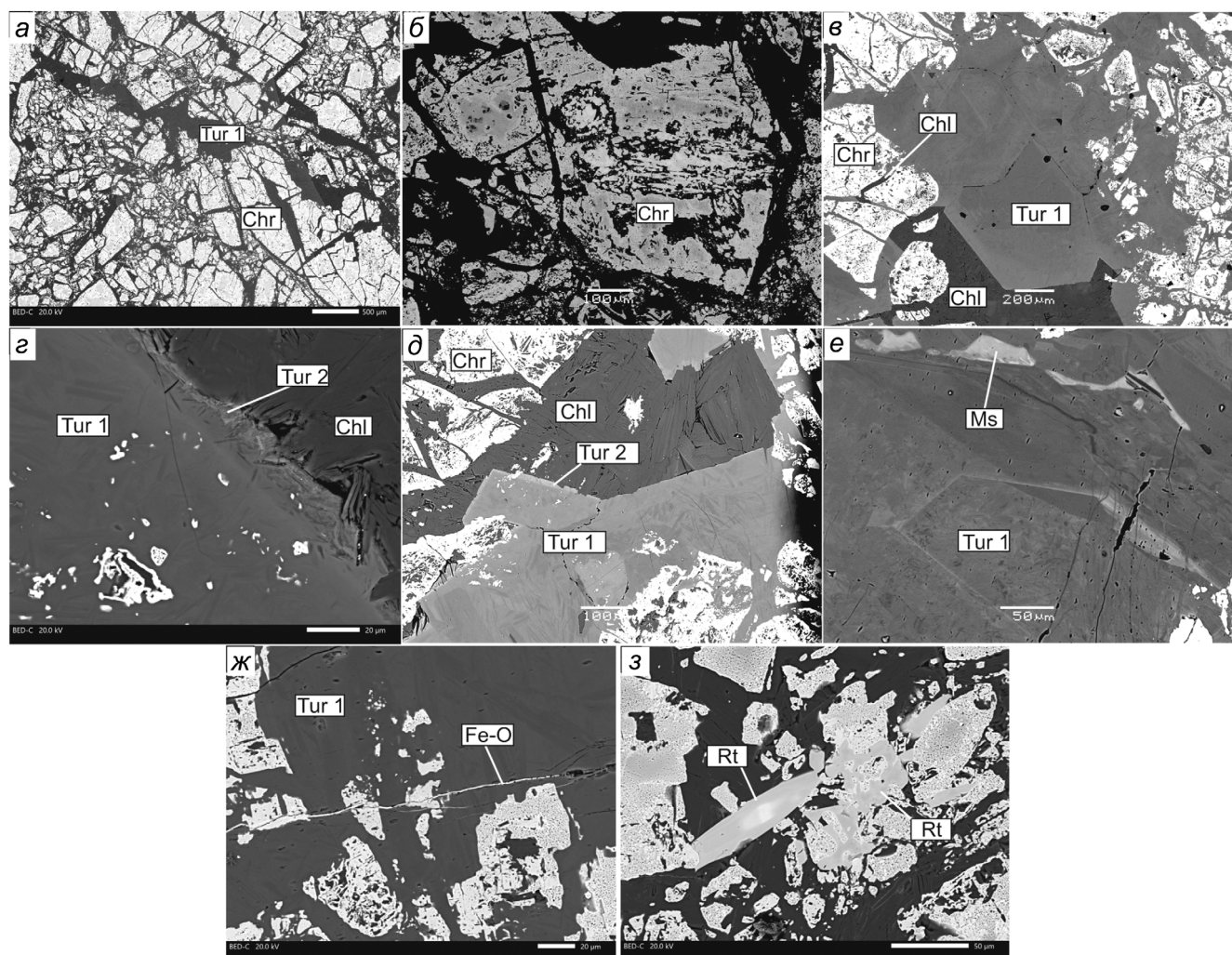


Рис. 4. Взаимоотношения минералов в брекчированных хромититах Каменноозерского проявления хромититов: а — Обломки кристаллов хромшпинелидов, сцементированные турмалином и хлоритом; б — зональный кристалл хромшпинелида: более темная центральная часть — алюмомагнезиохромит, более светлая краевая часть — магнезиальный алюмохромит; в — агрегат слабозональных кристаллов турмалина с реликтами хромшпинелидов; г — кайма нарастания более железистого турмалина на менее железистом; д — срастание хлорита и турмалина; е — просечки мусковита в турмалине; ж — тонкий прожилок оксида железа, секущий турмалин и хромшпинелид; з — индивидуальный кристалл рутила и рутил, замещающий хромшпинелид. Все фото в отраженных электронах. Chl — хлорит, Chr — хромшпинелид, Fe-O — магнетит или гематит, Ms — мусковит, Rt — рутил, Tur — турмалин

том или гематитом невозможно из-за очень мелкого размера выделений. Во вrostках в хромшпинелидах отмечается мелкий барит.

Формы выделения и химический состав минералов. Реликтовые хромшпинелиды слагают брекчированные кристаллы размером до 1 см (рис. 4, а, б). Внутренние гомогенные части кристаллов представлены алюмомагнезиохромитом (табл. 1, ан. 1-4), а внешние пористые — магнезиальным глиноземистым хромитом (табл. 1, ан. 5-7) (рис. 5). При этом содержание Cr и Fe во втором случае выше, а концентрация Al и Mg меньше, чем в первом. Можно отметить, что при выбранном способе расчета формул Fe^{3+} хромшпинелидах не выявлено. Хромит замещается магнетитом и рутилом (рис. 4, з), а поры в нем заполнены хлоритом.

Турмалин. Турмалин прожилков в хромититах в проходящем свете плеохроирует от бесцветного до очень бледно-зеленого. На фотографиях в отражен-

ных электронах, видна неоднородность кристаллов турмалина (рис. 4, в, д, е), обусловленная в первую очередь разным содержанием хрома: более светлые участки обогащены этим элементом. Такие кристаллы рассматриваются нами как турмалин первого зарождения (турмалин 1). Некоторые кристаллы имеют более светлую кайму нарастания (рис. 4, г, д), что обусловлено на порядок более высоким содержанием железа в ней, чем в основном объеме кристалла (0,88 а.ф. против 0,03–0,10 а.ф.) (табл. 2). Эти каймы нарастания, существенно обогащенные железом, можно рассматривать как турмалин второго зарождения (турмалин 2).

В основном короткопризматические кристаллы турмалина из гнезд достигают 2–3 см в длину. Они образуют как отдельные индивиды, так и сноповидные агрегаты. Цвет от темно-зеленого до черного, в последнем случае в тонких сколах видна изумрудно-зеленая окраска. Кристаллы турмалина

Таблица 1

Представительные составы (масс.%) реликтовых хромшпинелидов Каменноозерского проявления хромитов, Средний Урал

Ком-понент	1	2	3	4	5	6	7
TiO ₂	0,13	0,09	0,24	0,10	0,08	0,04	0,14
FeO	16,62	14,22	15,42	13,68	20,64	17,66	18,99
MgO	15,23	12,67	11,90	13,67	7,90	9,20	8,23
ZnO	н.п.о.	0,08	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
MnO	н.п.о.	0,31	0,34	0,44	н.п.о.	0,28	0,79
Cr ₂ O ₃	46,48	56,33	53,44	50,43	66,57	59,92	65,43
V ₂ O ₃	0,14	0,15	0,22	0,15	0,14	0,15	0,13
Al ₂ O ₃	25,93	15,08	16,26	23,30	5,19	10,38	7,94
Сумма	100,53	98,93	97,82	101,83	100,52	97,63	101,65
Формула в расчете на 3 катиона							
Mg	0,676	0,605	0,574	0,613	0,402	0,465	0,408
Fe ²⁺	0,314	0,381	0,418	0,344	0,589	0,501	0,529
Ti	0,003	0,002	0,006	0,002	0,002	0,001	0,004
Mn		0,008	0,009	0,011		0,008	0,022
Zn		0,002					
Cr	1,094	1,427	1,367	1,199	1,795	1,606	1,722
Al	0,910	0,570	0,620	0,826	0,209	0,415	0,312
V	0,003	0,004	0,006	0,004	0,004	0,004	0,003

Примечание. (1-4) алюмомагнезиохромит, (5-7) глиноземистый магнезиальный хромит. Образцы: (1, 5) CHR; (2, 3, 6) SRT; (4, 7) CRT.

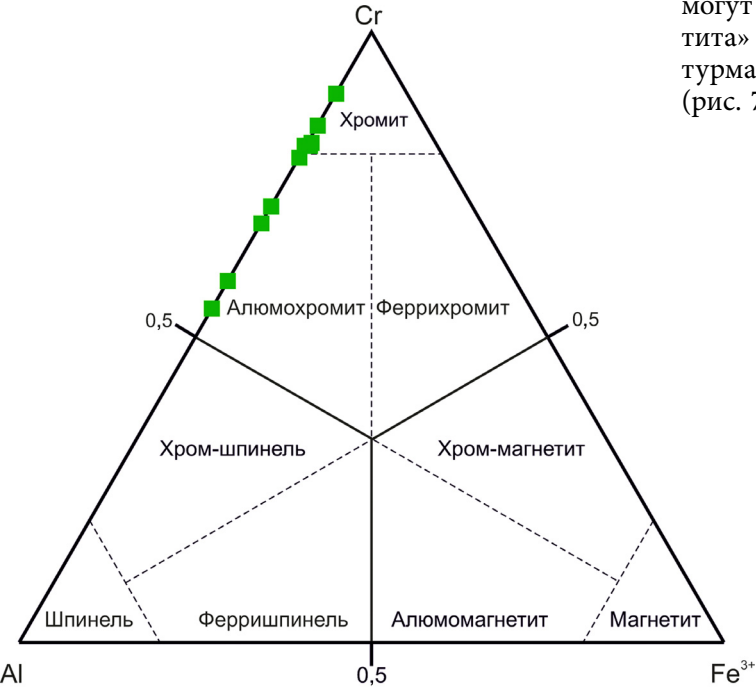


Рис. 5. Соотношение Al, Cr и Fe³⁺ в хромшпинелидах хромитов Каменноозерского проявления

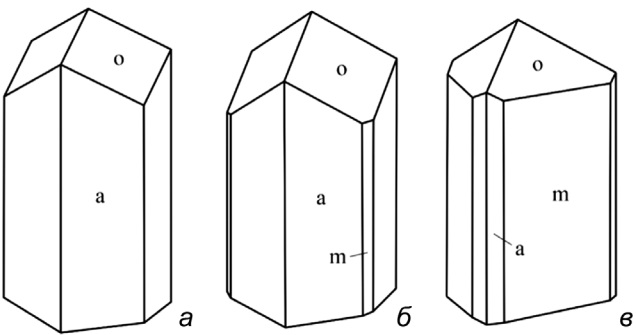


Рис. 6. Морфология кристаллов турмалина из хромитов Каменноозерского проявления. Индексы граней приведены в тексте

представлены тремя простыми формами: пирамидой — o{02-21} и призмами — a{11-20} и m{10-10}. Основная масса кристаллов (примерно 70 об.%) в гнездах имеет простую огранку — комбинация o{02-21} + a{11-20} (рис. 6, а). В остальных индивидах (около 30 об.%) к этим простым формам добавляется узкая грань m{10-10} (рис. 6, б), которая в единичных случаях становится преобладающей и сечение кристаллов меняется с гексагонального на тригональное (рис. 6, в).

Из данных, приведенных в табл. 2, видно, что все проанализированные кристаллы турмалина из прожилков низкокальциевые (0–0,15 а.ф.). Поэтому оптимальным для первичной классификации турмалинов будет график в координатах Fe_{общ}/(Fe_{общ} + Mg)--X-вакансу/(X-вакансу + Na) (рис. 7). Эта диаграмма не позволяет различить ОН-, F- и О-виды. Однако, содержание F находится ниже предела обнаружения во всех проанализированных кристаллах, поэтому в позиции W преобладают O²⁻ или ОН⁻. Следовательно, поля магнезиофойтита и дравита могут рассматриваться как поля «оксимагнезиофойтита» и оксидравита соответственно. Все составы турмалина попадают в поле дравита—оксидравита (рис. 7). Содержание Cr в турмалине варьирует от

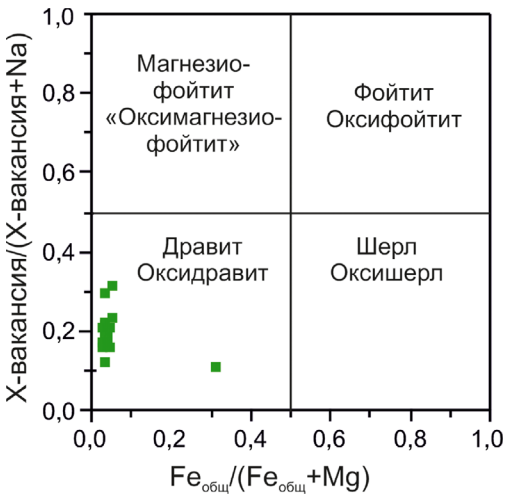


Рис. 7. Классификационная диаграмма в координатах Fe_{общ}/(Fe_{общ}+Mg)—X-вакансу/(X-вакансу + Na) для турмалина из хромитов Каменноозерского проявления

Таблица 2

Представительные составы (масс.%) хромистых дравита и оксидравита Каменноозерского проявления хромититов, Средний Урал

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	36,10	35,73	35,55	36,17	36,50	36,36	36,41	36,83	36,88	36,38	36,52	36,84	35,56
TiO ₂	0,21	0,19	н.п.о.	0,13	0,22	0,21	0,14	0,20	0,27	0,25	0,23	0,14	0,03
Cr ₂ O ₃	11,22	8,38	15,27	7,92	4,07	4,87	9,00	5,89	4,02	7,17	7,23	8,98	15,41
V ₂ O ₃	н.п.о.	0,12	н.п.о.	0,08	0,12	0,12	0,08	0,05	0,07	0,06	0,08	0,09	0,05
Al ₂ O ₃	26,64	28,66	23,84	28,65	32,91	32,44	28,07	29,72	31,08	29,39	29,22	28,52	22,28
NiO	0,19	0,23	0,17	0,14	0,17	0,14	0,15	0,18	0,19	0,18	0,13	0,13	0,11
FeO	0,50	0,56	0,21	0,68	0,51	0,52	0,67	0,70	0,66	0,60	0,56	0,48	6,41
MnO	0,09	н.п.о.	0,11	н.п.о.	0,04	н.п.о.	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	н.п.о.	н.п.о.
MgO	8,91	8,90	7,84	8,97	9,60	9,34	9,16	9,75	9,96	9,37	9,30	9,12	8,00
CaO	0,57	0,66	н.п.о.	0,39	0,75	0,78	0,53	0,61	0,66	0,59	0,55	0,45	0,14
Na ₂ O	2,44	2,22	2,73	2,42	2,27	2,26	2,46	2,35	2,45	2,38	2,48	2,52	2,72
B ₂ O ₃	10,48	10,46	10,17	10,48	10,85	10,80	10,56	10,66	10,72	10,61	10,59	10,64	10,60
H ₂ O	2,99	3,07	2,71	3,07	3,33	3,23	3,08	3,22	3,25	3,15	3,07	3,04	2,94
Сумма	100,34	99,18	98,60	99,09	101,34	101,07	100,34	100,18	100,24	100,19	99,99	100,95	104,96
Формула в расчете на 15 катионов, исключая (Na+Ca)													
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,99	5,94	6,07	6,00	5,84	5,85	5,99	6,01	5,98	5,96	5,99	6,02	5,83
^T Al	0,01	0,06			0,16	0,15	0,01		0,02	0,04	0,01		0,17
Сумма Т	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,01	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
^Z Al	5,19	5,55	4,80	5,60	6,00	6,00	5,44	5,71	5,92	5,63	5,65	5,49	4,14
^Z Cr	0,81	0,65	1,20	0,40			0,56	0,29	0,08	0,37	0,35	0,51	1,86
Сумма Z	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	2,20	2,20	2,00	2,22	2,29	2,24	2,25	2,37	2,41	2,29	2,28	2,22	1,96
^Y Cr	0,66	0,65	0,86	0,64	0,52	0,62	0,61	0,47	0,43	0,56	0,59	0,65	0,14
Fe ²⁺	0,07	0,08	0,03	0,09	0,07	0,07	0,09	0,10	0,09	0,08	0,08	0,07	0,76
Ti	0,03	0,02		0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	
Ni	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
V		0,02		0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,01		0,02		0,01					0,01			
Сумма Y	3,00	3,00	2,93	3,00	3,02	3,01	3,00	2,99	2,99	3,00	3,01	2,99	3,00
Na	0,78	0,72	0,90	0,78	0,70	0,71	0,79	0,74	0,77	0,76	0,79	0,80	0,87
X-vacancy	0,12	0,16	0,10	0,15	0,17	0,16	0,12	0,15	0,12	0,14	0,11	0,12	0,11
Ca	0,10	0,12		0,07	0,13	0,13	0,09	0,11	0,11	0,10	0,10	0,08	0,02
Сумма X	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
^V OH	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
^W OH	0,31	0,40	0,09	0,40	0,55	0,48	0,38	0,51	0,51	0,45	0,37	0,31	1,000
^W O	0,69	0,60	0,91	0,60	0,45	0,52	0,62	0,49	0,49	0,55	0,63	0,69	
Сумма W	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Al _{общ}	5,21	5,61	4,80	5,60	6,21	6,16	5,44	5,71	5,94	5,67	5,65	5,49	4,31
Cr _{общ}	1,47	1,10	2,06	1,04	0,52	0,62	1,17	0,76	0,52	0,93	0,94	1,16	2,00
Mg _{общ}	2,20	2,20	2,00	2,22	2,29	2,24	2,25	2,37	2,41	2,29	2,28	2,22	1,96
Fe/(Fe+Mg)	0,03	0,03	0,01	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,31
^X □/(^X □+Na)	0,13	0,19	0,10	0,16	0,19	0,18	0,13	0,17	0,13	0,16	0,13	0,13	0,11

Примечание. (1-4) образец CHR, (5,6) образец SRT. (7-13) образец CRT, В позиции Y учтено количество 0,06 и 0,01 а.ф. Al и 0.12 а.ф. Fe³⁺ в составах 5, 6, 13 соответственно.

Таблица 3

Представительные составы (масс.%) никельсодержащего хромистого клинохлора Каменноозерского проявления хромитов, Средний Урал

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	27,30	27,94	28,39	28,08	27,88	27,84
Cr ₂ O ₃	4,30	3,90	4,04	4,23	4,06	4,08
V ₂ O ₃	н.п.о.	0,05	0,03	0,06	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	22,32	23,93	23,86	24,54	24,18	22,12
NiO	0,71	0,51	0,51	0,54	0,65	0,54
FeO _{общ}	0,80	0,91	1,08	0,98	0,82	1,03
MgO	30,16	30,16	30,96	30,44	30,19	30,29
H ₂ O	12,02	12,13	12,43	12,33	12,18	12,03
Сумма	97,61	99,54	101,38	101,24	100,01	97,93
Формула в расчете на 10 катионов						
Si	2,64	2,65	2,65	2,62	2,63	2,69
TAl	1,36	1,35	1,35	1,38	1,34	1,31
Сумма Т	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg	4,36	4,27	4,31	4,24	4,25	4,36
OAl	1,19	1,33	1,27	1,33	1,33	1,20
Cr	0,33	0,29	0,30	0,31	0,30	0,31
Fe ²⁺ _{общ}	0,06	0,07	0,08	0,08	0,06	0,08
Ni	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04
Сумма О	6,00	6,00	6,000	6,00	6,00	5,99
O ²⁻	0,22	0,31	0,28	0,32	0,33	0,24
ОН ⁻	7,78	7,69	7,72	7,68	7,67	7,76
Al _{общ}	2,55	2,68	2,62	2,71	2,69	2,51
Fe/(Fe+Mg)	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02

Примечание. Образцы: (1) CHR, (2-4) SRT, (6) CRT.

0,51 до 2.06 а.ф. (табл. 3); кроме того, турмалин содержит Ni (до 0,03 а.ф.) и V (до 0,02 а.ф.). Как было указано выше, в каймах некоторых кристаллов фиксируется гораздо более высокое содержание железа, чем во внутренних зонах. Расчеты показывают, что в этих каймах железо присутствует как в двух-, так и трехвалентной формах (табл. 3, ан. 15); состав классифицируется как дравит, однако прямое определение Fe³⁺ могло бы изменить такое отнесение. График в координатах Al—Cr (рис. 8, а) свидетельствует об обратной зависимости между содержаниями этих элементов (коэффициент корреляции –0,97) и, следовательно, о замещении Al \rightleftharpoons Cr в изученном турмалине. Диаграмма Mg—Fe (рис. 8, б) демонстрирует, что фигуративные точки составов расположены параллельно обменным векторам $\square R^{3+}(NaMg)_{-1}$ или $R^{3+}O(Mg(OH))_{-1}$, где R³⁺ = Al, Cr, V. Для установления преобладающего вектора были построены графики в координатах Na + Mg

-- X-вакансия + Cr, Na+Mg -- X-вакансия + Al, Cr + ^WO -- Mg + ^WОН и Al + ^WO -- Mg + ^WОН (рис. 8, в-д). Содержание V низкое (0–0,02 а.ф.) и практически постоянное, поэтому им при рассмотрении обменных векторов можно пренебречь. Графики на рис. 8, в и 8, г свидетельствуют об отсутствии корреляции между парами Na + Mg -- X-вакансия + Cr и Na + Mg -- X-вакансия + Al (рассчитанные коэффициенты корреляции –0,27 и –0,06). Поэтому вектор $\square R^{3+}(NaMg)_{-1}$ можно исключить. Диаграмма на рис. 8, д демонстрирует отрицательную корреляцию между парами Cr + ^WO и Mg + ^WОН (рассчитанный коэффициент корреляции –0,81). В то же время корреляции между парами Al + ^WO и Mg + ^WОН нет (рис. 8, е) (рассчитанный коэффициент корреляции –0,08). Графики на рис. 8, д и 8, е свидетельствуют о преобладании обменного вектора CrO(Mg(OH))₋₁, который отвечает замещению Cr + ^WO \rightleftharpoons Mg + ^WОН. Таким образом, изученные дравит и оксидравит характеризуются замещениями Al \rightleftharpoons Cr и Cr + ^WO \rightleftharpoons Mg + ^WОН.

Рутил слагает призматические кристаллы длиной до нескольких десятков микронов, а также зерна неправильной формы. Кроме того, он замещает пористый магнезиальный глиноземистый хромит (рис. 4, з). На фотографии в отраженных электронах видно, что кристаллы рутила могут быть зональными по химическому составу. По результатам электронно-зондового микроанализа химический состав рутила в центральной части следующий, масс. %: TiO₂ 83,15, Sb₂O₅ 11,69, Cr₂O₃ 8,02, WO₃ 1,14, FeO_{общ} 0,15, сумма 104,15; состав внешней зоны, масс. %: TiO₂ 95,86, Sb₂O₅ 2,00, Cr₂O₃ 4,68, WO₃ 0,88, FeO_{общ} 0,14, сумма 103,56. Эти данные показывают, что центральная часть кристалла обогащена Sb и Cr, а краевая обеднена этими компонентами. Возможная схема изоморфизма 2Ti⁴⁺ \rightleftharpoons Cr³⁺ + Sb⁵⁺.

Хлорит слагает агрегаты мелких чешуек в прожилках и порах в магнезиальном глиноземистом хромите. В прожилках хлорит образует срастания с турмалином (рис. 4, г, д). В проходящем свете агрегаты бесцветные. По химическому составу хлорит относится к клинохлору. Содержание Fe в нем низкое и не превышает нескольких сотых а.ф. Клинохлор содержит Cr (0,29–0,33 а.ф.) и Ni (0,04–0,05 а.ф.) (табл. 3).

Мусковит слагает редкие длиной до 100 мкм мономинеральные прожилки в турмалине (рис. 4, е). По результатам электронно-зондового микроанализа (3 точки) химический состав минерала следующий, масс. %: SiO₂ 43,78–44,64, TiO₂ 0,19–0,47, Cr₂O₃ 5,48–5,86, V₂O₃, н.п.о.–0,06, Al₂O₃ 31,24–34,08, FeO 0,21–0,29, MgO 1,27–1,37, CaO н.п.о.–0,06, K₂O 8,62–9,60, Na₂O 1,46–1,52, H₂O_{расч} 4,38–4,51, сумма 98,02–101,07; формула в расчет на 22 отрицательных заряда: (K_{0,75–0,79}Na_{0,19–0,20})_{0,95–0,99}(Al_{1,56–1,61}Cr_{0,29–0,32}Mg_{0,13–0,14}Ti_{0,01–0,02}Fe_{0,01–0,02}V_{0–0,003})_{1,72–1,78}[Si_{2,95–3,04}Al_{0,66–1,05}O₁₀](ОН)₂. Как видно, мусковит обогащен Na и Cr.

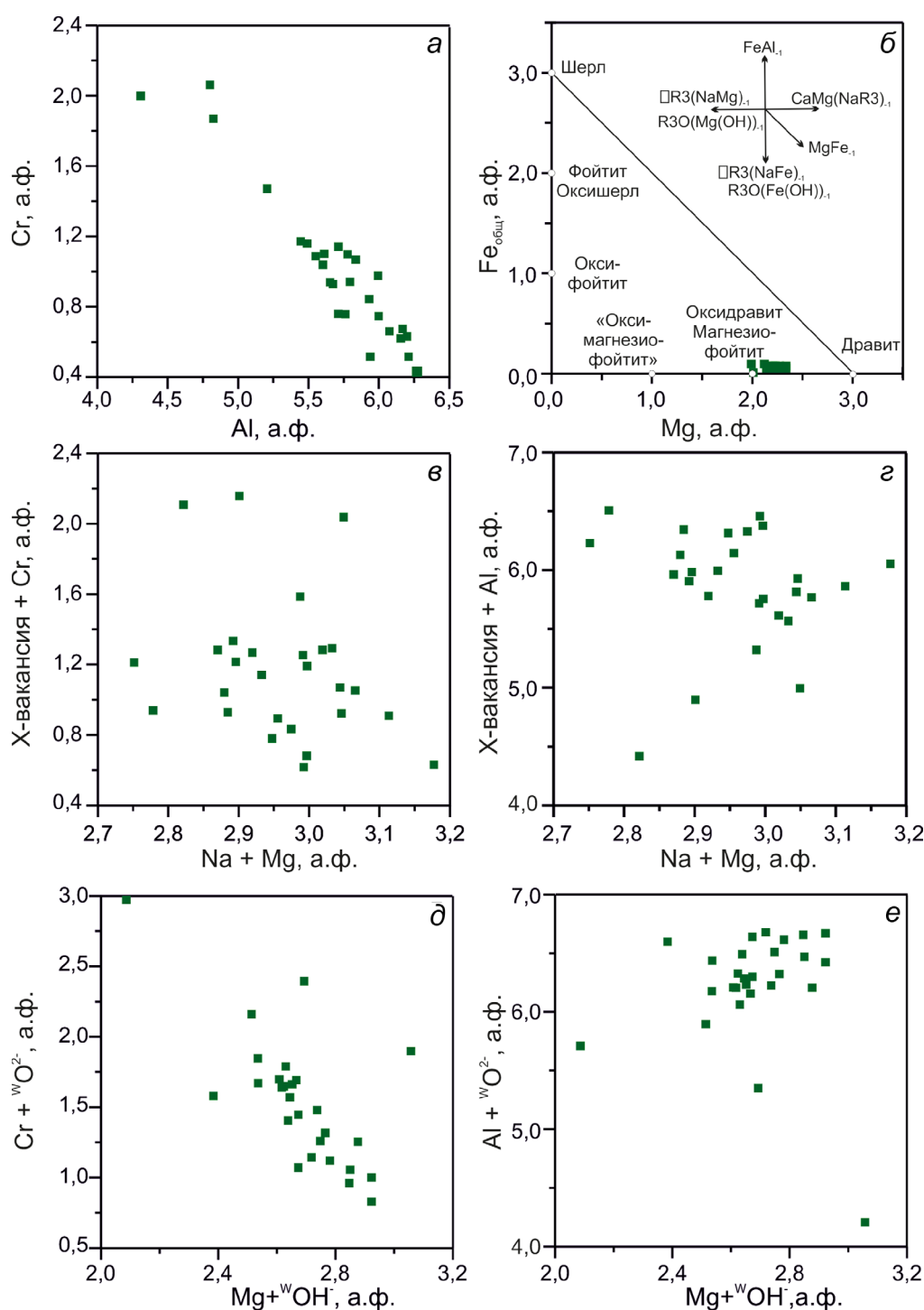


Рис. 8. Соотношения компонентов в составе турмалина из хромитов Каменноозерского проявления: а — Al и Cr; б — Mg и Fe_{общ}; в — Na + Mg и X-вакансия + Cr; г — Na + Mg и X-вакансия + Al; д — Mg + ^WOH⁻ и Cr + ^WO²⁻; е — Mg + ^WOH⁻ и Al + ^WO²⁻. R3 = Al, Cr

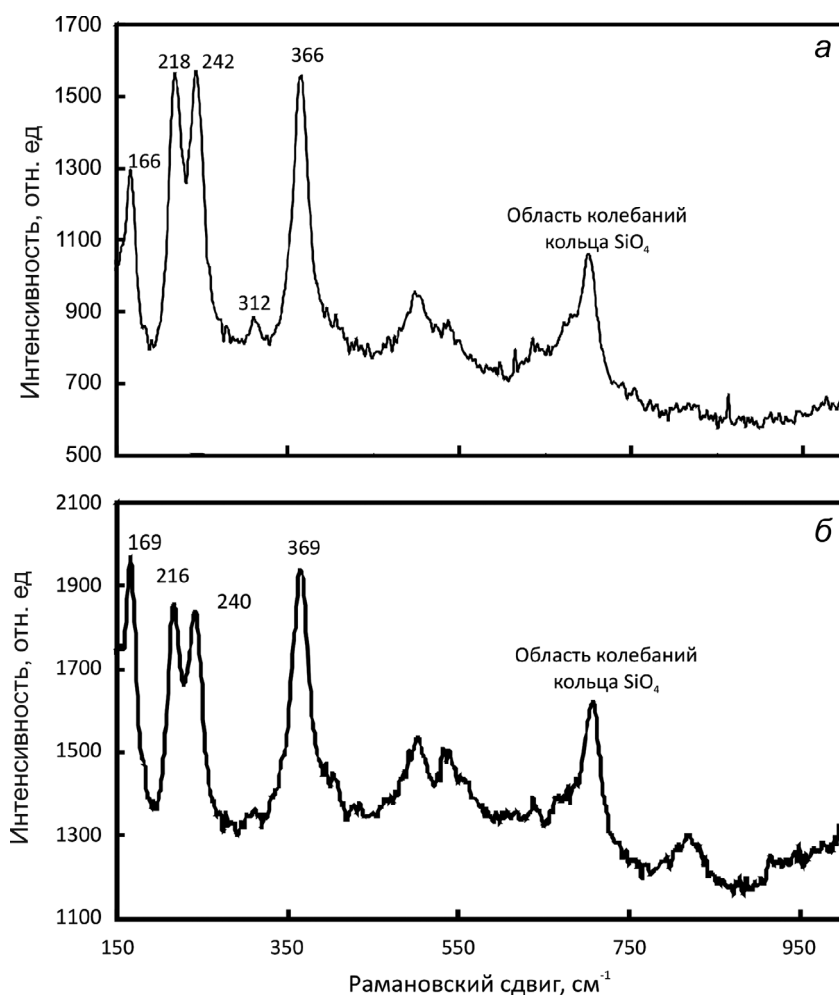
Кроме перечисленных выше минералов в глиноземистом магнезиальном хромите выявлены мелкие выделения следующего состава, масс. %: TiO₂ 0,21–0,32, Cr₂O₃ 51,16–51,25, V₂O₃ 0,12–0,14, Al₂O₃ 33,58–33,60, NiO н.п.о–0,15, FeO_{общ} 0,50–0,66, сумма 85,66–86,03, который удовлетворительно пересчитывается на формулу (Cr_{0,499–0,502}Al_{0,488–0,490}Fe³⁺_{0,003–0,005}Ti_{0,002–0,003}Fe²⁺_{0,002–0,001}Ni_{0–0,001})O(OH) и с учетом преобладания Cr формально удовлетворяет бресуэлиту или гримальдиту или гвианиту.

Приведенные сведения позволяют наметить последовательность образования изученных минералов: алюмомагнезиохромит → магнезиальный

глиноземистый хромит → хромистые бедные Fe клинохлор и оксидравит + Cr-Sb-W-содержащий рутил + магнетит → хромистый дравит обогащенный Fe³⁺ + оксид Fe (гематит или магнетит) + хромистый Na-содержащий мусковит → бресуэллит или гримальдит или гвианит + барит. Объединение минералов в последнюю ассоциацию является предположительным, поскольку они явно более поздние, чем предыдущие, но соотношения между ними не ясны.

Спектроскопия комбинационного рассеяния света. Получены несколько КРС спектров турмалина из двух образцов в частотном диапазоне 100–1500 см⁻¹, несущем информацию о заполнении

Рис. 9. Рамановские спектры турмалина из хромититов Каменноозерского проявления: *a* — образец CRT, *б* — образец CHR



позиции Y железом и магнием. Представительные спектры показаны на рис. 9.

В спектрах обоих образцов полоса при $\sim 366 \pm 3 \text{ см}^{-1}$ проявлена интенсивно; она характерна для турмалинов, где Al доминирует в ZO_6 -октаэдрах. Диапазон $\sim 650\text{--}720 \text{ см}^{-1}$ связан с колебаниями кольца SiO_4 -тетраэдров; он содержит максимально проявленную полосу $\sim 701 \pm 5 \text{ см}^{-1}$, а также серию слабых полос, образующих пологое плечо со стороны более низких частот. Четкий разрешенный дублет $\sim 217 \pm 3$ и $\sim 242 \pm 3 \text{ см}^{-1}$ характеризует турмалины с преобладанием Mg, в то время как для минералов с преобладанием Fe свойственен не дублет, а одна полоса.

В спектре, снятом в краевой части одного из кристаллов образца CRT, присутствует полоса при $\sim 312 \pm 3 \text{ см}^{-1}$ (рис. 9, б), которая, согласно работе [Watenphul, 2016], приписывается деформационным колебаниям Y-O-Z и чувствительна к содержанию Fe^{3+} в Y-полиэдре. В спектрах других кристаллов этой полосы нет и они идентичны спектрам кристаллов в обр. CHR (рис. 9, а). В спектрах кристаллов обр. CHR полоса в этой области не проявлена.

Мы полагаем, что с учетом химического состава разница в интенсивности полосы в области 312 см^{-1} связана с тем, что в случае образца CRT спектр был снят в краевой части кристалла, отвечающей

турмалину 2, обогащенному Fe, в то время как спектр кристалла из образца CHR отвечает турмалину 1.

Обсуждение. Сведения, приведенные в настоящей статье, показывают, что хромовые турмалины метаморфизованных осадочных пород обогащены V и содержат F, а турмалины метаморфизованных ультраосновных пород не содержат эти элементы. Обогащенные хромом турмалины апогипербазитовых метасоматитов различной формационной принадлежности могут содержать существенные количества Ni и F.

Турмалины метасоматически измененных хромититов Мариинского месторождения и изумрудноносных апогипербазитовых метасоматитов месторождений долины р. Свот в Пакистане похожи на дравит и оксидравит Каменноозерского проявления по содержанию Cr (0,10–3,30 и 0,50–1,48 соответственно), Ni (до 0,05 и до 0,10 а.ф.) и Fe (до 0,03 и 0,52 а.ф.) [Baksheev, 2018; Arif, 2010, 2011]. Однако, турмалины Мариинского обогащены F (до 0,77 а.ф.) и Ca (до 0,21 а.ф.) [Baksheev, 2018]; в цитируемых публикациях по турмалинам из месторождений Пакистана данных о содержании фтора нет, а максимальное содержание Ca составляет 0,08 а.ф. [Arif, 2011].

Коэффициенты корреляции между Cr и Al, парами элементов Na + Mg -- X-вакансия + Cr, Na

+ Mg -- X-вакансия + Al, Cr + ^WO -- Mg + ^WOH и Al + ^WO -- Mg + ^WOH в турмалине из линз хромитов Мариинского месторождения, рассчитанные по данным из работы [Baksheev et al., 2018] составляют -0,99, -0,95, 0,90, -0,87, 0,75 соответственно, что указывает на замещения $\text{Cr} \rightleftharpoons \text{Al}$, $\text{X} \rightleftharpoons \text{Cr} \rightleftharpoons \text{Na} + \text{Mg}$, $\text{Cr} + ^W\text{O} \rightleftharpoons \text{Mg} + \text{OH}$. При этом, по-видимому, замещение $\text{X} \rightleftharpoons \text{Cr} \rightleftharpoons \text{Na} + \text{Mg}$ преобладает, в то время как в турмалине Каменноозерского проявления оно отсутствует.

По результатам Мёссбауэровской спектроскопии отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ в турмалине из других ассоциаций Мариинского месторождения варьирует от 4 до 11% (наши неопубликованные данные). Поэтому можно ожидать такие же низкие значения и в случае хромистого турмалина. Низкое отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ дает основание полагать, что турмалины Мариинского месторождения формировались в слабоокислительных условиях.

Коэффициенты корреляции между Cr и Al, парами элементов Na + Mg -- X-вакансия + Cr, Na + Mg -- X-вакансия + Al, Cr + ^WO -- Mg + ^WOH и Al + ^WO -- Mg + ^WOH в турмалине из месторождений долины р. Свот, рассчитанные по данным из работы [Arif, 2010, 2011] составляют -0,85, -0,16, -0,43, -0,79, -0,48 соответственно. Все коэффициенты, кроме второго, значимые. Они указывают на замещения $\text{Cr} \rightleftharpoons \text{Al}$, Na + Mg -- X-вакансия + Al, Cr + $^W\text{O} \rightleftharpoons \text{Mg} + ^W\text{OH}$ и Al + $^W\text{O} \rightleftharpoons \text{Mg} + ^W\text{OH}$. Однако, поскольку третий и четвертый коэффициенты свидетельствуют о слабой корреляции, то можно говорить о преобладании замещений $\text{Cr} \rightleftharpoons \text{Al}$ и $\text{Cr} + ^W\text{O} \rightleftharpoons \text{Mg} + ^W\text{OH}$, что идентично турмалину Каменноозерского проявления. Данных о соотношении $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ в турмалинах месторождений долины р. Свот нет.

По сравнению с дравитом и окси-дравитом Каменноозерского проявления, турмалины из гематит-талк-магнезитовых метасоматитов карьера Старая Линза Шабровского месторождения тальк-магнезитового камня, кварц + турмалиновых (\pm никелистый тальк \pm хромистый мусковит) жил среди гематит-талк-магнезитовых пород Березовского золоторудного месторождения и тальк-карбонатных пород Карабашского массива характеризуются большим содержанием железа, а содержание хрома в них варьирует от нескольких десятых до 1,56 а.ф. [Бакшеев, 2012; Спиридонов, 2002; Baksheev, 2004]. Большая концентрация железа приводит к большему количеству схем замещения в турмалине, по сравнению с турмалинами, где концентрация этого элемента низкая. Возможные схемы замещений в турмалинах Шабровского и Березовского месторождений обсуждаются в работах [Бакшеев, 2012; Baksheev, 2004].

На диаграмме в координатах избыточный заряд — $\text{Fe}_{\text{общ}} + \text{Mg} + \text{X-вак}$ (рис. 10) составы турмалинов из этих объектов находятся как выше, так и ниже точки дравита. Последнее указывает на замещение $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Al}$ в минерале. Присутствие Fe^{3+} подтверж-

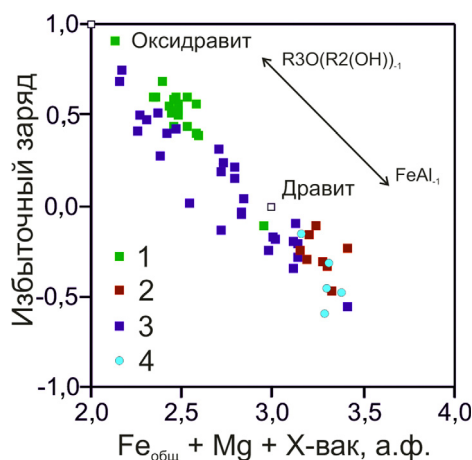


Рис. 10. Соотношение $\text{Fe}_{\text{общ}} + \text{Mg} + \text{X-вакансия}$ и величины избыточного заряда (58-суммарный заряд всех катионов) в обогащенных хромом турмалинах из проявлений различной формационной принадлежности. 1 — Каменноозерское проявление, Средний Урал; 2 — Карьер Старая Линза, Шабровское месторождение тальк-магнезитового камня Средний Урал [наши данные]; 3 — Березовское золоторудное месторождение [Baksheev, Kudryavtseva, 2004]; 4 — Карабашский массив, Южный Урал [Спиридонов, Плетнев, 2002]

дается данными расчетов и прямыми определениями с помощью Мёссбауэровской спектроскопии. Так согласно расчетам по балансу зарядов, отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ в турмалине гематит-талк-магнезитовых пород варьирует от 0,12 до 0,56; в турмалинах других ассоциаций Шабровского месторождения эта величина согласно результатам Мёссбауэровской спектроскопии варьирует от 0,32 до 0,55 [Бакшеев, 2012]. По данным Мёссбауэровской спектроскопии отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ в турмалине в гидротермальных кварцевых жилах среди гематит-талк-магнезитовых метасоматитов Березовского золоторудного месторождения составляет 0,53 [Baksheev, 2004]. Рассчитанное нами по балансу зарядов отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ в турмалине Карабашского массива 0,14–0,72. Таким образом, данные Мёссбауэровской спектроскопии и расчетные данные предполагают, что турмалины Шабровского и Березовского месторождений и Карабашского массива формировались в окислительных условиях. Авторы цитируемых работ отнесли их к пропилитовой формации.

Сведения, приведенные во Введении, показывают, что рутил, обогащенный сурьмой, формируется при высоком окислительном потенциале и приурочен к различным геологическим формациям. Во всех упомянутых случаях наряду с сурьмой рутил обогащен трехвалентным железом или ванадием. В работе [Сандалов, 2020] описан богатый сурьмой рутил (до 14,4 масс.% Sb_2O_3) из фумаролы Арсенатная вулкана Толбачик на Камчатке. Этот рутил содержит до 1,5 масс.% Cr_2O_3 . Более высокого содержания хрома в рутиле при высоком содержании сурьмы в литературе найти не удалось. Поэтому наша находка рутила, одновременно обогащенного Cr и Sb, вероятно является первой и позволяет пред-

положить существование природного хромистого аналога трипугиита.

Химический состав турмалина и рутила, а также ассоциирующие с ними минералы, позволяют судить об остановке формирования прожилков в хромититах. Отсутствие фтора в составе дравита и оксидравита указывает на низкую активность этого элемента во флюиде и не позволяет отнести изученный турмалин к грейзеновой (цвиттеровой) формации, к которой принадлежат турмалины Мариинского месторождения. Малое количество имеющегося материала и тесные сростания с другими минералами не позволили провести Мёссбауровские исследования турмалина Каменноозерского проявления. Вместе с тем высокое содержание Sb в рутиле, ассоциирующий магнетит и наличие Fe^{3+} в турмалине второго зарождения предполагают окислительные условия формирования минеральной ассоциации прожилков. Определить формационную принадлежность ассоциации пока сложно.

Выводы. Метаморфизм фации зеленых сланцев обусловил преобразование алюмомагнезохромита в глиноземистый магнезиальный хромит. Затем последовало брекчирование хромитов и трещины были залечены агрегатом гидротермальных никельсодержащих хромистых дравита и оксидравита, Cr-Sb-W-

содержащего рутила и Cr-Ni-содержащего клинохлора. Наличие сурьмы в составе рутила указывает на окислительные условия формирования минерала и, следовательно, всей минеральной ассоциации. Находка рутила, в котором сочетаются высокие содержания Cr и Sb, по-видимому, является первой и свидетельствует о возможном существовании хромистого аналога трипугиита. При последовавшем новом не столь интенсивном растрескивании образовались трещины, которые были заполнены оксидом железа и хромистым натрийсодержащим мусковитом. В результате низкотемпературного процесса (возможно цеолитовая фация метаморфизма, воздействие низкотемпературных гидротермальных растворов) кристаллизуются бресуэлит (гримальдит, гвианаит) и барит.

Финансирование. Сотрудники ИГГ УрО РАН выполняли исследования в рамках гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00027).

Благодарности. Мы благодарны профессору Э.М. Спиридонову (МГУ) и главному научному сотруднику И.В. Пекову (МГУ) за полезное обсуждение материалов рукописи, а также главному научному сотруднику К.С. Иванову (ИГГ УрО РАН) и доценту В.В. Смоленскому (Санкт-Петербургский горный университет) за ценные замечания и рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакшеев И.А., Сазонов В.Н., Устинов В.И. и др. Генезис Шабровского месторождения талькового камня (Средний Урал), по данным изучения минералогии, флюидных включений и стабильных изотопов // Уральская минералогическая школа-2006. Сборник статей. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. С. 14–32.
2. Бакшеев И.А., Ерохин Ю.В., Вигасина М.Ф., Брызгалов И.А. Турмалин из пород пропилитовой формации (Шабровское месторождение, Средний Урал) // Записки РМО. 2012. Ч. 141. № 3. С. 68–83.
3. Варламов Д.А., Ермолаева В.Н., Янчев С., Чуканов Н.В. Минералы надгруппы пироклора из несulfидной эндогенной ассоциации Pb–Zn–Sb–As минералов в Пелагонийском массиве, Македония // Зап. РМО. 2017. № 4. С. 65–78.
4. Вахромеев С.А., Зимин И.А., Кожевников К.Е. и др. Уральские месторождения хромита // Труды ВИМС. 1936. Вып. 85. 240 с.
5. Ерохин Ю.В., Прибавкин С.В., Кабалина М.А. Сульфидное оруденение доломитовых мраморов Шабровского месторождения тальк-магнезитового камня // Вестник Уральского отделения РМО. 2002. № 1. С. 31–36.
6. Ерохин Ю.В., Прибавкин С.В., Иванов К.С., Калеганов Б.А. О возрасте метасоматитов Шабровского месторождения тальк-магнезитового камня, Средний Урал // Материалы научной конференции «IX чтения А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 171–172.
7. Коренбаум С.А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 279 с.
8. Краснобаев А.А., Пужаков Б.А., Петров В.И., Бушарина С.В. Цирконология метаморфитов Кыштымской-Аракульской толщ Сысертско-Ильменогорского комплекса // Труды ИГГ УрО РАН. 2009. Т. 156. С. 264–268.
9. Огородников В.Н., Сазонов В.П., Поленов Ю.А., Григорьев В.В. Шабровский рудный район (Средний Урал). Геологическая позиция, продуктивные вещественные комплексы, оруденение. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2000. 80 с.
10. Паутов Л.А., Попов М.П., Ерохин Ю.В. и др. Мариинскит BeCr_2O_4 — новый минерал, хромовый аналог хризоберилла // Записки РМО. 2012. Ч. 141, вып. 6. С. 43–62.
11. Перевозчиков Б.В., Булыкин Л.Д., Попов И.И. и др. Реестр хромитопроявлений в альпинотипных ультрабазах Урала. Пермь: КамНИИКИГС, 2000. 474 с.
12. Пономарев В.С., Хиллер В.В., Ерохин Ю.В. Th-U-Pb-датирование монацита из метаморфических пород иткульской свиты Сысертского комплекса (Средний Урал) // Вестн. Санкт-Петербург. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2019. Т. 64, № 2. С. 315–327.
13. Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. Возраст поздних орогенных гранитоидов Урала по данным U-Pb-изотопии цирконов (на примере Шарташского и Шабровского массивов) // Доклады РАН. 2011. Т. 438, № 3. С. 369–373.
14. Резницкий Л.З., Скляр Е.В., Суворова Л.Ф. и др. V–Cr–Nb–W-содержащий рутил из метаморфических пород Слюдянского комплекса (Южное Прибайкалье) // Зап. РМО. 2016. № 4. С. 60–79.
15. Румянцева Е.В. Хромдравит — новый минерал из Карелии // Записки РМО. 1983. № 2. С. 222–226.
16. Сандалов Ф.Д., Пеков И.В., Кошлякова Н.Н. и др. Богатый халькофильными элементами (Sb, Sn, Te) рутил и высокотитанистые разновидности трипугиита и касситерита из возгонов активных фумарол вулкана Толбачик (Камчатка, Россия) // Зап. РМО. 2020. № 2. С. 22–41.
17. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о «золото-роддингитовой формации»). М.: Научный мир, 2002. 220 с.

18. Филимонов С.В. Блеклые руды тальк-карбонатных метасоматитов пропилитовой формации Шабровского месторождения (Средний Урал) // Уральский геологический журнал. 2002. № 4 (28). С. 145–149.
19. Уральский Б.П. Шабровское месторождение талько-магнезитового камня. Труды Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья. Вып. 129. М.; Л.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 75 с.
20. Arif M., Henry D.J., Moon C.J. Cr-bearing tourmaline associated with emerald deposits from Swat, NW Pakistan: genesis and its exploration significance // Amer. Mineral. 2010. Vol. 5. P. 799–809.
21. Arif M., Henry D.J., Moon C.J. Host rock characteristics and source of chromium and beryllium for emerald mineralization in the ophiolitic rocks of the Indus Suture Zone in Swat, NW Pakistan // Ore Geol. Rev. 2011. Vol. 39. P. 1–20.
22. Baksheev I.A., Kudryavtseva O.E. Nickeloan tourmaline from the Berezovskoe gold deposit, Middle Urals, Russia // Canad. Mineral. 2004. Vol. 42. P. 1065–1078.
23. Baksheev I.A., Trumbull R.B., Popov M.P. et al. Chemical and boron isotopic composition of tourmaline from the Mariinsky emerald deposit, Central Urals, Russia // Mineral. Deposita. 2018. Vol. 53. P. 565–583.
24. Bosi F., Reznitskii L., Skogby H. Oxy-chromium-dra-vite, $\text{NaCr}_3(\text{Cr}_4\text{Mg}_2)(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{O}$, a new mineral species of the tourmaline supergroup // Amer. Mineral. 2012. Vol. 97. P. 2024–2030.
25. Cossa A., Arzruni A. Chromturmalin aus den Chromeisenlagern des Ural // Zeitschrift für Kristallographie und Mineralogie. 1883. Vol. 7. P. 1–16.
26. Dannenberg S.G., Di Paolo D., Ehlers A.M. et al. Atomic arrangement of Cr-rich Tourmaline from the #1 Mine, Balmat, St. Lawrence County, New York, USA // Minerals. 2019. Vol. 9. Article 398.
27. Ehtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Yu.L. et al. The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 229–251.
28. Grapes R., Palmer K. (Ruby-sapphire)-chromian mica-tourmaline rocks from Westland, New Zealand // J. Petrol. 1996. Vol. 37. P. 293–315.
29. Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C. et al. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals // Amer. Mineral. 2011. Vol. 96. P. 895–913.
30. Peltola E., Vuorelainen Y., Häkli T.A. A chromian tourmaline from Outokumpu, Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 1968. Vol. 40. P. 35–38.
31. Reznitskii L., Clark C.M., Hawthorne F.C. et al. Chromo-alumino-povondraite, $\text{NaCr}_3(\text{Al}_4\text{Mg}_2)(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{O}$, a new mineral species of the tourmaline supergroup // Amer. Mineral. 2014. Vol. 99. P. 1767–1773.
32. Urban A.J., Hoskins B.F., Grey I.E. Characteristics of V-Sb-W rutile from the gold deposit Hemlo, Ontario // Canad. Mineral. 1992. Vol. 30. P. 319–326.

Статья поступила в редакцию 07.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.07.2023

УДК 556.3.04; 556.3.07

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-77-87

МОДЕЛЬНАЯ ВЕРИФИКАЦИЯ ДАННЫХ МОНИТОРИНГА УРОВНЕЙ ГРУНТОВЫХ ВОД

Елена Владимировна Кононченко^{1✉}, Александр Борисович Петраш²,
Сергей Олегович Гриневский³

¹ ФГБУ «Гидроспецгеология», Москва, Россия; lena.konon@mail.ru✉

² ФГБУ «Гидроспецгеология», Москва, Россия; A.B.Petrash@yandex.ru

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

Аннотация. Рассмотрен пример нестандартного использования математического моделирования, когда данные режима уровней грунтовых вод выступают в качестве объекта верификации. Для рассматриваемой площадки предприятия, где размещены источники загрязнения грунтовых вод, разработан комплекс моделей, описывающих процессы трансформации осадков на поверхности земли, влагопереноса в зоне аэрации и геофильтрации. На основе модельных расчетов обоснована корреляция между натурными значениями амплитуды сезонных колебаний уровней и годовой инфильтрацией, а также выявлены некорректные данные мониторинга.

Ключевые слова: математическое моделирование, зона аэрации, режим уровней подземных вод, инфильтрационное питание подземных вод

Для цитирования: Кононченко Е.В., Петраш А.Б., Гриневский С.О. Модельная верификация данных мониторинга уровней грунтовых вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 77–87.

MODEL VERIFICATION OF GROUNDWATER TABLE MONITORING DATA

Elena V. Kononchenko^{1✉}, Aleksandr B. Petrash², Sergey O. Grinevskiy³

¹ «Hydrospeztzgeologiya», Moscow, Russia; lena.konon@mail.ru✉

² «Hydrospeztzgeologiya», Moscow, Russia; A.B.Petrash@yandex.ru

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

Abstract. An example of unconventional modelling using when groundwater table regime data is considered as a verification object has been presented in the article. A models set has been developed for the site where sources of pollution are situated. The models set describes such processes as precipitation transformation on the earth surface, unsaturated flow in vadose zone and groundwater flow. Based on modelling results correlation between seasonal variation amplitudes of groundwater levels measured at monitoring wells and annual groundwater recharge has been proved, inconsistent monitoring data have been revealed.

Key words: mathematical modelling, vadose zone, groundwater table regime, groundwater recharge

For citation: Kononchenko E.V., Petrash A.B., Grinevskiy S.O. Model verification of groundwater table monitoring data. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 3: 77–87. (In Russ.).

Введение. Математическое моделирование в настоящее время широко используется для решения различных задач, связанных с проведением гидродинамических расчетов и оценкой воздействия источников загрязнения на подземные воды. Разработка математических моделей геофильтрации и миграции загрязнения в подземных водах требует сбора и анализа разнородных фактических данных о природно-техногенных условиях изучаемой территории. Особое место среди них занимают результаты мониторинга состояния подземных вод, к которым относятся режим уровней, показатели радиохимического и химического состава и др. Указанные данные используются в качестве основы при разработке и калибровке моделей, с ними сравниваются модель-

ные уровни и концентрация отдельных компонентов [Веселов и др., 2004].

В связи с этим актуальность приобретает верификация самих исходных данных, как на этапе их комплексного анализа, так и в процессе создания математических моделей. Проверка данных позволяет отделить те, которые можно использовать в качестве опорных при моделировании, от сомнительных, которые в дальнейшем либо отсеиваются, либо используются как вспомогательные, с более низкой достоверностью.

В работе в качестве данных для верификации нами выбраны режимные наблюдения за уровнями грунтовых вод (УГВ) в сети скважин на площадке предприятия, где размещены объекты — потен-

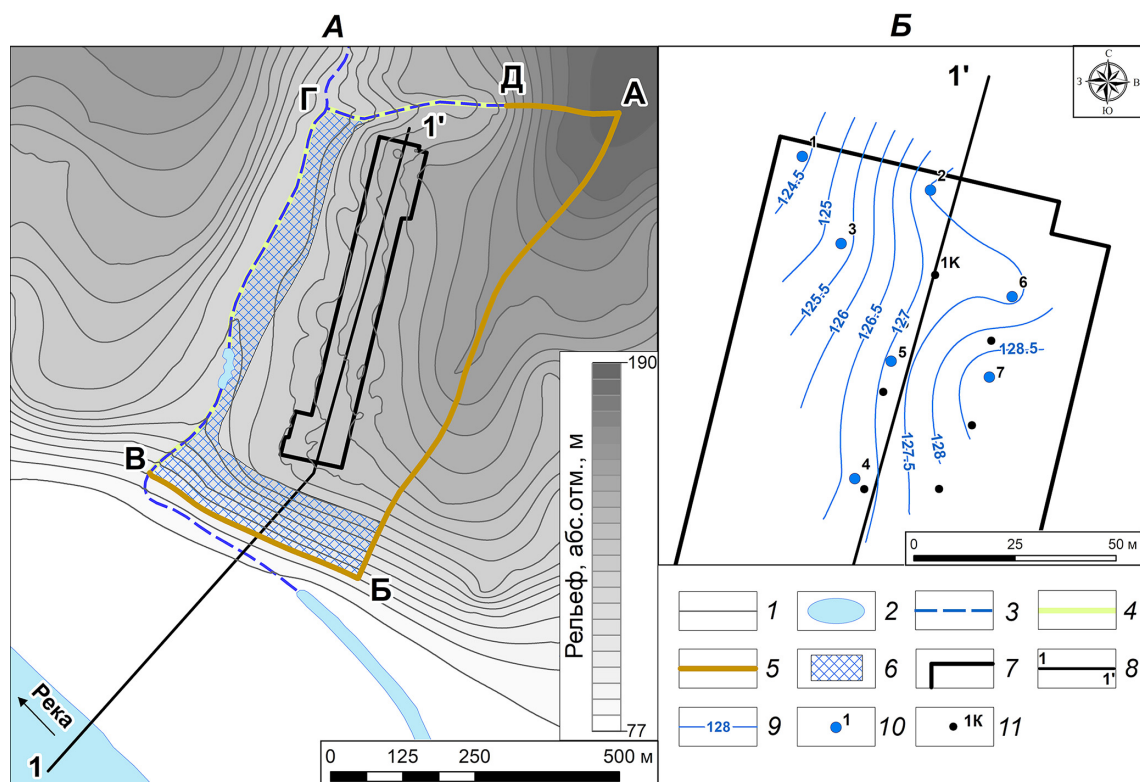


Рис. 1. Схема расположения площадки предприятия (А) и карта гидроизогипс грунтового водоносного горизонта уфимских отложений (осредненные данные за 2010–2012 гг.) (Б): 1 — изолинии рельефа с шагом 5 м; 2 — водоемы и площадные водотоки; 3 — временные водотоки; 4–5 — границы области моделирования: 4 — внешние граничные условия III рода по контурам ВГ и ГД (временные водотоки); 5 — внешние граничные условия II рода по контурам АБ, БВ и АД (непроницаемые границы); 6 — предполагаемая зона разгрузки потока грунтовых вод в виде рассредоточенных высачиваний и родников, граничное условие III рода; 7 — границы площадки; 8 — линия гидрогеологического разреза; 9 — гидроизогипсы с шагом 0,5 м; 10–11 — скважины и их номер: 10 — наблюдательные, 11 — инженерно-геологические

циальные источники радиоактивного загрязнения грунтовых вод. Эти объекты относятся к категории приповерхностных источников загрязнения, поскольку они расположены на поверхности земли или заглублены на несколько метров ниже рельефа.

Основная цель работы — обоснование достоверности данных режима УГВ. Для этого использованы специально разработанные математические модели трансформации осадков на поверхности земли, влагопереноса в зоне аэрации (ЗА) и геофильтрации. Дополнительно проведена модельная оценка параметров, необходимых для дальнейших расчетов миграции загрязнения.

Геологическое строение и гидрогеологические условия изучаемой территории. Рассматриваемый район находится на юго-восточном склоне Восточно-Европейской платформы, где ее осадочный чехол разделен на две части гипсами и ангидритами кунгурского яруса нижней перми, которые служат региональным водоупором. Верхняя часть геологического разреза сложена карбонатно-терригенными отложениями уфимского яруса нижней перми, а также терригенными четвертичными отложениями (рис. 1; 2).

Площадка предприятия расположена на коренном берегу долины крупной реки. Уфимские отло-

жения, к которым приурочен горизонт грунтовых вод, представлены толщей глинистых пород с многочисленными прослоями выветрелых песчаников, трещиноватых известняков и мергелей мощностью до 1–1,5 м. Для уфимской толщи характерны неравномерная трещиноватость, частые фациальные замещения и невыдержанность прослоев по мощности и простиранию. Существенная гетерогенность пород обуславливает неоднородность их фильтрационно-емкостных свойств.

Материалы и методы исследований. Анализ режима уровней грунтовых вод по данным мониторинга. На изучаемой территории сеть мониторинга состояния грунтовых вод расположена в северной части площадки, где находятся потенциальные источники загрязнения. Мониторинг ведется с 2010 г. в 7-ми скважинах глубиной 20 м (рис. 1; 2). Замеры УГВ проводятся в среднем с частотой раз в месяц, во время половодья и паводков — раз в декаду или чаще. Режим УГВ за период наблюдений 2010–2019 гг. представлен на рис. 3, А и Б на примере двух скважин. Режим УГВ проанализирован для всех наблюдательных скважин. Весенний подъем уровней фиксируется с конца марта — середины апреля и длится до мая. Затем в целом наблюдается спад до следующей весны, на фоне которого осенью

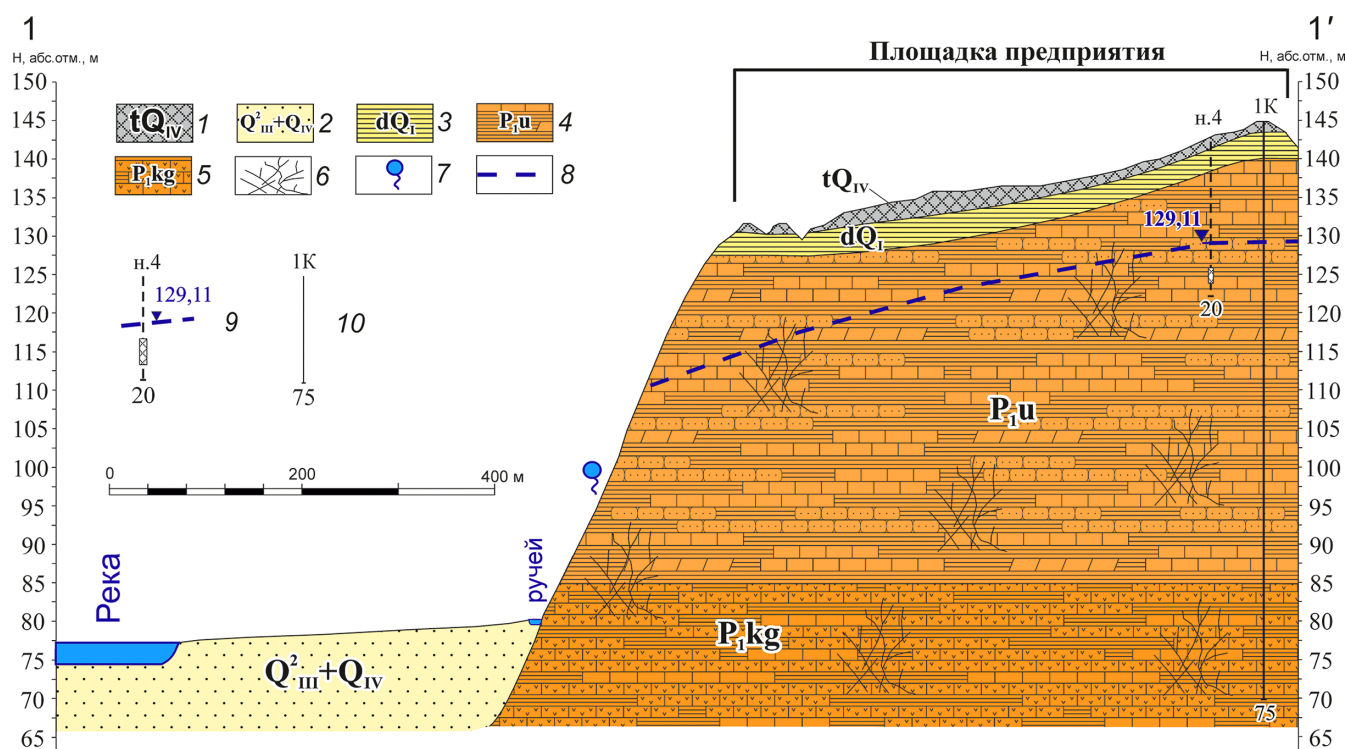


Рис. 2. Схематический гидрогеологический разрез по линии 1-1': 1 — техногенные отложения голоценового возраста; 2 — верхне-четвертичные и голоценовые отложения (пески, галечники, суглинки); 3 — нижнечетвертичные делювиальные отложения (глины, суглинки); 4-5 — отложения пермского возраста: 4 — уфимского яруса (глины, суглинки с прослоями песчаников, известняков, мергелей); 5 — кунгурского яруса (гипсы с прослоями глин и известняков); 6 — трещиноватые породы; 7 — нисходящий родник; 8 — УГВ; 9 — наблюдательная скважина, снесенная на разрез, с указанием положения фильтра, вверху — номер скважины; внизу — ее глубина, м; справа — абсолютная отметка УГВ, м; 10 — инженерно-геологическая скважина

периодически фиксируется временная стабилизация уровней, реже — их небольшой рост.

За время наблюдений амплитуды сезонных колебаний и среднегодовые уровни (СГУ) существенно менялись (рис. 3, А, Б). Первые три года (2010–2012) амплитуды были минимальны и составляли 1–2,5 м, а СГУ был практически одинаков. В следующие два года (2013–2014) произошел рост амплитуд до 2–4 м, а СГУ возросли на 0,5–1 м по сравнению с первым периодом. В течение 2015–2017 гг. амплитуды возросли до 3–6 м, а затем за период 2018–2019 гг. стали снижаться. При этом СГУ также выросли на 0,5–1 м с последующим снижением до прежних значений.

Между режимом УГВ и величиной годовых осадков намечается некоторая зависимость. В годы с количеством осадков ниже нормы (555 мм за период 2010–2019 гг.) СГУ и амплитуды колебаний были обычно меньше по сравнению с таковыми в годы, когда осадков было больше нормы (рис. 3, А, Б). Вследствие этого можно предполагать, что СГУ и амплитуды зависят от вариаций инфильтрационного питания (ИП) в течение периода наблюдений. Однако для выяснения вопроса о том, является ли ИП основным режимообразующим фактором, необходима его оценка с учетом внутригодовых и многолетних вариаций.

Помимо изменчивости ИП на режим УГВ, вероятно, влияли и другие факторы. Различия амплитуд

сезонных колебаний в скважинах могут быть в определенной мере обусловлены фильтрационно-емкостной неоднородностью водовмещающих пород. Так, например, ускорение подъема уровня и увеличение амплитуды колебаний будет происходить в случае, когда он достигнет зоны с меньшей гравитационной емкостью по сравнению с емкостью нижележащей зоны.

Необходимо отметить практически мгновенную реакцию уровней в скважинах на начало весеннего половодья при значительной мощности ЗА (13–18 м). Указанная закономерность может быть связана с тем, что в условиях, близких к полному насыщению, при наличии макропор и неравномерной трещиноватости пород происходит ускорение влагопереноса в ЗА. Кроме того, быстрому весеннему повышению уровней, вероятно, способствует конструкция скважин, затрубное пространство которых по всей длине заполнено гравием. В результате в него может поступать вода из систем трещин и макропор ЗА, что дополнительно увеличивает амплитуду колебаний.

На изменение УГВ в скважинах могут влиять и факторы искусственного происхождения, такие, как техногенные источники питания подземных вод, однако по имеющимся данным в северной части площадки предприятия таковые отсутствуют.

При анализе режима УГВ обращает на себя внимание их скачок, пришедшийся на рубеж 2014–

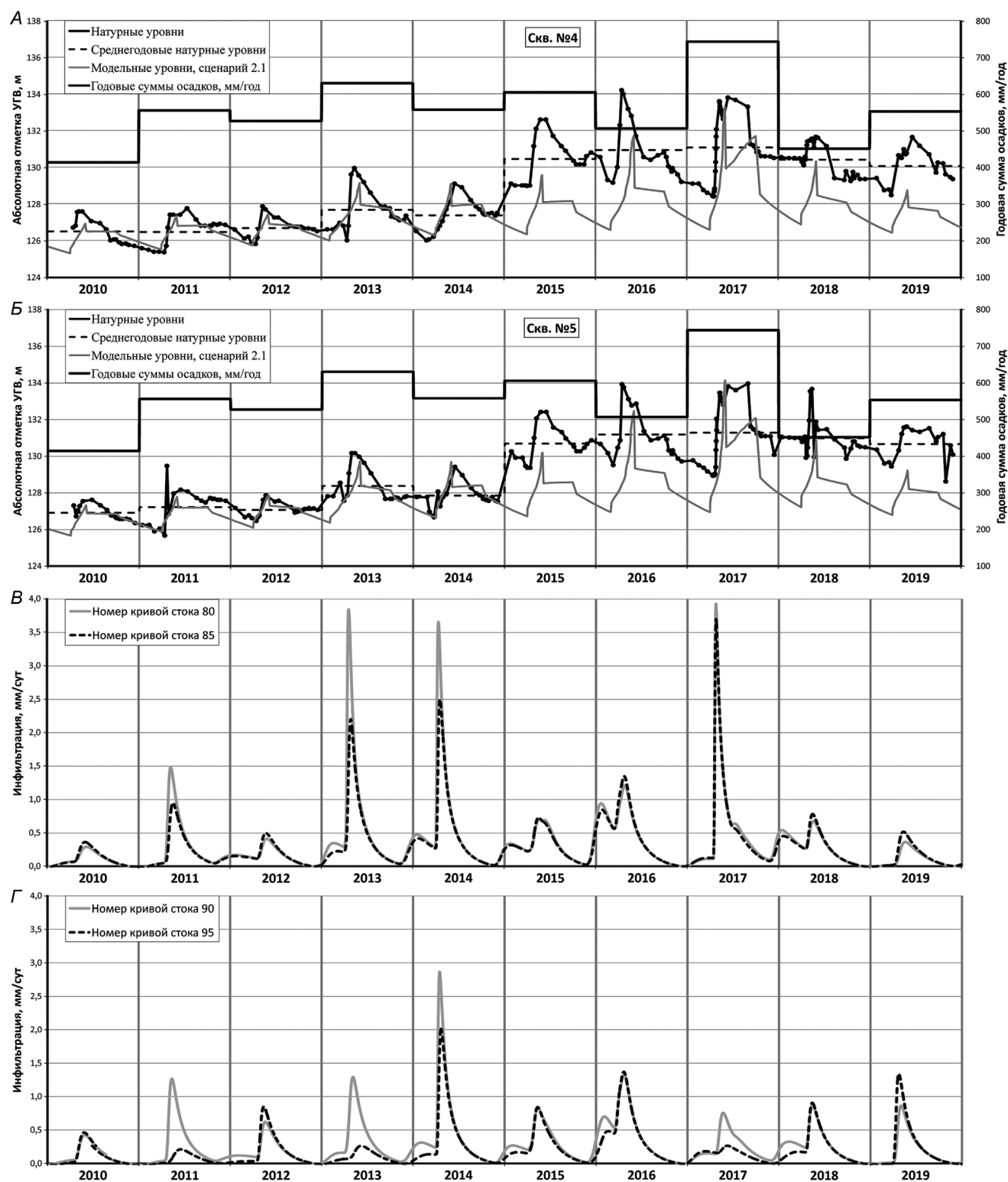


Рис. 3. Графики сопоставления модельных и натуральных УГВ по наблюдательным скважинам 4 и 5 (А и Б) и изменения модельной инфильтрации на основе моделей водного баланса на поверхности земли и в зоне аэрации (В и Г) за период режимных наблюдений

2015 г. Разница между уровнями в конце 2014 г. и начале 2015 г. составляет 1,5–2,75 м в зависимости от скважины. Характерно, что после скачка уровней во всех скважинах далее фиксировалось обычное для зимней межени стабильное их положение (скв. 4), либо спад (скв. 5) вплоть до весеннего подъема. Анализ температуры воздуха по данным ближайшей метеостанции г. Уфа, расположенной в 20 км от

площадки предприятия (рис. 4), показал отсутствие положительных температурных аномалий, которые могли бы вызвать активное таяние снега и увеличение ИП в зимнюю межень 2014–2015 гг. В связи с этим причина скачка уровней вместе с ростом амплитуд сезонных колебаний, начиная с 2013 г., возможно, заключается в технической неисправности скважин, обусловленной разгерметизацией устьев

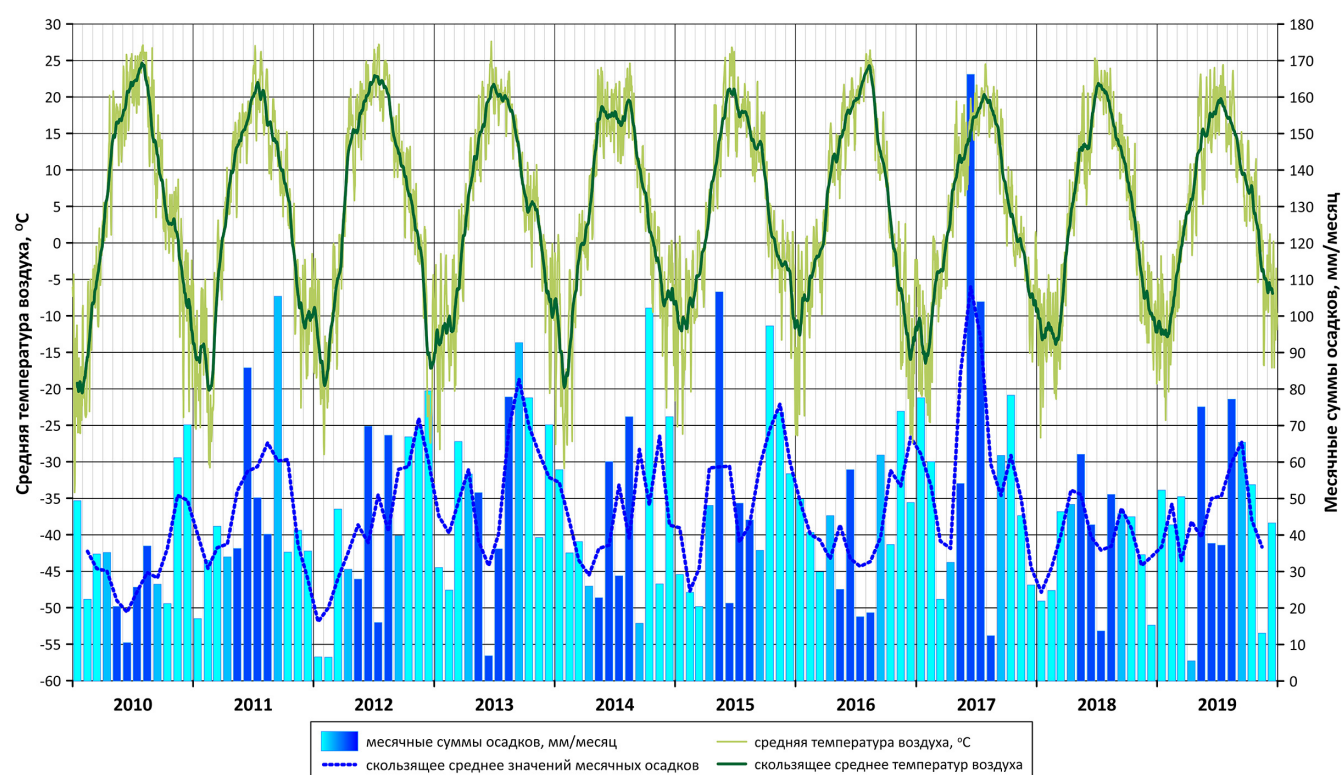


Рис. 4. Графики изменения средних температур воздуха и месячных сумм осадков по метеостанции г. Уфа за период режимных наблюдений. Месячные суммы осадков с октября по март (осадки в виде снега) показаны голубым, с мая по август (осадки в виде дождя) — темно-синим, сентябрь и апрель (переходный период) — светло-синим; для средних скользящих осреднение проведено по 3-м (для месячных сумм осадков) и 29-ти (для температур воздуха) значениям

и поступлением воды с поверхности по затрубному пространству. Также нельзя исключать некорректность данных об УГВ, связанную с ошибками при измерениях и/или обработке.

Таким образом, комплексный анализ фактического материала показал, что особенности режима УГВ, фиксируемого наблюдательными скважинами, могут быть обусловлены несколькими различными факторами, к основному из которых, предположительно, относятся вариации естественного ИП.

Оценка инфильтрационного питания на основе моделей водного баланса на поверхности земли и в зоне аэрации. Для определения степени влияния ИП на режим УГВ разработаны модели водного баланса на поверхности земли и в ЗА, с помощью которых оценено среднемноголетнее ИП, а также его сезонные и годовые вариации за период режимных наблюдений.

Оценка *среднемноголетнего ИП* состояла из двух этапов. На первом этапе проведено моделирование трансформации осадков на поверхности земли в программе SurfBal [Гриневский, 2017] с учетом их задержки растительностью, накопления в виде снега и снеготаяния, испарения с поверхности растительности и снега, промерзания и оттаивания почвы, стокообразования. В качестве исходных данных использованы метеоданные с суточным разрешением по ближайшей метеостанции за период 1970–2019 гг. (осадки, минимальная, максимальная и средняя

температуры воздуха, относительная влажность воздуха, средняя скорость ветра).

Поверхностный сток (ПС) в период положительных температур рассчитан с использованием метода нумерованных кривых стока [USDA, 1985], который основан на обобщении результатов многочисленных эмпирических наблюдений на малых водосборах и связывает осадки и ПС с учетом состава почв и ландшафтных условий. В зимний период ПС определен, исходя из проницаемости и впитывающей способности мерзлой почвы. В соответствии с преимущественно полевым типом ландшафта территории, травянистым растительным покровом и суглинистым составом почв номер кривой поверхностного стока (НКПС) варьировал от 80 до 95, а индекс развития листьев — от 0 до 3 [Гриневский, 2010]. Потенциальная эвапотранспирация определена по методу Шуттлвота–Валласа [Shuttleworth, 1985]. Параметры модели, характеризующие таяние и уплотнение снега, откалиброваны по данным о его среднемноголетней мощности, рассчитанной для периода 1970–2019 гг. Мощность снега в зимнее время в среднем составляла 30 см, достигая 45 см к концу февраля.

Результатами первого этапа расчетов стали суточные значения поступления влаги на поверхность почвы, потенциального испарения с поверхности почвы и потенциальной транспирации корнями растений. Они использованы на втором этапе модели-

рования влагопереноса в ЗА в программе Hydrus-1D [Šimůnek, 2013].

Отметим, что модели влагопереноса разработаны на основе весьма ограниченных данных о характеристиках пород ЗА изучаемой площадки, что вызвало необходимость упрощения схематизации и минимизации количества модельных параметров. В результате влагоперенос принят одномерным и рассмотрен для вертикальной модельной колонки мощностью 16 м, что равно средней мощности ЗА в северной части площадки. Расчеты проведены для периода 1990–2019 гг.: первые 20 лет использованы для получения начальных условий по высоте всасывания и влажности отложений модельной колонки, следующие 10 лет, соответствующие периоду режимных наблюдений за УГВ, — для оценки ИП.

Строение ЗА схематизировано двумя квазигоризонтальными слоями (рис. 2). Первый слой представлен нижнечетвертичными делювиальными суглинками и глинами мощностью 5 м, второй — глинами уфимского яруса мощностью 11 м. С целью упрощения схематизации почвенный слой не учитывался, как и гетерогенность пород.

Для описания связи высоты всасывания, объемной влажности отложений и коэффициента влагопереноса использованы зависимости Ван Генухтена–Муалема [Muallem, 1976; Van Genuchten, 1980]. Входящие в них параметры (табл. 1), к которым относятся остаточная и полная объемная влажность пород (θ_r и θ_s), их коэффициент фильтрации при полном водонасыщении (k), а также эмпирические параметры (α и n), для каждого слоя определены с помощью программы Rosetta [Schaap et al., 2001]. В последней используются педотрансферные функции, представляющие собой эмпирические зависимости указанных выше параметров от свойств отложений, таких, как гранулометрический состав, плотность и др.

Данные о плотности и полевой влагоемкости отложений обоих слоев взяты по результатам лабо-

раторных измерений. Гранулометрический состав отложений задан приближенно исходя из их литологического состава. Содержание глинистых частиц принято равным 35%, что соответствует глинам по классификации В.В. Охотина или грунту «clay loam» по классификации, принятой в США [Грунтоведение, 2005]. Содержание песчаных и алевритовых частиц принято одинаковым (32,5%). Для второго слоя модели коэффициент фильтрации принят 0,05 м/сут по результатам предварительной калибровки геофильтрационной модели (ГФМ) при стационарном режиме уровней и значении ИП 110 мм/год.

На верхней границе модели задано поступление влаги в ЗА, на нижней — постоянная высота всасывания (0 м), что соответствует УГВ. Для описания зависимости транспирационной способности растений от высоты всасывания использована модель Ван Генухтена [Šimůnek, 2013]. Значение высоты всасывания, при котором интенсивность транспирации падает в 2 раза по сравнению с потенциальной величиной, рассчитано по методике, описанной в [Гриневский, 2011], и составляет 72 м. В качестве модели распределения корней по глубине, от плотности которых зависит интенсивность поглощения ими влаги, использована модель Хофмана–Ван Генухтена [Šimůnek, 2013]. В этой модели основная плотность корней сосредоточена в приповерхностном слое почвы и резко снижается с глубиной, что характерно для травянистой растительности. Модель определяется одним параметром — мощностью распространения корневой системы, которая для суглинистых почв площадки принята равной 0,3 м.

Расчеты показали, что наиболее чувствительный параметр моделей трансформации осадков на поверхности земли и влагопереноса в ЗА — НКПС. В связи с этим рассмотрено несколько сценариев с различными НКПС в диапазоне от минимального до максимального (табл. 2). Совместный анализ водного баланса двух этапов моделирования за 2010–2019 гг. показал, что при увеличении НКПС с 80 до

Таблица 1

Характеристики пород зоны аэрации и параметры уравнения Ван Генухтена

Тип пород зоны аэрации			Делювиальные суглинки и глины	Глины уфимского яруса
Гранулометрический состав, %; размер ча- стиц, мм	пески (>0,05)		32,5*	
	алевриты (0,002–0,05)		32,5*	
	глины (<0,002)		35*	
Плотность сухого грунта, г/см ³			1,54	1,71
Полевая влагоемкость, %			25	19
Параметры уравнения Ван Генухтена	Влажность, %	Остаточная, θ_r	7,3	7
		Полная, θ_s	39	33
	Коэффициент фильтрации при полном водонасыщении (k), м/сут		0,16	0,05
	Эмпирические пара- метры	θ , 1/м	2,48	4
		n , (–)	1,34	1,39

Примечание: * — гранулометрический состав принят на основе литологического состава.

Рис. 5. График зависимости среднегогодовой инфильтрации от глубины залегания УГВ по сценарию 1.2 (номер кривой стока 85)

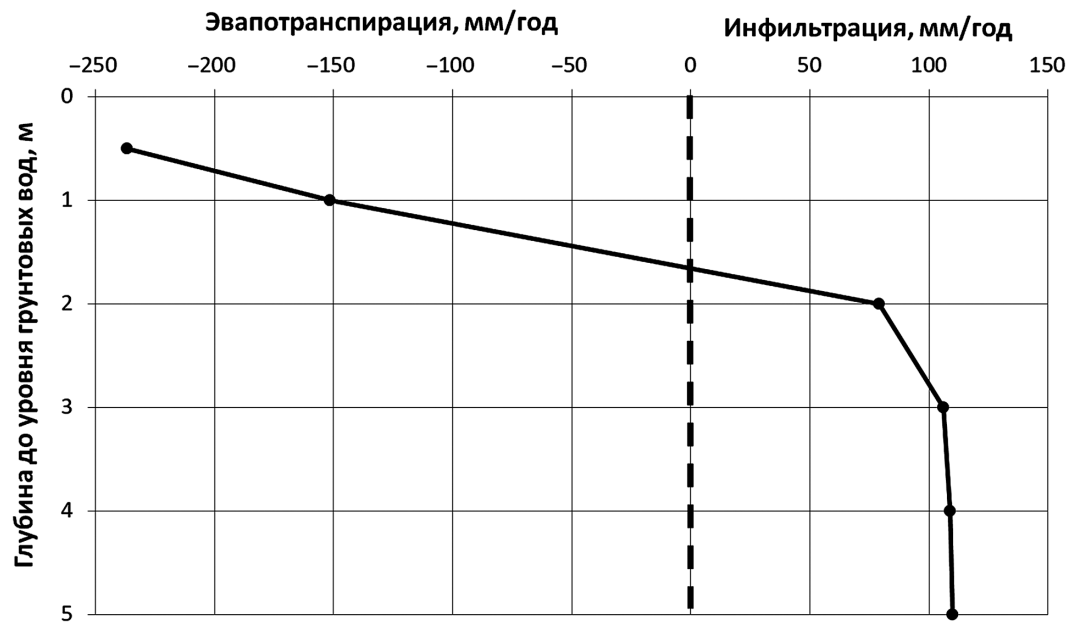


Таблица 2

Составляющие водного баланса на поверхности Земли и в зоне аэрации по различным сценариям (осреднение за 2010–2019 гг.)

Элемент баланса, мм/год	Сценарий расчета (номер кривой стока)			
	1.1 (80)	1.2 (85)	1.3 (90)	1.4 (95)
Атмосферные осадки	555			
Потенциальная эвапотранспирация (испаряемость) по методу Шуттлевота–Валласа	701			
Испарение с поверхности листьев и снега	13			
Транспирация корнями растений	141	136	133	119
Испарение из почвы	203	206	199	189
Эвапотранспирация (суммарное испарение)	357	355	345	321
Поверхностный сток	73	86	107	158
Инфильтрация	120	109	97	71
Дебаланс	5	5	6	5

95 на значительную величину (85 мм/год) возрастает ПС, что составляет 15% от количества осадков. При этом суммарное испарение снижается на 35 мм/год. Среднегогодовое ИП, таким образом, варьирует от 71 до 120 мм/год в зависимости от выбранного НКПС. По имеющимся фондовым материалам для соседнего района, расположенного в сходных ландшафтных условиях, ИП, оцененное по колебаниям УГВ, составляет 65–110 мм/год при принятой для расчетов гравитационной емкости уфимских пород (μ), равной 0,025–0,05, что не противоречит полученным модельным оценкам.

Дополнительно определена зависимость ИП от глубины залегания УГВ для различных сценариев на

основе моделирования влагопереноса при разной мощности ЗА. В качестве примера на рис. 5 приведен график для сценария с кривой стока 85. Расчеты показали, что среднегогодовое ИП достигает максимальных значений при минимальной глубине УГВ, равной 4 м. При уменьшении глубины залегания УГВ инфильтрация сначала снижается, затем на глубине около 1,5–2 м нисходящий поток влаги сменяется восходящим, а инфильтрация — испарением. По результатам расчетов значение эвапотранспирации (ЭТ) со свободной поверхности УГВ при нулевой глубине его залегания составляет от 223 до 310 мм/год в зависимости от принятого сценария. В балансовом отношении эта величина характеризует дополнительный подток влаги с зеркала грунтовых вод, в результате чего суммарное испарение становится равным потенциальному (701 мм/год).

Для оценки сезонных и годовых вариаций ИП за период режимных наблюдений в качестве входных данных использованы результаты моделирования трансформации осадков на поверхности земли по сценариям с различными НКПС. Основные сезонные изменения влажности пород ЗА, возникающие за счет неравномерного поступления влаги на верхнюю границу модели, а также испарения и транспирации влаги корнями растений, происходят в ее верхней части. Ниже расположена подзона транзита, где влажность пород близка к их полевой влагоемкости и отвечает среднегогодовому ИП [Мироненко, 1998]. В связи с этим мощность модельной колонки сокращена до 4 м, что соответствует глубине, на которой модельное ИП становится максимальным (рис. 5). Поскольку значимые для водного баланса процессы происходят выше этой глубины, ИП, поступающее через нижнюю границу короткой модельной колонки, может быть перенесено на нижнюю границу ЗА, отвечающую положению УГВ [Гавич, 1988]. Данный подход с учетом принятых упрощений в модельной схематизации позволяет

Таблица 3

Модельная годовая инфильтрация (мм/год) по различным сценариям

Год	Модель водного баланса на поверхности земли и в зоне аэрации, сценарий расчета (номер кривой стока)				Модель геофильтрации, сценарий расчета	
	1.1 (80)	1.2 (85)	1.3 (90)	1.4 (95)	2.1	2.2
2010	32,5	37,7	40,4	39,3	89,1	123,8
2011	99,4	75	87,3	19,8	91,5	142,6
2012	54,2	58	62,1	63,2	84,4	105
2013	203,4	149,4	107,8	31,3	116,2	163,8
2014	197,3	166,2	165,5	123,4	96,4	119
2015	113,7	108,3	102,6	85,5	97,6	128,1
2016	164,8	167,1	156,3	139,1	110,2	156,2
2017	193,2	180,5	84,5	45,7	122	176,9
2018	101,8	101,7	96,4	80	85,4	97,6
2019	35,7	46,4	64,7	82,7	85,4	125,7
среднее	119,6	109	96,8	71,0	97,8	133,9

избежать отставания по времени начала модельной инфильтрации от весеннего подъема УГВ (рис. 3).

Результаты расчетов для каждого года по различным сценариям (табл. 3) показали, что уменьшение НКПС закономерно ведет к снижению ПС и росту ИП. В некоторых случаях (2010 и 2019 г.) отмечается противоположная зависимость, которая, вероятно, связана с особенностями расчета ПС в зимний период, когда проницаемость мерзлой почвы зависит от содержания в ней льда.

При сравнении ИП по отдельным годам для разных сценариев видно, что оно отличается в основном на 10–50 мм. Исключение составляют два года (2013 и 2017 г.), для которых уменьшение НКПС вызвало увеличение годового ИП в 4–6 раз. Сравнение графиков изменения модельного ИП с режимом УГВ показывает, что сценарии с меньшим НКПС (рис. 3, В) лучше согласуются с относительно высокими амплитудами сезонных колебаний, характерными для двух указанных лет. При рассмотрении всего периода режимных наблюдений можно сделать вывод, что максимальные значения коэффициента корреляции между натурными амплитудами колебаний и модельным годовым ИП получены для сценария 1.2 с кривой стока 85 (табл. 4), что позволяет принять его в качестве наиболее реалистичного. Для сценария

1.4 (кривая стока 95) корреляция практически отсутствует.

Таким образом, в качестве возможного диапазона изменения ИП при разработке ГФМ принят интервал от 97 до 120 мм/год, соответствующий сценариям с НКПС от 90 до 80. Результаты моделирования показали, что изменения амплитуды колебаний УГВ за период режимных наблюдений в значительной мере обусловлены вариациями ИП. Другие факторы (гетерогенность пород, техническое состояние скважин), вероятно, имеют подчиненное значение.

Обращает на себя внимание тот факт, что по модельным оценкам практически каждый год до начала весеннего снеготаяния в зимнее время имело место ИП, достигающее до 15–20% от годового, а зимой 2015/2016 гг. — до 40% (рис. 3, В, Г). Этот результат не согласуется с режимом УГВ. В частности, зимой 2015/2016 гг., наоборот, фиксировался спад уровней. В то же время в конце осени — начале зимы 2015 г. практически во всех скважинах наблюдался их увеличение. Можно предположить, что модельное ИП для зимнего периода отстает по времени от натурального и должно приходиться на осень, а не на зимнюю межень. Полученное несоответствие, по-видимому, связано с принятыми упрощениями в модельной

Таблица 4

Коэффициенты корреляции между натурными амплитудами сезонных колебаний УГВ и модельной годовой инфильтрацией по различным сценариям модели водного баланса на поверхности земли и в зоне аэрации

Сценарий расчета (номер кривой стока)	Коэффициент корреляции							
	Скв. 1	Скв. 2	Скв. 3	Скв. 4	Скв. 5	Скв. 6	Скв. 7	Средний
1.1 (80)	0,58	0,64	0,58	0,71	0,73	0,56	0,66	0,64
1.2 (85)	0,73	0,78	0,73	0,80	0,82	0,68	0,78	0,76
1.3 (90)	0,59	0,66	0,47	0,48	0,47	0,33	0,45	0,49
1.4 (95)	0,53	0,59	0,41	0,29	0,20	0,28	0,30	0,37

схематизации, это требует проведения отдельной работы по созданию моделей, основанных на более обширных фактических материалах и учитывающих гетерогенность пород ЗА.

Разработка моделей геофльтрации при стационарном и нестационарном положении уровня грунтовых вод. Разработка геофльтрационных моделей проведена с целью воспроизведения динамики УГВ в течение периода наблюдений, анализа соответствия натурных и модельных УГВ для различных временных интервалов, а также оценки вариативности ИП и других модельных параметров, необходимых для дальнейших расчетов миграции загрязнения. Для моделирования использован программный комплекс GMS [GMS..., 2022], модельные расчеты выполнены с помощью программного кода MODFLOW-2005 [Chiang Wen-Hsing, 2005].

Моделирование геофльтрации состояло из двух этапов. На первом этапе разработана ГФМ при стационарном положении УГВ, на основе которой на втором этапе создана нестационарная ГФМ. Границы области моделирования показаны на рис. 1. Южная граница задана непроницаемой по зоне выклинивания водовмещающих пород на коренном склоне долины реки (рис. 2). Нижняя непроницаемая граница модели принята по кровле регионального кунгурского водоупора.

Водовмещающие уфимские породы характеризуются невыдержанностью более проницаемых прослоев в основной глинистой толще, что препятствует их корреляции в межскважинном пространстве. В результате уфимские породы рассмотрены на модели в качестве квазиоднородного модельного слоя, который разбит на 10 расчетных слоев с мощностью модельных ячеек от 1 до 10 м и размером в плане 10×10 м.

Калибровка стационарной ГФМ проведена на основе осредненных УГВ за период режимных наблюдений в виде серии расчетов при значениях ИП, изменявшихся в диапазоне 97–120 мм/год. С ее помощью оценен диапазон вариативности значений коэффициента фильтрации (K_f) уфимских пород, который составляет 0,03–0,055 м/сут. Указанный диапазон K_f далее использован в качестве ориентира на втором этапе моделирования при разработке нестационарной ГФМ.

Типичный график сопоставления модельных и натурных УГВ для стационарной ГФМ (рис. 6) показывает, что наилучшая сходимость получена для двух скважин (скв. 4 и 5). Вследствие этого для облегчения процесса калибровки ГФМ при нестационарном положении УГВ выбраны данные режимных наблюдений за период 2010–2019 гг. в указанных двух скважинах (450 замеров). Калибровка осуществлена в автоматическом режиме с помощью модуля PEST [Doherty, 2004], а на завершающих этапах — ручным подбором. Основными калибруемыми параметрами были значения ИП, K_f и μ .

Параметр μ калибровали в диапазоне 0,01–0,1 с учетом того, что его ориентировочные значения для основной глинистой части пород составляют 0,005–0,05 [Гавич, 1988], а для прослоев песчаников и известняков они могут быть существенно выше.

ИП калибровали с учетом его сезонных и годовых вариаций. Для оптимизации расчетов ИП задано постоянным в пределах трех временных интервалов, которые выделены по результатам анализа режима УГВ. Для интервала с марта-апреля по май, на который приходится основной весенний подъем уровней, ИП принято максимальным, для периода с июня по сентябрь — относительно невысоким. Для интервала с октября по март предположено, что ИП отсутствует. При калибровке учтено, что среднемноголетнее ИП за период режимных наблюдений не должно существенно отличаться от ранее определенного диапазона (97–120 мм/год).

Процессы испарения и транспирации моделировали с помощью задания значения ЭТ со свободной поверхности УГВ при нулевой глубине их залегания. ЭТ линейно уменьшалась от максимальных значений у поверхности земли до нуля на глубине, равной 4 м. Указанное значение ЭТ задано меняющимся в течение года. Для интервала с апреля по сентябрь оно принято постоянным, для остального времени — нулевым. При этом учтено, что среднегодовое значение ЭТ должно соответствовать 235 мм/год (рис. 5).

Период расчета для нестационарной ГФМ выбран с 2009 по 2019 г. Начало расчета с 2009 г. связано с необходимостью задать начальные уровни, от положения которых существенно зависят результирующие модельные уровни и амплитуда их сезонных колебаний.

Калибровка нестационарной ГФМ показала, что положение СГУ в основном определяется соотношением годового ИП и K_f пород, а амплитуда сезонных колебаний уровней — величиной ИП за весенний период и μ . В ходе калибровки рассмотрена сходимость модельных и натурных УГВ, а также амплитуды их колебаний для разных интервалов наблюдений. Воспроизвести удовлетворительную сходимость УГВ для всего периода наблюдений одновременно не удалось из-за их скачка на рубеже 2014/2015 гг.

Отдельно рассмотрен вариант увеличения ИП с 2015 г., для которого проведена калибровка ГФМ по натурным УГВ за период 2015–2019 гг. В этом случае удовлетворительная сходимость достигнута при увеличении среднемноголетнего ИП до 250–300 мм/год, что в 2,5 раза выше определенных ранее значений. При этом модельные значения амплитуды сезонных колебаний выросли, а максимальные модельные уровни в весеннее время стали близки к натурным. Однако для зимней межени характерен значительный спад модельных уровней, что противоречит натурным данным.

Таким образом, для окончательной калибровки параметров модели использованы натурные УГВ

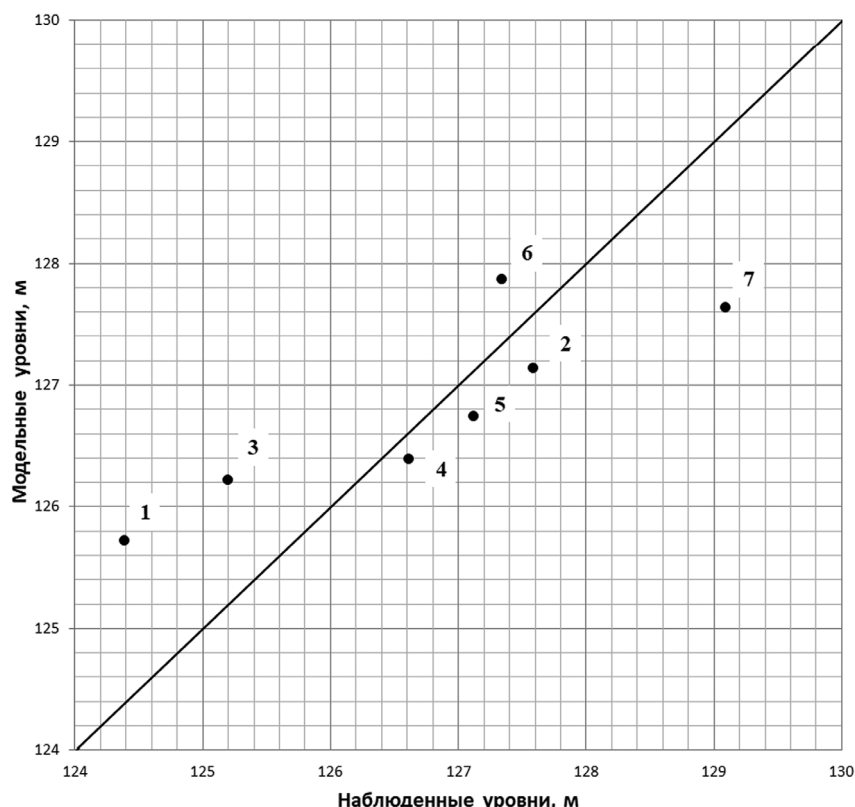


Рис. 6. График сопоставления модельных и натуральных УГВ по наблюдательным скважинам для стационарной геофильтрационной модели

и амплитуда их колебания за 2010–2014 гг. Калибровка годового ИП за 2015–2019 гг. проведена только на основе натуральных значений амплитуды колебания УГВ. По итогам калибровки получено два сценария расчетов: с минимальным (98 мм/год) и максимальным (134 мм/год) среднемноголетним ИП (табл. 3). Для них воспроизведена динамика УГВ в течение года, а также получены модельные значения амплитуды колебания уровней, максимально близкие к натурным (рис. 3, А, Б). Откалиброванный диапазон K_{ϕ} уфимской толщи составляет 0,037–0,05 м/сут, для μ — 0,06–0,08. Сценарию с минимальным ИП соответствуют минимальные значения параметров, и наоборот.

Отметим, что полученные на модели значения K_{ϕ} пород отражают осредненные фильтрационные свойства уфимской толщи. При этом прослойки песчаников, известняков и мергелей, вероятно, характеризуются более высокими значениями K_{ϕ} , а основная глинистая часть толщи — более низкими. Модельные значения μ , вероятно, относятся к емкости прослоев (поровой — для песчаников и трещинной — для известняков и мергелей), а также трещинной емкости глин. При этом основная глинистая масса (за исключением трещин), по всей видимости, содержит в разной степени связанную воду, т. е. занимаемая ею емкость не осушается и не заполняется при сезонных колебаниях УГВ.

Для сравнения с полученными модельными значениями для пород уфимской толщи μ дополнительно оценена по данным режима УГВ с использованием модельного среднемноголетнего ИП (табл. 3).

Оценка проведена по методике, описанной в работе [Шестаков, 2003], для периодов, когда, предположительно, происходил независимый спад УГВ. Для периодов после весеннего половодья (рис. 3, А, Б), в которые скорость спада уровней была максимальной, результаты оценки дают величину μ от 0,004 до 0,015–0,025, что существенно ниже модельных значений. Можно предположить, что эта величина соответствует по большей части трещинной емкости пород, которая быстро заполняется весной и также быстро осушается после прекращения обильного ИП. Для периодов зимней межени, когда происходит относительно медленное снижение уровней, получены значения μ от 0,035 до 0,12, которые, вероятно, отражают суммарную гравитационную емкость пород, как трещинную, так и поровую. Таким образом, можно предположить, что полученные по результатам калибровки значения μ (0,06–0,08) соответствуют осредненной гравитационной емкости пород уфимской толщи.

Скорость миграции загрязнения в трещинах и наиболее проницаемых прослоях может быть существенно выше, чем в остальной части пород. В связи с этим откалиброванное значение μ может служить в качестве консервативной (минимальной) оценки активной пористости водовмещающих пород при дальнейших геомиграционных расчетах.

Заключение. Показан пример нестандартного применения математического моделирования, при котором данные о режиме уровней грунтовых вод выступают в качестве объекта верификации. Для этих целей специально разработан комплекс

моделей, описывающих процессы трансформации осадков на поверхности земли, влагопереноса в зоне аэрации и геофильтрации.

По результатам модельных расчетов проведена проверка корректности данных мониторинга, которая показала, что абсолютные отметки уровней грунтовых вод за 2010–2014 гг. можно использовать в качестве опорных при дальнейшем моделировании миграции загрязнения. В то же время данные за 2015–2019 гг., вероятно, некорректны и должны быть исключены из модельных расчетов.

На основе комплексного анализа фактического материала и проведенного моделирования обо-

снована корреляция между значениями амплитуды сезонных колебаний уровней грунтовых вод, фиксируемых в скважинах, и естественной годовой инфильтрацией. Поэтому значения амплитуды сезонных колебаний за весь период наблюдений, в том числе и за период 2015–2019 гг., могут быть использованы для дальнейших модельных расчетов.

На этом примере также продемонстрирована возможность получения новой информации об объекте исследований посредством разработки комплекса математических моделей для случая, когда объем фактических данных весьма ограничен.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веселов В.В., Паничкин В.Ю., Мирошниченко О.Л. Решение обратных задач геофильтрации на математических моделях гидрогеологических объектов. Геология Казахстана // Сб., посвященный XXXII сессии междунар. геол. конгресса (Флоренция, Италия, 2004). Алматы: МОН РК, 2004. С. 417–426.
2. Гавич И.К. Гидрогеодинамика. М.: Недра, 1988. 349 с.
3. Гриневский С.О. Моделирование поглощения влаги корнями растений при расчетах влагопереноса в зоне аэрации и инфильтрационного питания подземных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 3. С. 39–50.
4. Гриневский С.О., Поздняков С.П. Принципы региональной оценки инфильтрационного питания подземных вод на основе геогеологических моделей // Водн. ресурсы. 2010. № 5. С. 543–557.
5. Гриневский С.О., Поздняков С.П. Ретроспективный анализ влияния климатических изменений на формирование ресурсов подземных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 2. С. 42–50.
6. Грунтоведение / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 1024 с.
7. МIRONENKO В.А., РУМЫНИН В.Г. Проблемы гидроэкологии: В 3 т. Т. 1. Теоретическое изучение и моделирование геомиграционных процессов. М.: Изд-во МГТУ, 1998. 611 с.
8. Шестаков В.М., Поздняков С.П. Геогеология. М.: Изд. ИКЦ «Академкнига», 2003. 176 с.
9. Chiang Wen-Hsing. 3D-groundwater modeling with PMWIN: a simulation system for modeling groundwater flow and transport processes. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. 397 p.
10. Doherty J. PEST. Model-Independent Parameter Estimation. User Manual: 5th Edit. Australia, Watermark Computing. 2004. 336 p.
11. Genuchten M.T. van. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils // Soil Sci. Soc. Amer. J., 1980. Vol. 44. P. 892–898.
12. GMS: User Manuals. URL: <https://www.aquaveo.com> (дата обращения: 12.03.2023).
13. Mualem Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media // Water Res. Res. 1976. Vol. 12. P. 513–522.
14. Schaap M.G., Leij F.L., van Genuchten M.T. Rosetta. A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions // J. Hydrology. 2001. Vol. 251. P. 163–176.
15. Shuttleworth W.J., Wallace J.S. Evaporation from sparse crops—an energy combination theory // Quart. J. Royal Meteorol. Soc. 1985. Vol. 3. P. 839–855.
16. Šimůnek J., Šejna M., van Genuchten M.T. et al. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Ver. 3.0. // Prepr. Depart. of Environ. Sci. University of California Riverside, California, Riverside, 2013. 340 p.
17. USDA, Soil Conservation Service. National engineering handbook. Section 4. Hydrology. US Government Printing Office. Washington, D.C. 1985.

Статья поступила в редакцию 20.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.07.2023

УДК 550.83.04

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-88-97

ВОЗМОЖНОСТИ НАБОРТНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ И ГИДРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ РЕШЕНИИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НА ШЕЛЬФЕ

Михаил Владимирович Кочетов¹, Алексей Андреевич Шепелев^{2✉},
Сергей Владимирович Челышев³

¹ АО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция», Москва, Россия; kochetov.mv@mage.ru

² АО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция»; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alexsey.shepelev@mage.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-9312-3725>

³ АО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция», Москва, Россия; chelishev.sv@mage.ru

Аннотация. В статье рассмотрены возможности применения набортной гравиметрии и гидромагнитометрии в комплексе с высокоразрешающей сейсморазведкой в рамках инженерно-геологических изысканий на арктическом шельфе Российской Федерации. Исследования выполнялись в южной части шельфа Карского моря в районе работ площадью 25 км² с целью выявления потенциально опасных зон для постановки плавучей буровой установки. Исследования выполнены по регулярной сети наблюдений, состоящей из 51 рядовых и 26 секущих профилей. Длина каждого профиля 5 км. Гравиметрические исследования осуществлялись морским набортным гравиметром «Чекан-АМ». Магнитометрические исследования выполнялись с использованием буксируемых морских магнитометров SeaSPY2. Густая сеть наблюдений, высокоточная аппаратура и методика полевых работ позволили получить высокую результирующую точность съемок: 0,14 мГал и 1,12 нТл. Глубина исследований при выполнении инженерно-геологических изысканий представленным комплексом методов варьировалась от первых сотен метров до одного километра. Многолетний опыт проведения инженерно-геологических изысканий в пределах арктического шельфа сотрудниками компании АО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция», показывает, что распространенными опасностями геологической природы данного региона являются палеоврезы и палеодолины. Данные структуры традиционно заполнены слабоконсолированными, часто газонасыщенными, осадками с включением крупнообломочного материала. Палеоврезы отчетливо проявляются в высокочастотной составляющей магнитного поля и для их выявления была рассчитана локальная составляющая аномального магнитного поля. В результате комплексной интерпретации аномалий поля силы тяжести и данных магниторазведки локализована изогнутая линейная зона, пересекающая весь участок исследований. Выделенная аномальная зона приурочена к границам палеовреза, который первоначально был обнаружен по данным сейсмоакустических исследований. По результатам интерпретации магнитометрических исследований в восточной части исследуемого участка была выделена область отрицательных магнитных аномалий. По материалам сейсмоакустических исследований в данной зоне прослеживаются палеоврезы сложной пространственной и глубинной конфигурации. Примечательно, что данные структуры не проявлены в магнитном поле. По полученным значениям гравитационного поля и по сейсмоакустическим данным через всю площадь построен сейсмоплотностной разрез меридионального простирания. В результате 2D сейсмоплотностного моделирования подобраны плотности для подсеченного палеовреза и обнаружены два разуплотнения на глубине 200 м. Обнаруженные области разуплотнения могут быть вызваны газонасыщенностью осадочной толщи и требуют учета при постановке плавучей буровой платформы. Интерпретация аномального гравитационного поля в указанном комплексе геофизических методов с априорной геологической информацией позволяет спрогнозировать плотностное строение изучаемого породного массива и дает рекомендации по дальнейшим исследованиям.

Ключевые слова: набортная гравиметрия, гидромагнитометрия, потенциальные методы, сейсморазведка, инженерно-геологические изыскания, палеоврезы

Для цитирования: Кочетов М.В., Шепелев А.А., Челышев С.В. Возможности набортных гравиметрических и гидромагнитных исследований при решении инженерно-геологических задач на шельфе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 88–97.

POSSIBILITIES OF ON-BOARD GRAVIMETRIC AND HYDROMAGNETIC SURVEY IN SOLVING ENGINEERING-GEOLOGICAL PROBLEMS ON THE SHELF

Michael V. Kochetov¹, Alexei A. Shepelev^{2✉}, Sergey V. Chelyshev³

¹ Marine Arctic Exploration Expedition JSC, Moscow, Russia; kochetov.mv@mage.ru

² Marine Arctic Exploration Expedition JSC; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alexsey.shepelev@mage.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-9312-3725>

³ Marine Arctic Exploration Expedition JSC; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; chelishev.sv@mage.ru

Abstract. This article shows the possibilities of using on-board gravimetry and hydromagnetometry in combination with high-resolution seismic surveys in the framework of site surveys on the Arctic shelf. Geotechnical surveys were carried out in the southern part of the Kara Sea shelf on a study area of 25 km² in order to identify potentially hazardous areas for setting up a floating drilling rig. The studies were carried out using a regular network of observations, consisting of 51 line and 26 secant profiles. The length of each profile is 5 km. Gravimetric research were carried out with the Chekan-AM marine on-board gravimeter in conjunction with magnetometric research using SeaSPY 2 towed marine magnetometers. The depth of research when performing engineering and geological surveys using the presented set of methods is the first 100 meters, up to 1 km. In this case, objects and phenomena of both technogenic and geological nature can represent a potential hazard. As the experience of carrying out this type of work in the south of the Arctic shelf shows, paleoincisions and paleovalleys are common hazards of the geological nature of the region under study. These structures are traditionally filled with weakly consolidated, often gas-saturated, sediments with inclusions of coarse-grained material. Paleoincisions are clearly manifested in the high-frequency component of the magnetic field, and the local component of the anomalous magnetic field was calculated to reveal them. As a result of a complex interpretation of gravity field anomalies and magnetic survey data, a curved linear zone was localized, crossing the entire study area. The identified anomalous zone is confined to the boundaries of the paleoincision, which was originally discovered according to seismoacoustic studies. Based on the results of gravity surveys, an area of negative anomalies was identified in the eastern part of the study area. According to the materials of seismoacoustic in this zone, paleocuts of a complex spatial and deep configuration are traced. It is noteworthy that these structures are not manifested in a magnetic field. Based on the obtained values of the gravitational field and seismoacoustic data, a seismic-density section of meridional strike was constructed across the entire area. As a result of 2D density modeling, the densities for the undercut paleoincision were selected and two deconsolidations were found at a depth of 200 meters. One of the model “artifacts” does not appear according to seismoacoustic studies and hydromagnetometry. The detected areas of decompaction can be caused by the gas saturation of the sedimentary strata and must be taken into account when setting up a floating drilling platform. The interpretation of the anomalous gravitational field in the specified complex of geophysical methods with a priori geological information makes it possible to predict the density structure of the studied rock mass and gives recommendations for further research.

Keywords: on-board gravimetry, hydromagnetometry, potential methods, seismic exploration, site surveys, paleoincisions

For citation: Kochetov M.V., Shepelev A.A., Chelyshev S.V. Possibilities of on-board gravimetric and hydro-magnetic survey in solving engineering-geological problems on the shelf. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 3: 88–97. (In Russ.).

Введение. Главная задача инженерно-геологических исследований на шельфе заключается в комплексном изучении особенностей строения верхней части разреза преимущественно горизонтально-слоистой толщи, определении инженерно-геологических и инженерно-геокриологических условий района работ, а также поиске потенциально опасных объектов и неблагоприятных явлений для строительства морской нефтегазовой инфраструктуры. Как правило, объекты исследований при решении приведенных задач приурочены к интервалу глубин от поверхности морского дна до первых сотен метров, но не более километра [СП 47.13330.2016]. Данный диапазон глубин весьма условно называют верхней частью разреза (ВЧР). Конечной целью исследования является определение возможности размещения полупогружных и плавучих буровых установок в проектной точке.

Комплексный подход при проведении геолого-геофизических исследований имеет ряд преимуществ по сравнению со съемками отдельными геофизическими методами. Одним из важнейших условий эффективного изучения ВЧР является выбор оптимального комплекса методов исследований, как с точки зрения их потенциальных возможностей, так и информативности и совместимости разнородных данных [Никитин, 2012].

В сентябре 2020 года на научно-исследовательском судне (НИС) «Геолог Дмитрий Наливкин»

специалистами морской арктической геологоразведочной экспедиции («МАГЭ») были выполнены опытные набортные гравиметрические исследования в комплексе с дифференциальной гидромагнитной съемкой и высокоразрешающей сейсморазведкой. Исследования проводились на участке инженерно-геологических изысканий в южной части шельфа Карского моря (рис. 1).

Инженерно-геологические изыскания выполнены на 51 меридиональном (рядовом) и 26 широтных (секущих) профилях. Расстояние между меридиональными профилями — 100 м, широтными — 200 м. Длина каждого профиля 5 км. Всего на объекте выполнено 385 пог. км комплексных наблюдений (рис. 2).

Гидромагнитная съемка входит в стандартный комплекс геофизических методов при инженерно-геологических изысканиях и выполняется с целью обнаружения и картирования магнитоактивных неоднородностей на морском дне и в ВЧР осадочного чехла, как техногенного характера, так и геологической природы [Кочетов, 2018, 2019]. Примеры эффективности применения гидромагнитных исследований при картировании всевозможных металлосодержащих конструкций и сооружений, созданных и утраченных когда-то человеком, представлены в работах большого количества авторов [Boyce, 2004; Shepelev, 2021; Weiss, 2007; Семевский, 2002; Стариков, 2021]. Гидромагнитные исследо-

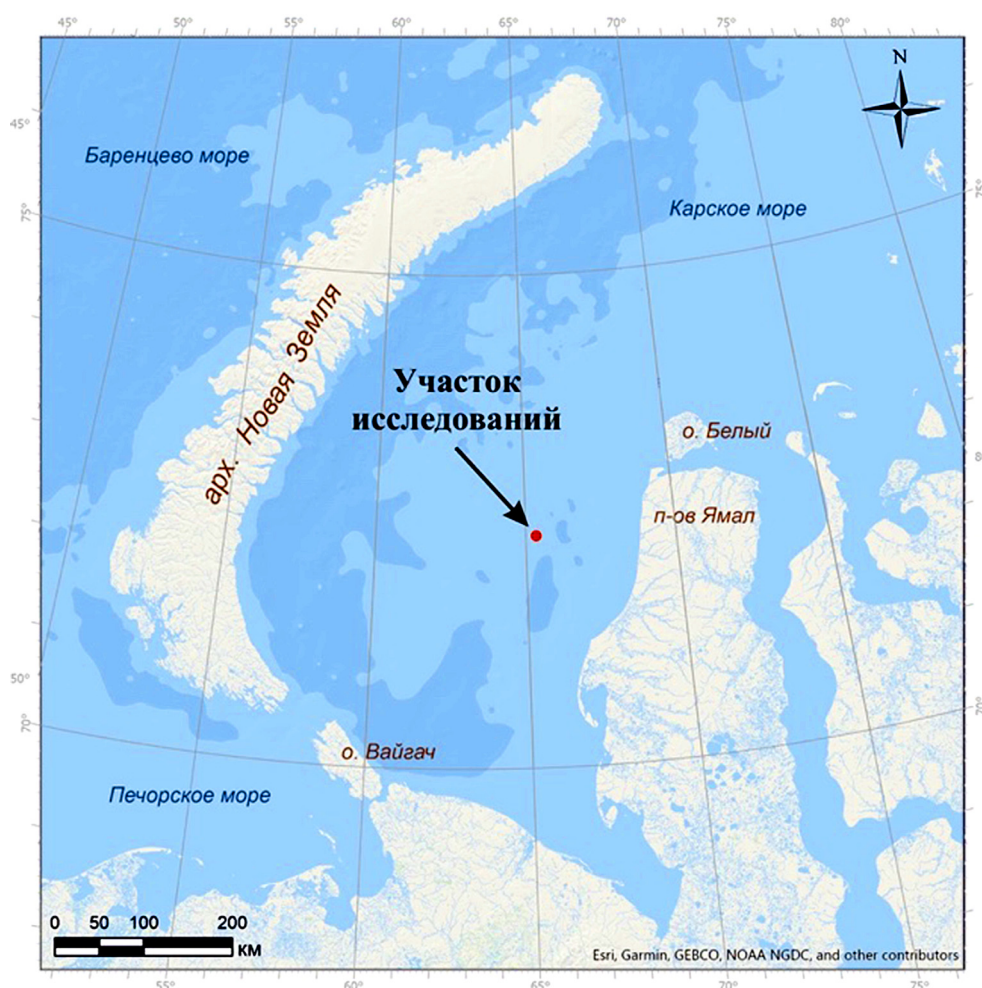


Рис. 1. Схема местоположения района работ

вания подтвердили свою эффективность в рамках поиска затонувших кораблей, самолетов, военной техники и неразорвавшихся боеприпасов со времен войны, а также археологических ценностей и остатков сооружений. Гидромагнитная съемка занимает важное место и при картировании геологических образований: подводных вулканов, зон развития моренных отложений, возможных погребенных речных долин и древних русел, палеодепрессий, зон трещиноватости и разрывных нарушений, скрытых под современными отложениями, при поисках месторождений углеводородов [Колюбакин, 2016].

Гравиметрические исследования не входят в стандартный комплекс геофизических методов при инженерных изысканиях на шельфе, однако возможности современных технологий позволяют пересмотреть ее роль при комплексировании геофизических данных. Перспективы гравirazведки связаны с совершенствованием гравиметрической аппаратуры, повышением ее точности и надежности, а также с развитием математического аппарата интерпретации данных [Костицын, 2002; Глазнев, 2020].

Качественный скачок в развитии инерциально-спутниковых технологий сделал возможным выполнение гравиметрических измерений не только с морских судов, но и с самолетов. К настоящему моменту достижимая точность аэрогравиметрических наблюдений составляет 0,5–1 мГал, точность мор-

ских набортных съемок может достигать 0,1 мГал, а точности наземных и донных гравиметрических наблюдений уже достигают первых десятков микрогалл (мкГал), 10 мкГал = 0,01 мГал [Пешехонов, 2017; Журавлев, 2020]. Высокоточные-микрогальные гра-

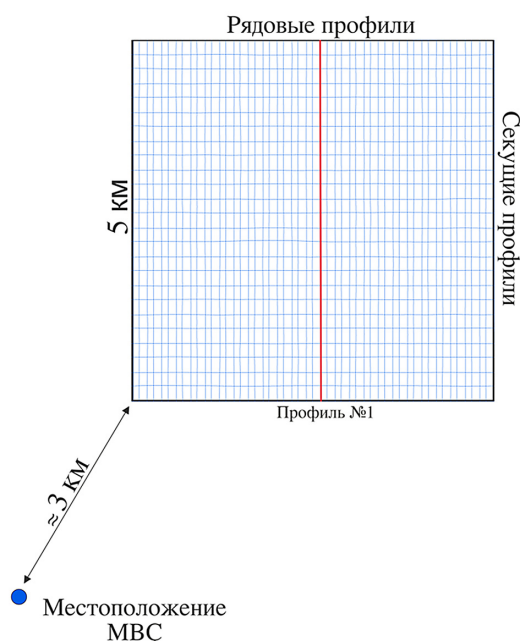


Рис. 2. Карта фактического материала участка исследований

виметрические съемки позволяют изучать тонкую структуру поля силы тяжести и фиксировать ее минимальные изменения.

Гравиметрические исследования с использованием современных методов интерпретации позволяют успешно выделять нефтегазоперспективные объекты, изучать строение соляных толщ, трассировать тектонические нарушения в осадочном чехле и фундаменте, выявлять аномальные зоны в отдельных интервалах разреза и т.д. [Андреев, 2012]. Кроме того, гравиразведка способна дать оценку возможности развития опасных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений, таких как газонасыщенные грунты и с аномально высоким пластовым давлением в ВЧР, разжижение поверхностных грунтов и их подвижки [Бычков, 2013]. Гравиметрические исследования применяются при мониторинге газовых и газоконденсатных месторождений при их разработке, как на шельфе, так и на суше [Eikenl, 2017; Krahenbuhl, 2011; Ruiz, 2020; Андреев, 2012]. Донные гравиметрические исследования, выполняемые с целью гравиметрического мониторинга, позволяют отслеживать и контролировать изменения положения уровня газо-водяного контакта (ГВК) и таким образом могут предупредить проникновение воды в добывающие скважины. В комплексе методов гравиразведка решает специфические задачи: определение плотностного строения толщи пород вносит свой вклад в построение модели геологического строения изучаемой территории и используется для прогнозирования геофизической обстановки и состояния окружающей среды.

Методика съемки и обработки данных. Измерения модуля полного вектора напряженности магнитного поля T проводились магнитометром SeaSPY2 на частоте 1 Гц и с точностью измерительного датчика равной 0,1 нТл. Для определения высоты прибора над дном (альтитуды) в магнитометре установлен альтиметр — высокоточный эхолот с частотой 200 кГц, а также датчик давления. Для корректной пространственной привязки съемочных галсов и дальнейшей локализации магнитных аномалий применялась система подводного гидроакустического позиционирования Sonardyne Ranger 2 USBL с точностью позиционирования 0,3–0,5 м в режиме реального времени. Цифровая регистрация данных осуществлялась с частотой дискретизации 1 с. Обработка данных проводилась с помощью программного комплекса Geosoft Oasis montaj 7.3. (Geosoft Inc. Copyright © 2011)

Гидромагнитная съемка выполнена с огибанием рельефа морского дна. На протяжении всех работ магнитометр удерживался в коридоре 5–7 м от донной поверхности и буксировался на удалении от судна равному 216 м, что составляет три длинны НИС «Геолог Дмитрий Наливкин». Данный методический подход позволил регистрировать сигнал от самых незначительных по размерам магнитоактивных не-

однородностей и минимизировать девиационную помеху в наблюдениях — влияние магнитного поля (МП) судна на измерительный датчик. Оставшаяся девиационная составляющая и совокупность ошибок наблюдений, связанных с методическими особенностями гидромагнитных измерений МП, компенсировалась на стадии уравнивания съемки.

Для учета вариаций магнитного поля использовалась донная магнитовариационная станция (МВС) *Sentinel*, установленная непосредственно в районе работ на удалении 3 км от юго-западной границы исследуемого участка. Приведенная методика наблюдений с МВС хорошо зарекомендовала себя и подробно описана в статье [Шепелев, 2021]. Используемая конфигурация оборудования позволяет получить значения модуля полного вектора напряженности постоянного магнитного поля Земли T . Для расчета аномального магнитного поля ΔT_a использовалась следующая математическая формула [Гордин, 1986; Блох, 2012]:

$$\Delta T_a = T - T_n - \delta T,$$

где T — модуль полного вектора напряженности магнитного поля (измеряемая величина), T_n — нормальное магнитное поле Земли, δT — вариации магнитного поля.

По вычисленным значениям аномального магнитного поля в точках пересечения рядовых и секущих профилей рассчитывалась средняя квадратичная погрешность (СКП) σ съемки:

$$\sigma = \pm \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{\delta_i^2}{2n}},$$

где n — количество повторных измерений, δ_i — разность (невязки) значений поля в точках пересечения профилей [Журавлев, 2000; Новиков, 2013].

Далее выполнялось уравнивание сети гравиразведочных наблюдений итеративным способом, включающим следующие операции:

- сортировку профилей на две группы секущие и рядовые,
- расчет разности значений аномального магнитного поля исходных секущих и рядовых профилей,
- аппроксимацию невязок полиномами по секущим профилям, которые имеют наибольшее количество точек пересечений,
- корректировку секущих профилей,
- расчет невязки откорректированных секущих профилей с исходными рядовыми,
- аппроксимацию невязки полиномом по рядовым профилям и их дальнейшую корректировку,
- повторение цикла увязки до достижения желаемого результата.

При количестве пересечений точек наблюдений рядовых профилей с секущими $n=1326$ СКП съемки до уравнивания составила: $\pm 3,71$ нТл, после уравнивания итеративным методом по постоянной

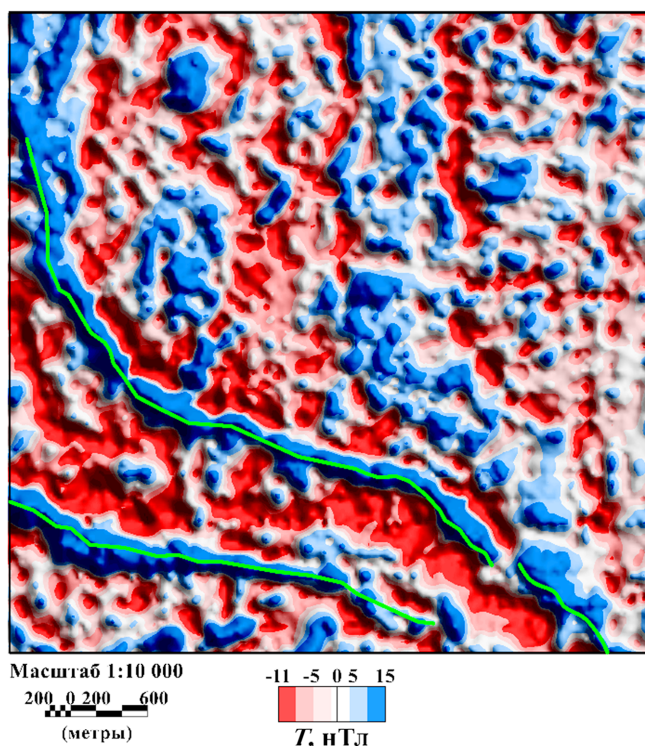


Рис. 3. Цифровая модель локальной составляющей АМП исследуемого участка инженерно-геологических изысканий. Зеленым цветом обозначены оси линейных магнитных аномалий

составляющей $\pm 1,50$ нТл, после уравнивания полиномом 3-й степени несколькими циклами $\pm 1,12$ нТл. Выбор степени полинома был обусловлен погодными условиями во время выполнения съемки, так как волнение моря и подводные течения оказывали большое воздействие на буксируемое оборудование.

К наиболее распространенным опасным геологическим объектам можно отнести: области распространения предположительно мерзлых грунтов, палеоврезы и палеодепрессии, а также интервалы разреза с повышенной газонасыщенностью.

Исследуемые объекты поисков проявляются в высокочастотной составляющей МП, и для их выделения использовалась локальная составляющая аномального магнитного поля, которая рассчитывалась методом пересчета исходного поля в верхнее полупространство на высоту 150 м и дальнейшего вычитания результатов пересчета из исходных данных (рис. 3).

Наблюдения ускорения силы тяжести проводились морским набортным гравиметром «Чекан-АМ» (разработчик АО «КОНЦЕРН «ЦНИИ «ЭЛЕКТРОПРИБОР», 2016). Гравиметр был включен при отходе судна из порта г. Мурманск и находился в рабочем режиме всё время рейса. Обработка данных гравиметра проводилась по стандартной методике программой Chekan_PP (программное обеспечение гравиметра «ЧЕКАН-АМ», предназначенное для сбора и последующей обработки гравиметрических данных), которая включает в себя расчет поправки за совместное действие горизонтальных ускорений и остаточных наклонов гироскопов гравиметра,

поправки Этвеша, поправки за смещение нуля-пункта гравиметра, вычисление приращений и аномалий поля силы тяжести. Полученные значения были загружены в базу данных Geosoft Oasis Montaj 7.3 (Geosoft Inc. Copyright © 2011)

Далее по вычисленным значениям аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе в точках пересечения рядовых и секущих профилей рассчитывалась СКП σ съемки. Расчет СКП гравиметрических измерений выполнялся аналогично гидромагнитным.

Уравнивание сети наблюдений повышает итоговую точность съемки и делает поле более однородным. При уравнивании выделяется систематическая погрешность измерений на отдельных галсах и оценивается по методу наименьших квадратов. В данном случае была построена полная матрица пересечений и погрешность оценивалась путем осреднения расхождений на каждом галсе. При анализе расхождений вдоль галса предполагается, что погрешности измерений остальных галсов в точках пересечений с данным, взаимно независимы и имеют нулевое математическое ожидание. Поэтому отличие среднего расхождения на галсе от нуля интерпретируется как постоянная погрешность этого галса. Если же обнаруживается медленно изменяющаяся составляющая, то она также интерпретируется как погрешность этого галса [Михайлов, 2017].

При количестве пересечений точек наблюдений рядовых профилей с секущими $n=1326$ погрешность наблюдений до уравнивания составила $\pm 0,48$ мГал, после уравнивания по постоянной составляющей $\pm 0,24$ мГал, после уравнивания полиномами $\pm 0,14$ мГал. Полиномы применялись для удаления небольших по значениям профильных погрешностей, ухудшавших вид первоначальной цифровой модели (ЦМ). Степень полинома — 7. Обоснованность применения полиномов была подтверждена после анализа полученного аномального поля. Искажений, имеющих в поле аномалий, не наблюдалось. При большом количестве пересечений 7-я степень полинома дает плавную кривую, близкую к постоянной, со значениями поправок значительно ниже исходной погрешности, что не влияет на локальные аномалии, но исключает неучтенные профильные погрешности, сглаживает аномалии и подчеркивает их (рис. 4).

Чтобы не потерять возможные низкоамплитудные аномалии, фильтрация наблюденных значений гравитационного поля по профилям изначально была минимально возможной — применялся фильтр Баттеруорта (Butterworth Filter) в окне 15 метров. После уравнивания была рассчитана цифровая модель аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе с ячейкой гридирования 50×50 м, обусловленной расстоянием между профилями 50 м (рис. 5, а). После анализа аномального поля был применен низкочастотный 2D фильтр Баттеруорта с окном фильтрации 150 м (рис. 5, б). Модель рельефа морского дна

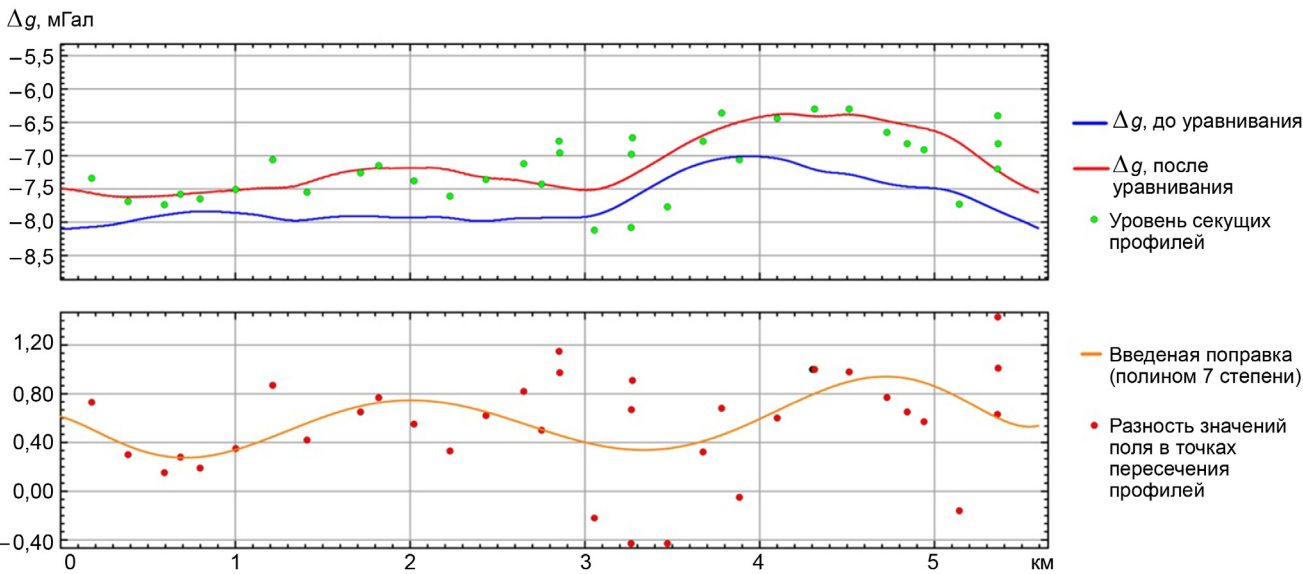


Рис. 4. Пример аппроксимация невязки полиномом 7 степени при уравнивании гравиметрических наблюдений

была подвергнута фильтрацией низкочастотным фильтром Баттеруорта с окном фильтрации 400 м (рис. 6).

Результаты интерпретации и их обсуждение.

Поле локальных магнитных аномалий в северной и северо-восточной части участка исследований имеет мозаичную структуру, с амплитудами на уровне погрешности съемки. Локальные аномалии с амплитудами заметно выше погрешности наблюдений развиты в основном в юго-западной части изучаемой площади, где они прослеживаются в виде узких линейных зон западного — северо-западного направления (рис. 3). Амплитуда положительных

аномалий составляет в среднем 6–10 нТл, максимум 14 нТл. Вероятно, выделенные аномалии отражают геологические неоднородности в осадочном чехле, что подтверждается сейсмоакустическими данными, на которых в волновой картине фиксируются очертания данной геологической структуры (рис. 7).

Палеоврезы и палеодолины относятся к одному из видов геологических опасностей и представляют большую угрозу для строительства нефтегазовой инфраструктуры. Природа палеодепрессий в изучаемом районе может быть различной — они могут представлять собой эрозионные врезы, выработанные палеореками во время наиболее крупных

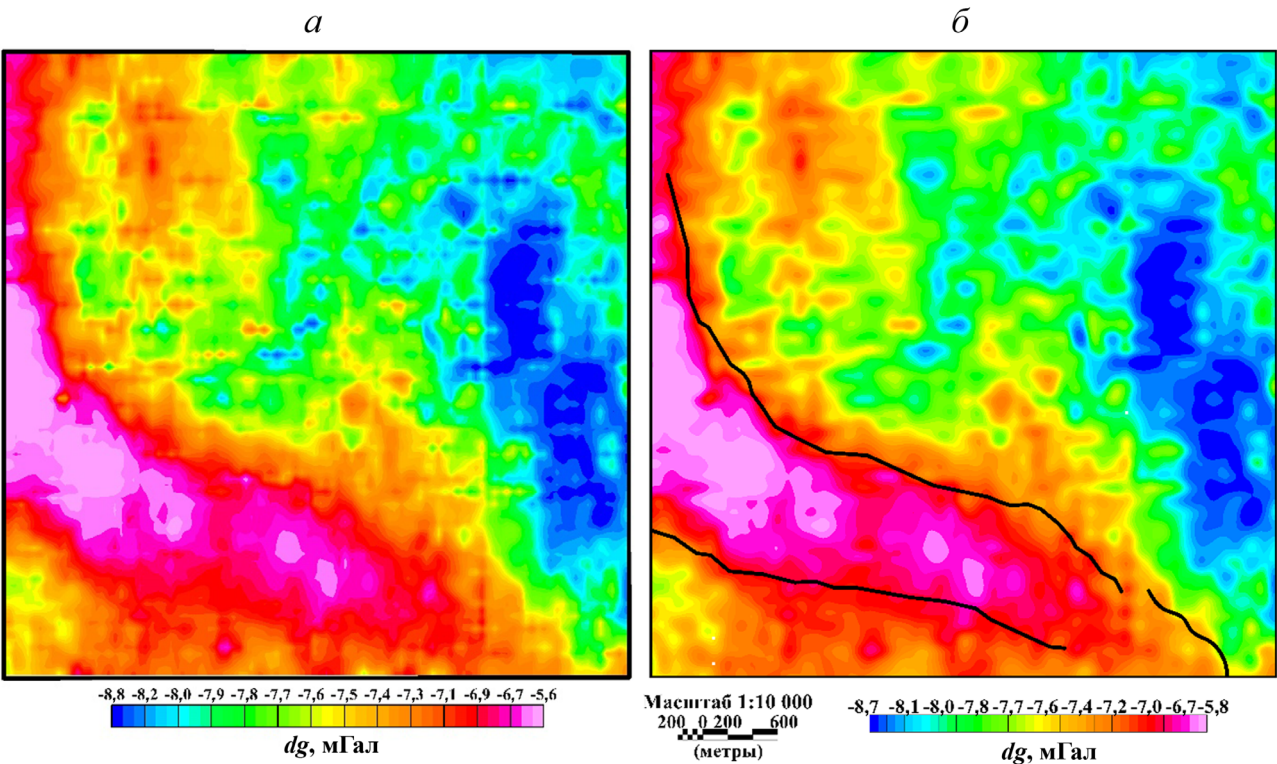


Рис. 5. Цифровая модель аномалий поля силы тяжести в редукции свободный воздух до фильтрации (а) и после (б)

регрессий (в позднем миоцене, в среднем плиоцене, в среднем и позднем неоплейстоцене), структуры проседания, образовавшиеся при развитии подрусловых таликов, крупные посткриогенные деформации и др. По сейсмическим данным не всегда возможно достоверно идентифицировать такие образования и определить их генезис. В связи с этим фактом в качестве термина «палеоврезы» ко всем подобным объектам в данной работе применяется более общий термин: палеоврезы и палеодепрессии (или палеоврезы и палеопонижения). В случаях, когда интерпретация не вызывает сомнений, используются более специальные термины — палеоврез, канал стока и погребенная термокарстовая котловина [Колюбакин, 2016].

В полученном поле аномалий силы тяжести отчетливо выделяются несколько зон. В первую очередь, это изогнутая линейная зона положительных амплитуд запад-северо-западного, переходящего в северное простирание, интенсивностью 1–2 мГал (рис. 5, б). Эта зона практически полностью совпадает с аномальной зоной, полученной по данным магниторазведки (рис. 3), что коррелирует и с результатами интерпретации данных сейсморазведки (рис. 7). В результате анализа данных сейсморазведки высокого разрешения в верхних 500-та метрах разреза было выделено 4 сейсмокомплекса (СК), границами которых являются 5 опорных отражающих горизонтов: Н0 (морское дно), Н1, Н2, Н3, Н4 (рис. 6). Стратиграфическая привязка указанных рефлекторов производилась путем сопоставления сейсмических данных с разрезами скважины № 1, расположенной в 7,2 км к югу от площадки, и № 2, расположенной в 18,4 км к северо-западу от площадки. При этом использовалась региональная сеймостратиграфическая схема и результаты ранее проведенных изысканий на исследуемом участке.

По результатам сопоставления отражающий горизонт Н2 приурочен к границе верхнего мела — нижнего палеогена, отражающий горизонт Н3 к кровле кампана. Границы Н3.1 и Н3.2 были выделены внутри сейсмического комплекса Н3 по априорным скважинным данным.

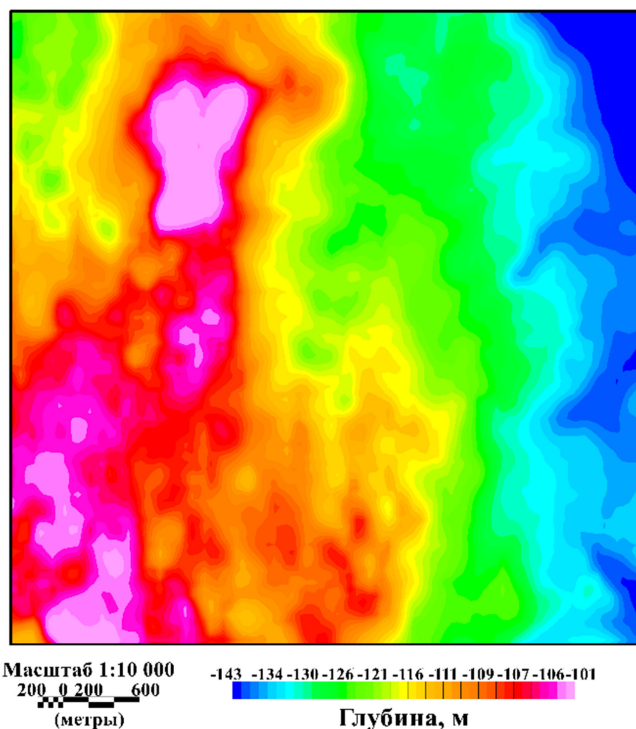


Рис. 6. Цифровая модель рельефа морского дна исследуемой площади по данным многолучевого эхолотирования

В восточной части исследуемой площадки наблюдается изометричная зона отрицательных аномалий поля силы тяжести интенсивностью до $-0,8$ мГал (рис. 5, б). По сейсморазведочным материалам выделенная область прослеживается врезам сложной конфигурации, но при этом не отражается в магнитном поле. Область отрицательных аномалий может быть связана с разуплотнением осадочных слоев, вызванным газонасыщенностью.

По полученным значениям аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе и глубин и по сейсмоакустическим данным (рис. 7) через всю площадь был построен сейсмоплотностной разрез до глубины 500 м направления Ю–С (рис. 8). На начальных этапах геоплотностного моделирования подбор оптимальной плотности промежуточного слоя выполнялся по методу Неттлтона [Миронов, 1980]. Для

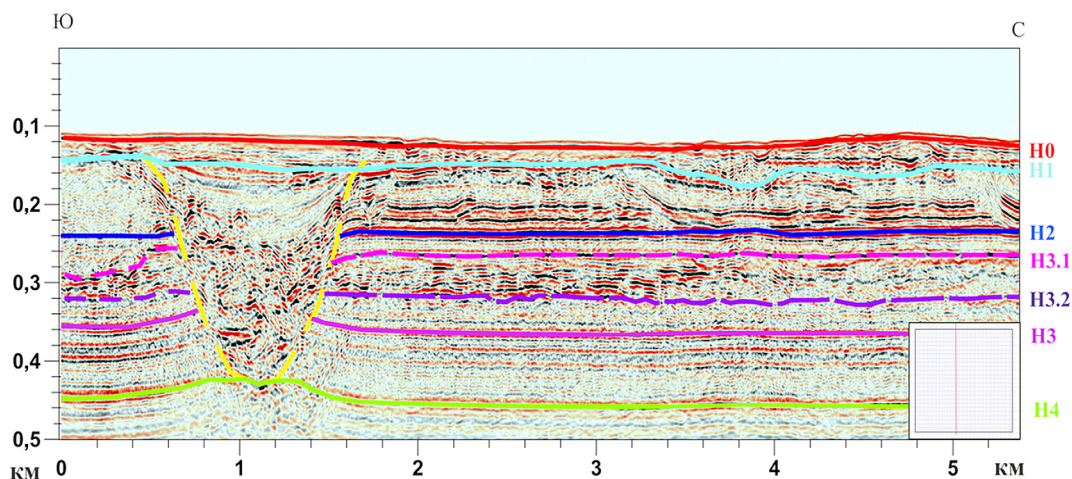


Рис. 7. Сейсмический разрез по данным сейсморазведки высокого разрешения. Желтым цветом обозначено положение палеовреза (Vrez5), цветными линиями — границы сейсмокомплексов. На врезке показано положение профиля № 1

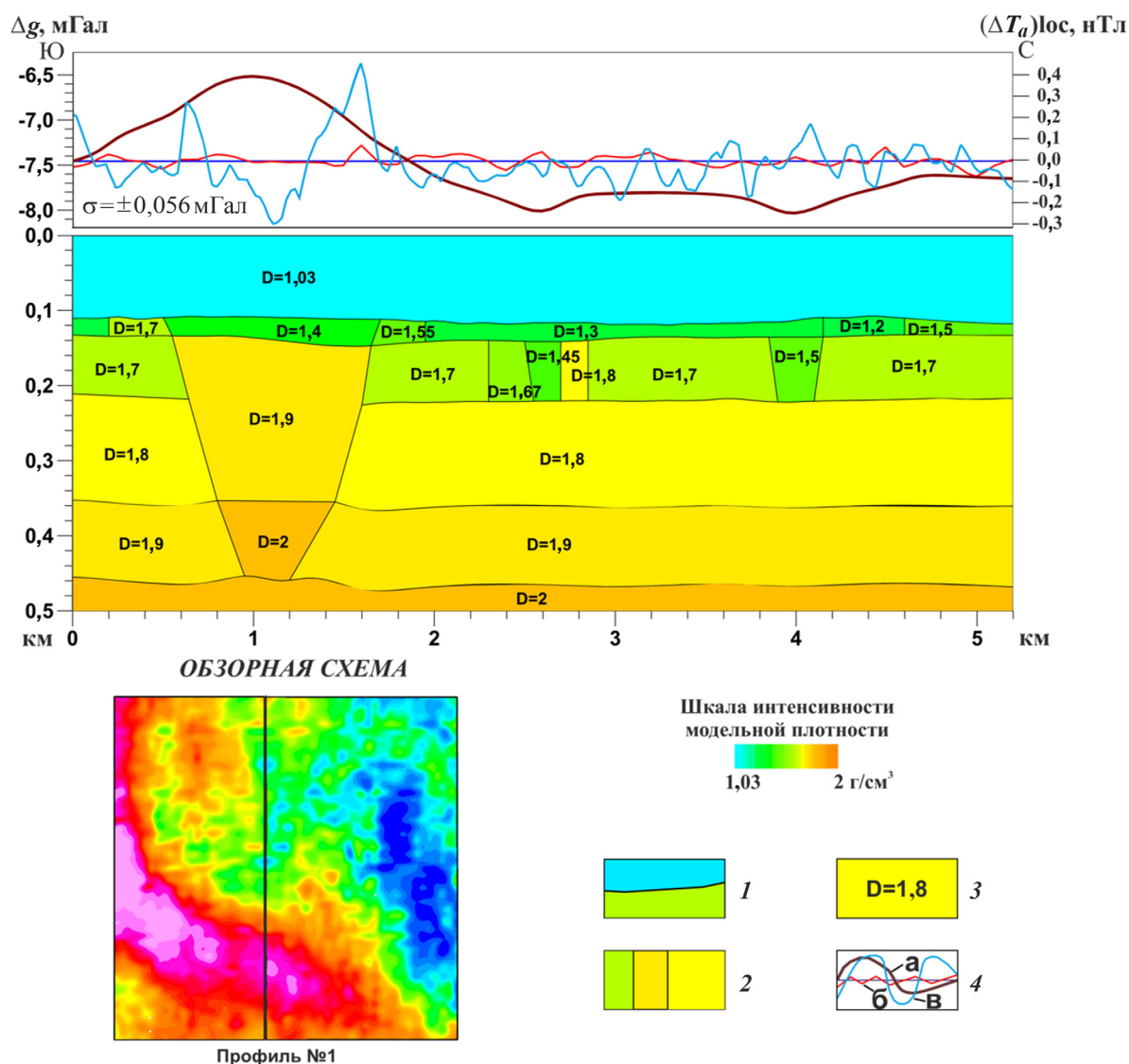


Рис. 8. Сейсмоплотностной разрез по результатам 2D плотностного моделирования: 1 — отражающие горизонты по данным сейсморазведки высокого разрешения, 2 — границы блоков по результатам моделирования, 3 — модельные значения плотности, 4 — наблюдаемый и вычисленный графики аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе: а — Δg , мГал; б — σ , мГал; график разности наблюдаемых и вычисленных значений Δg ; в — $(\Delta T_a)_{loc}$, нТл; график наблюдаемых значений локальной составляющей АМП

определения плотности первого слоя осадочного чехла привлекались данные донного опробования [Козлов, 2005]. Перебор плотности промежуточного слоя методом Неттлтона из диапазона осадочных пород выявил оптимальное значение не выше $1,5 \text{ г/см}^3$, что соответствует глинистым отложениям морского дна. Данная плотность практически не создает ложных аномалий от промежуточного слоя, но в то же время и не компенсирует известную часть локальных аномалий наблюдаемого поля силы тяжести от рельефа дна.

Таким образом, ввиду резкой изменчивости поля на рассматриваемой площади инженерно-геологических изысканий, и его частичном усложнении при редуцировании, было принято решение для моделирования использовать аномалии в редукции свободный воздух, с учетом результатов исследований, описанных выше, как отправную точку для уплотнения разреза с глубиной. Моделирование

проводилось до получения сходимости графиков измеренного и модельного поля с точностью не хуже погрешности съемки $\pm 0,14 \text{ мГал}$.

В результате 2D сейсмоплотностного моделирования для подсеченного палеовреза в южной части профиля было установлено уплотнение разреза на глубине 450 м до 2 г/см^3 , что соответствует аномалии в 1 мГал. На отметках 2,8 и 4,2 км от начала профиля обнаружены два разуплотнения на глубине 200 м величиной $1,45$ и $1,5 \text{ г/см}^3$, с отрицательными значениями аномалий до $-0,35 \text{ мГал}$. Важно заметить, что малоамплитудная гравитационная аномалия на севере профиля (4,2 км на рис. 8) выделяется и по сейсмоакустическим данным хаотичной волновой картиной и проседанием фрагмента границы Н1 (рис. 7).

В свою очередь выделенное разуплотнение в центральной части профиля по результатам геоплотностного моделирования (2,8 км на рис. 8) никак

не детерминировано по данным сейсмоакустики и гидромагнитометрии. Обнаруженный «артефакт» может быть вызван газонасыщенностью осадочной толщи и требует учета при постановке плавучей буровой платформы в проектную точку. Результаты геоплотностного моделирования дополняют сейсмоакустические данные и дают количественное представление о распределении плотности разреза.

Выводы. Главным фактором эффективности решения геофизических задач при выполнении инженерно-геологических изысканий на арктическом шельфе является комплексный подход к интерпретации данных сейсморазведки и потенциальных методов геофизики. Приведенные в статье результаты интерпретации данных гидромагнитных исследований показали высокую эффективность метода при комплексировании с данными сейсморазведки и гравиразведки при локализации палеоврезов и трассирования их границ. Опыт проведенных работ показывает, что даже при попутных гравиметрических наблюдениях, имеется возможность надежного выделения аномалий до 0,5 мГал, а при благоприятных условиях до 0,1–0,2 мГал.

Комплексная интерпретация потенциальных полей с данными сейсморазведки позволяет получить достоверную картину о распространении палеоврезов, тектонических нарушений и других потенциально опасных геологических и техноген-

ных структур. Как показывает практика, результаты методов хорошо подтверждают друг друга. Важно отметить, что гравиразведка способна выявить опасные области разуплотнений различной геологической природы, например такие, как скопление газа в ВЧР, не пригодные и опасные для постановки плавучих буровых установок.

В комплексе с материалами сейсморазведки и другими геолого-геофизическими данными гравиметрия позволяет получить представление об объемном плотностном строении изучаемого породного массива, дать рекомендации по дальнейшим исследованиям, что, несомненно, поможет задать правильную точку для установки платформы и безопасного проведения бурения на стадии разработки. Результаты комплексной интерпретации подтверждают высокую чувствительность гравиметрии и магнитометрии их продуктивность и совместимость при морских инженерных изысканиях. Высоточная аппаратура позволяет изучать тонкую структуру геофизических полей, повышает требовательность к обработке и интерпретации наблюдений, тем самым ставит новые задачи перед геофизиками.

Благодарности. Авторы выражают благодарность д-р физ.-мат. наук, проф. В.Н. Глазеву и канд. геол.-минерал. наук М.В. Косныревой за редакцию, содержательные рекомендации и плодотворное обсуждение результатов работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев О.П., Кобылкин Д.Н., Ахмедсафин С.К. и др. Гравиметрический контроль разработки газовых и газоконденсатных месторождений. Состояние, проблемы, перспективы. М.: ООО «Издательский дом Недра», 2012. 374 с.
2. Блох Ю.И. Теоретические основы комплексной магниторазведки. М., 2012. 160 с.
3. Бычков С.Г., Геник И.В., Простолупов Г.В., Щербинина Г.П. Современная гравиразведка при геологоразведочных работах на нефть и газ // Геофизика. 2013. № 5. С. 42–45.
4. Глазев В.Н., Якуба И.А. Мощность земной коры территории Республики Нигер по данным стохастической интерпретации гравитационного поля // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Серия: Геология. 2020. № 4. С. 46–58.
5. Гордин В.М., Розе Е.Н., Углов Б.Д. Морская магнитометрия. М.: Недра, 1986. 232 с.
6. Журавлев В.А. К вопросу оценки погрешности уравниваемых геофизических съемок // Сб. докладов Международной научной школы-семинара: «Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Ухта: Изд. УГТУ, 2000. С. 57–62.
7. Журавлев В.А., Чельшев С.В., Кочетов М.В. Опыт использования гравиметра Чекан и перспективы развития морской гравиметрии в ОАО МАГЭ // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д.Г. Успенского — В.Н. Страхова: Сборник. Воронеж, 2020. С. 124–127.
8. Козлов С.А. Оценка устойчивости геологической среды на морских месторождениях углеводородов в Арктике // Нефтегазовое дело. 2005. № 1. С. 29.
9. Колюбакин А.А., Миронюк С.Г., Росляков А.Г. и др. Применение комплекса геофизических методов для выявления опасных геологических процессов и явлений на шельфе моря Лаптевых // Инженерные изыскания. 2016. № 10–11. С. 38–51.
10. Костицын В.И. Методы повышения точности и геологической эффективности детальной гравиразведки. Пермь: ПГУ, 2002. 220 с.
11. Кочетов М.В., Журавлёв В.А. Оптимизация методики дифференциальной гидромагнитной съемки // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер: Геология. 2018. № 2. С. 127–131.
12. Кочетов М.В. Имитационное моделирование дифференциальной гидромагнитной съемки в стохастических средах // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер: Геология. 2019. № 3. С. 99–103.
13. Миронов В.С. Курс гравиразведки: Учебное пособие. Л.: Недра. Ленинградское отделение, 1980. 543 с.
14. Никитин А.А., Хмелевской В.К. Комплексирование геофизических методов. Тверь: ГЕРС, 2004. 294 с.
15. Новиков К.В. Магниторазведка. Ч. 1. М., 2013. 141 с.
16. Пешехонов В.Г., Степанов О.А., Августов Л.И. и др. Современные методы и средства измерения параметров гравитационного поля Земли / Под общ. ред. В.Г. Пешехонова; науч. ред. О.А. Степанов. СПб.: ГНЦ РФ. АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», 2017. 390 с.

17. Семевский Р.Б., Аверкиев В.В., Яроцкий В.А. Специальная магнитометрия. СПб.: Наука, 2002. 228 с.

18. Стариков В.С. Методы инженерной геофизики при поисках техногенных объектов на мелководных акваториях // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Серия: Геология. 2021. № 1. С. 75–81.

19. Шепелев А.А., Жилин Ф.Е., Демонов А.П. Эффективность выполнения гидромагнитных градиентометрических исследований с использованием магнитовариационной станции при инженерно-геологических изысканиях на континентальном арктическом шельфе // Инженерные изыскания. 2021. Т. XV, № 3–4. С. 32–41.

20. Boyce J.I., Reinhardt E.G. Marine Magnetic Survey of a Submerged Roman Harbour, Caesarea Maritima, Israel. // The International Journal of Nautical Archaeology. 2004. Vol. 33. P. 122–136.

21. Eiken O. et al. Four decades of gravity monitoring of the Groningen gas field // First EAGE Workshop on Practical Reservoir Monitoring. — European Association of Geoscientists & Engineers. 2017. P. 505–0030.

22. Krahenbuhl R.A., Li Y. 4D gravity modeling: Integrating seismic data with highly constrained gravity inversions for

effective reservoir monitoring // 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. — European Association of Geoscientists & Engineers. 2011. P. 264–00072.

23. Ruiz H., Lien M., Lindgård J.E. 4D gravity and subsidence monitoring as cost-effective alternatives to 4D seismic // EAGE Seabed Seismic Today: from Acquisition to Application. — European Association of Geoscientists & Engineers. 2020. Vol. 2020. № 1. P. 1–5.

24. Shepelev A.A., Zhilin F.E. Comparison of Processing Results of Magnetometric Data Using Magnetic Base Station and Gradiometer in Offshore Engineering Survey // Engineering and Mining Geophysics 2021. — European Association of Geoscientists & Engineers. 2021. Vol. 2021. № 1. P. 1–7.

25. Weiss E, Ginzburg B, Cohen T.R. et al. High Resolution Marine Magnetic Survey of Shallow Water Littoral Area. Sensors (Basel) // Sensors. 2007. P. 1697–1712.

26. СП 47.13330.2016 Свод правил. Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. Актуализированная редакция СНиП.11-02-96.

Статья поступила в редакцию 19.09.2022,
одобрена после рецензирования 02.11.2022,
принята к публикации 22.07.2023

УДК 553.087 (571.56)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-98-112

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ЛОКАЛИЗАЦИИ И СОСТАВЕ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Иван Олегович Крылов¹✉, Иван Иванович Никулин²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ikrylov46@gmail.com✉

²ООО «Норильскгеология», Санкт-Петербург, Россия; nikulinII@nornik.ru

Аннотация. Изучены типы магматических сульфидных руд на западном фланге Октябрьского месторождения, установлены закономерности их распространения. Изучены особенности рудовмещающих пород в пределах западной ветви Хараелакского интрузива Талнахского рудного поля. Описана морфология рудных тел и дана минерографическая характеристика типов руд в западной части Хараелакского интрузива по данным бурения последних лет. Обобщены и подтверждены данные более ранних исследований о типах руд и их пространственном размещении на флангах Октябрьского месторождения. Выделены основные закономерности пространственного распределения, состава и морфологии залежей сульфидных медно-никелевых руд на западном фланге Октябрьского месторождения, которые могут использоваться в качестве поисковых критериев при дальнейших геологоразведочных работах.

Ключевые слова: сульфидные руды, вкрапленные руды, медистые руды, богатые руды, рудные тела, Октябрьское месторождение, Норильская металлогеническая провинция

Для цитирования: Крылов И.О., Никулин И.И. Новые данные об условиях локализации и составе сульфидных медно-никелевых руд западной части Октябрьского месторождения Норильского района // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 98–112.

NEW DATA ON THE TYPES OF SULFIDE COPPER-NICKEL ORES OF THE KHARAELOKH TROUGH AND THE MAIN PATTERNS OF THEIR DISTRIBUTION

Ivan O. Krylov¹✉, Ivan I. Nikulin²

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ikrylov46@gmail.com✉

²“Norilskgeologiya”, St. Petersburg, Russia; nikulinII@nornik.ru

Abstract. The types of magmatic sulfide ores on the Western flank of the Oktyabrsky deposit have been studied, and the patterns of their distribution have been established. The features of ore-bearing rocks within the western branch of the Kharayelakh intrusive Talnakh ore field have been studied. The morphology of ore bodies is described and mineralogical characteristics of ore types in the western part of the Kharayelakh intrusion are given according to drilling data of recent years. The data of earlier studies on the types of ores and their spatial placement on the flanks of the Oktyabrsky deposit are summarized and confirmed. The main patterns of spatial distribution, composition and morphology of copper-nickel sulfide ore deposits on the western flank of the Oktyabrsky deposit are identified, which can be used as search criteria for further geological exploration.

Keywords: sulfide ores, interspersed ores, copper ores, rich ores, ore bodies, Oktyabrskoye deposit, Norilsk metallogenic province

For citation: Krylov I.O., Nikulin I.I. New data on the types of sulfide copper-nickel ores of the Kharayelakh trough and the main patterns of their distribution. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 3: 98–112. (In Russ.).

Введение. Геологическое изучение месторождений Норильского рудного района ведется с тридцатых годов прошлого века (Котульский 1946, Роговер, 1959) и связано с поисками сульфидных медно-никелевых руд, пространственно и генетически связанных с базит-гипербазитовыми дифференцированными интрузивами. Открытие в начале 1960-х годов Октябрьского и Талнахского месторождений с уникальными запасами сульфидных руд вывели

Россию на лидирующие позиции в мире по запасам и добыче металлов платиновой группы, меди и никеля [Naldrett, 2005]. Уже почти полвека запасы Октябрьского месторождения, являются одной из двух составляющих, на которых держится промышленная мощь Норильского района.

Рассмотренное в работе Октябрьское месторождение, разрабатывается с 1966 г. Западный фланг Октябрьского месторождения отрабатывается

рудником «Октябрьский», центральный — рудником «Таймырский», северо-восточный и юго-восточный — рудником «Комсомольский» (шахты «Комсомольская» и «Скалистая»). В связи с частичной отработкой залежей богатых сульфидных руд, наибольший интерес в последнее время возник к флангам месторождения. В настоящее время продолжают работы по их доразведке, а также эксплуатационные работы, опережающие геологоразведочные работы. В данной работе предлагаются новые данные об особенностях локализации рудных тел, полученные по результатам геологоразведочных работ, проводимых в 2019–2021 гг. на западном фланге Октябрьского месторождения.

Краткая геологическая характеристика Хараелахской мульды. Хараелахская мульда, в юго-западной части которой локализовано Октябрьское месторождение, находится в западном борту Норильско-Хараелахской зоны разлома (рис. 1). В ее пределах выделены интрузии трех типов норильского комплекса: (1) интрузия нижнеталнахского типа ($T_1^{nt}_{nr}$), (2) интрузия круглогорского типа ($T_1^{kq}_{nr}$) и (3) Талнахская и Хараелахская (ранее выделявшиеся вместе как Верхнеталнахская) интрузии норильского типа ($T_1^{nr}_{nr}$), с которыми пространственно и генетически связаны промышленные медно-никелевые руды [Надретт, 2003, Годлевский, 1959; Геология..., 2020].

Талнахская и Хараелахская интрузии обладают близостью внутреннего строения, минерального и химического состава основных петрографических разновидностей, что обусловлено единым характером процессов дифференциации интрузий [Радько, 2016; Геология..., 2020]. Они различаются между собой формой, размерами и пространственным положением. Хараелахский интрузив расположен в западной пологой синклинальной структуре мульды, ограничиваясь с востока Норильско-Хараелахским разломом. Интрузив полого погружается в северо-западном направлении, имеет приподнятые юго-восточную и северо-западную бортовые части, а также опущенную центральную. Дифференциация Хараелахского интрузива выражается в изменении состава пород, от безоливиновых до пикритовых разновидностей габбро-долеритов, с накоплением оливина в нижних частях разреза. Внутреннее строение интрузива определяется образованием псевдогоризонтов пород определенного состава, среди которых по направлению сверху вниз выделяются: горизонт контактовых габбро-долеритов, контаминированных пород, эруптивных брекчий мощностью 1–16 м; горизонт такситовых, такситовидных габбро-долеритов, мощностью 1–20 м; горизонт габбро-диоритов, лейкократовых габбро, диоритов, кварцсодержащих габбро-диоритов с призматически-зернистой и офитовой структурой, мощностью 1–110 м; горизонт безоливиновых габбро-долеритов с офитовой структурой, мощностью 2–87 м; горизонт оливинсодержащих и оливиновых

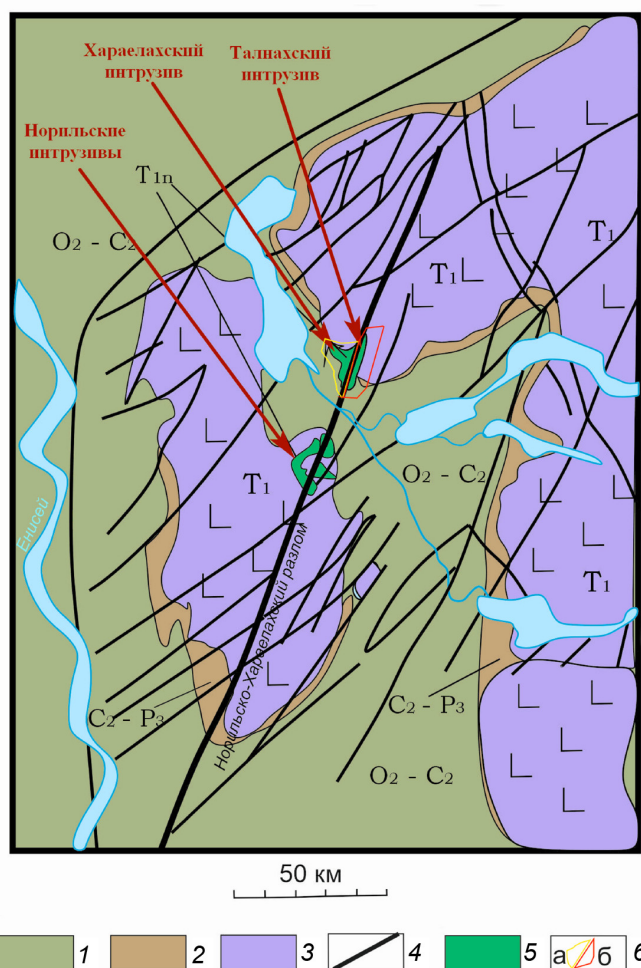


Рис. 1. Геологическая схема Норильского рудного района (по [Спиридонов, 2019] с дополнениями): 1 — ранне-среднепалеозойские отложения; 2 — отложения тунгусской серии; 3 — базальты трапповой серии; 4 — разрывные нарушения; 5 — рудозносные интрузии Норильского комплекса; 6 — контуры горных отводов Октябрьского (а) и Талнахского (б) месторождений

габбро-долеритов, мощностью 2–120 м; горизонт пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов, мощностью 0,5–55 м; горизонт такситовых габбро-долеритов, мощностью 0,5–30 м; горизонт оливиновых и оливинсодержащих, иногда безоливиновых контактовых габбро-долеритов, мощностью 1–42 м. С нижними придонными частями интрузива связано промышленное вкрапленное сульфидное оруденение, а в экзоконтакте подошвы локализуются сплошные (богатые) руды с ореолом прожилково-вкрапленных руд.

Рудную зону Октябрьского месторождения составляют три промышленных типа руд [Суханова, 1968]: богатые (сплошные, массивные), состоящие более чем на 70 об.% из сульфидов, вкрапленные в интрузиве и «медистые» (вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные в породах экзоконтактов интрузива). Оруденение различных типов и разновидностей является составными частями единой системы, в которой, по условиям действующих кондиций, выделяются несколько горизонтов и залежей промышленных типов руд.

Новые данные об основных типах руд и их распространение. Геологическое строение и морфология руд Октябрьского месторождения подробно освещены в более ранних работах [Рожков, 1933; Котульский, 1943, 1948; Годлевский, 1959, 1968; Роговер, 1959; Коровяков, 1963; Золотухин, 1964; Суханова, 1965; Смирнов, 1966; Кулагов, 1968; Доддин, 1971; Иванов, 1971; Тарасов, 1976; Степанов, 1981; Дюжиков, 1988; Спиридонов, 2000; Туровцев, 2002; Naldrett, 2004; Лихачев, 2006; Спиридонов, 2009; Кривоуцкая, 2012; Радько, 2016; Геология..., 2020] и др.

Новые данные, приводимые ниже, охватывают преимущественно западный фланг Октябрьского месторождения Талнахского рудного узла (ТРУ).

Хараелахский интрузив, к которому приурочены руды западного фланга Октябрьского месторождения, располагается в пластичных породах нижнего девона, занимая в целом согласное положение по отношению к основным структурам рудного узла [Рябов, 1984; 2001]. В более ранних исследованиях [Годлевский, 1959; Золотухин, 1964; Шишаев 2010], он выделялся как Хараелахская ветвь Талнахского интрузива, в других работах [Naldrett, 2004; Лихачев, 2006; Радько, 2016; Геология..., 2020] выделяется собственно Хараелахский интрузив и две его ветви: Хараелахская и Северо-западная. В связи с изменчивостью морфологии рудных тел и геологического строения ветвей, в настоящей работе также принята за основу вторая классификация и выделены обе ветви Хараелахского интрузива.

Хараелахская интрузивная ветвь локализуется на западном фланге Октябрьского месторождения и представляет собой достаточно сложную по форме междоформационную залежь. Она контролирует участки, наиболее обогащенные платиноидами. Ее основные морфологические черты обусловлены преимущественно доинтрузивной пликативной тектоникой, разрывными нарушениями, сопровождающими внедрение и дальнейшее становление интрузии, а также метасоматическими процессами, пластическими деформациями и локальными закрытыми эксплозиями. Максимальные раздувы мощности (до 150 м) приурочены к ядрам брахисинклинальных складок и прогибов, а участки с минимальной мощностью — к апикальным частям положительных структур, где интрузивное тело, уменьшаясь в мощности, расщепляется на несколько послойно расположенных своеобразных габбро-долеритовых массивов.

Северо-Западная ветвь развита в центральной части ТРУ и включает в себя восточный фланг Октябрьского месторождения. Так же, как и Хараелахской ветви, ее морфология обусловлена залеганием интрузива в слоистых породах девона, но положение непосредственно на западном крыле разлома определило сложное залегание, связанное с локальными структурно-тектоническими факторами. На северном фланге Октябрьского месторождения, также, как и на южном, рудные тела медно-никелевых руд группируются на нижнем девонском стратиграфиче-

ском уровне по отношению к смежному Талнахскому месторождению, где медно-никелевое оруденение локализуется в породах тунгусской серии.

Типовые разрезы, демонстрирующие взаимное расположение залежей сульфидных руд разных промышленных типов и пространственная локализация рудных залежей в плане, с учетом отработанных участков по состоянию на 01.01.2021 представлены на рис. 2.

Богатые массивные сульфидные руды локализуются в породах, подстилающих интрузив, и частично в пределах его нижней эндоконтактовой зоны. Массивные руды распространены практически по всей площади рудного горизонта, но в его отдельных частях встречаются лишь маломощные прожилки или прожилково-вкрапленная минерализация, в других — руды обособляются в крупные тела жилы-, линзо- и пластообразной формы. Залежи богатых массивных руд до последнего времени являлись основными объектами разработки на месторождении и по своим размерам подразделяются на три группы: очень крупные (площадь свыше 2 км^2), крупные (более $0,5 \text{ км}^2$) и средние (до $0,5 \text{ км}^2$). Кроме них выделяются отдельные мелкие линзы и жилы. На площади Октябрьского месторождения выделяются группы Хараелахских, Южных, Центральных и Северных залежей богатых руд. Наиболее крупной из них является залежь Хараелахская-1 (рудники «Октябрьский» и «Таймырский»), полого погружающаяся на восток.

Богатые (сплошные) руды на западном фланге пространственно связаны с участком локализации Хараелахской интрузивной ветви. Они формируют линзовидные тела сложной формы, разобщенные в пространстве, мощностью до 30 м, внутреннее строение которых определяется пространственной изменчивостью распределения рудообразующих минералов, структур и текстур.

В полях рудников выделяется ряд залежей богатых руд, объединенных в группы «Южных», «Центральных» и «Северных». В каждой из групп одна наиболее крупная залежь выделяется в качестве «Основной» (рис. 2):

крупнейшие (площадь свыше 1 км^2);

крупные (более $0,5 \text{ км}^2$);

средние (до $0,5 \text{ км}^2$);

отдельные мелкие тела, линзы и жилы.

Крупнейшие залежи представляют собой пластообразные тела с небольшой изменчивостью мощностей на большей части площади (табл. 1).

Как показано на рис. 2, в структурно-тектоническом плане богатые сульфидные руды образуют один единый горизонт, приуроченный к подошве рудоносного интрузива (рис. 2, 3). Центральные части залежей характеризуются в целом линзообразным, массивным строением. Фланговые части всех залежей представляют собой зону расщепления с многочисленными участками разветвлений и апофиз, нередко залежи богатых руд имеют «этажное» строение

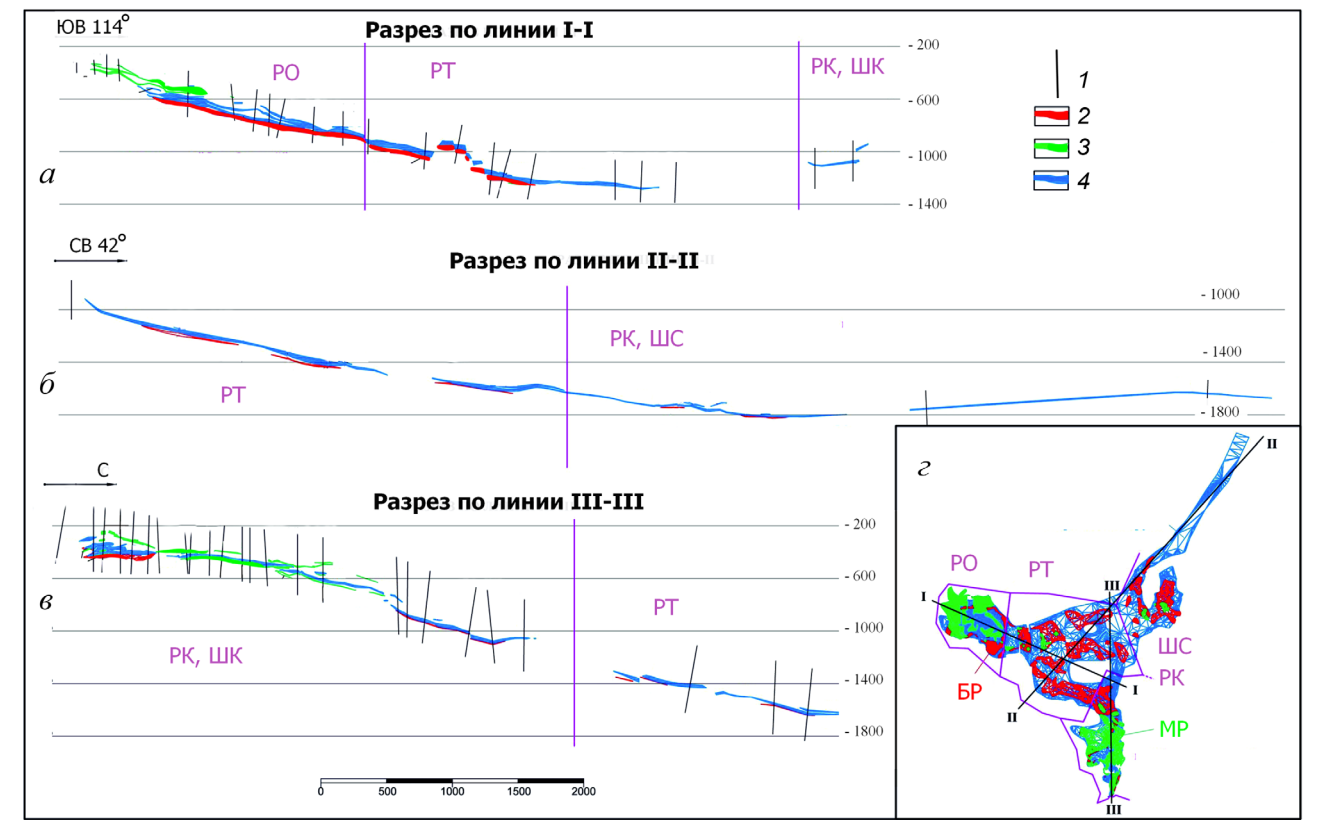


Рис. 2. Каркасные модели рудных тел на Октябрьском месторождении: а, б, в — разрезы каркасных моделей рудных тел; з — проекция каркасных моделей рудных тел на горизонтальную плоскость: 1 — проекции стволов разведочных скважин на плоскость разреза; 2 — богатые руды; 3 — «медистые» руды; 4 — вкрапленные руды; РО — поле рудника «Октябрьский»; РТ — поле рудника «Таймырский»; РК — поле рудника «Комсомольский» («Глубокий»); ШК — шахта «Комсомольская»; ШС — шахта «Скалистая»; БР — богатые руды на горизонтальной проекции; МР — медистые руды на горизонтальной проекции; ВР — вкрапленные руды на горизонтальной проекции; М1Н, МП-ОВ, МП-ОН — названия залежей медистых руд, В-О — названия залежей вкрапленных руд, Х1О — названия залежей

вследствие расщепления на линзы, отстоящие друг от друга от 1 до 30 м по вертикали и расположенные кулисообразно. Кроме того, первичное залегание рудных тел осложнено пострудной тектоникой. Границы залежей обычно четкие, резкие, реже наблюдаются постепенные переходы.

Богатые руды Октябрьского месторождения имеют показатели изменчивости оруденения, принадлежащие к 1, 2 и 3 группам сложности, но, учитывая тот факт, что более выдержанные, центральные участки рудных тел на сегодняшний день отработаны, средние мощности рудных тел составляют

Таблица 1

Параметры залежей богатых руд Октябрьского месторождения

Место-рождение	Интрузивная ветвь	Залежь	Рудник	Размер залежи, км ²	Мощность залежи		
					от	до	среднее
Октябрьское	Хараелахская	Хараелахская Первая (Х-1)	«Октябрьский»	2,9	0,5	45,8	21,0
		Вторая Северная (С-2)	«Таймырский»	1,6	1,0	18,4	7,7
		Третья Северная (С-3)		0,4	0,6	24,7	7,2
		Четвертая Северная (С-4)		0,4	0,9	5,8	3,0
	Северо-Западная	Первая Северная (С-1)	«Комсомольский»	0,1	0,3	15,2	6,2
		Центральная Основная (Ц-О)		0,1	1,0	10,7	7,0
		Южная Основная (Ю-О)		0,1	1,0	30,0	20,0

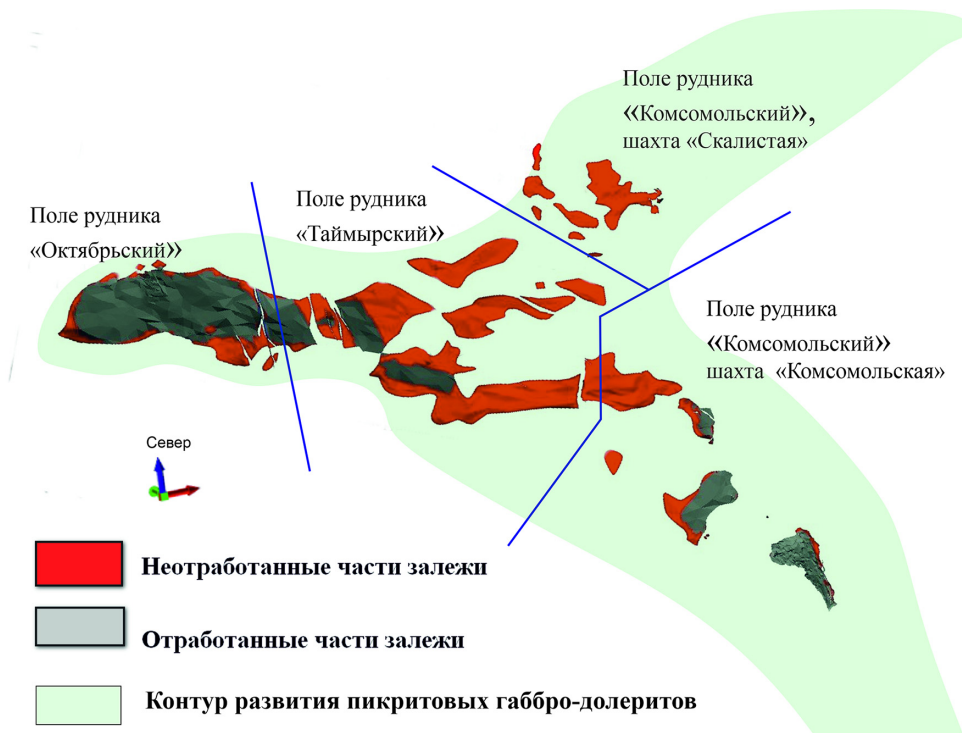


Рис. 3. Расположение залежей богатых руд Октябрьского месторождения (каркасные 3D модели рудных тел)

3–8 м (маломощные) и около 40% рудных интервалов имеют мощности <3 м. Поэтому руды данного типа следует отнести ко 2 группе сложности геологического строения (табл. 2).

По соотношению рудообразующих сульфидов промышленный сорт (тип) богатых сплошных руд условно делятся на ряд подтипов [Додин, 1971]:

- пентландит-халькопирит-пирротинового состава (подтип составляет полностью залежи сплошных руд в северной части Талнахского месторождения и целиком или большую часть объема сложно построенных залежей на Октябрьском месторождении);
- пентландит-пирротин-халькопирит-кубанитового состава (подтип формирует обособленные линзовидные тела в объеме залежей сложного строения);

- пентландит-пирротин-кубанит-халькопиритового состава (подтип обособляется в виде линзовидных тел в контурах залежей сложного строения);
- пентландит-кубанит- (моихукит, поторанит) талнахитового состава (подтип обычно образует линзовидные тела во внутренней части сложно построенных залежей).

Основными минералами сплошных пентландит-халькопиритовых руд являются халькопирит и пентландит, присутствуют также в незначительных количествах кубанит, валлериит, магнетит, сфалерит и макинавит. В массе сульфидов иногда отмечаются мелкие зерна платиновых минералов. Текстура руд массивная, реже — петельчатая, которая обусловлена развитием прожилков позднего магнетита, образующего узор выделениям сульфидных минералов.

Таблица 2

Значения показателей группы сложности богатых руд Октябрьского месторождения

Группы сложности и варианты оконтуривания*	Показатели изменчивости объектов						
	Формы			Содержания			
	коэффициент рудоносности K_p	показатель сложности q	коэффициент вариации мощности V_m , %	коэффициент вариации содержания V_c , %			
				Ni	Cu	Pt	Pd
Первая	0,9–1,0	0,8–0,9	<40	<40			
Вторая	0,7–0,9	0,6–0,8	40–100	40–100			
2,3-1-3*	0,94	0,94	103	28	93	116	107
Третья	0,4–0,7	0,4–0,6	100–150	100–150			
Четвертая	<0,4	<0,4	>150	>150			

Примечание.* — бортовое содержание условного никеля — минимальная мощность рудного тела — максимальная мощность прослоев пустых пород.

ралов. Структура изменяется от мелкозернистой, до крупнозернистой.

Главными минералами пентландит-пирротин-халькопирит-кубанитовых руд являются пентландит, кубанит и халькопирит. Второстепенные рудные минералы представлены валлериитом, макинавитом, галенитом, сфалеритом и магнетитом. Преобладает массивная текстура, реже встречается брекчиевидная. Наиболее характерной структурой является порфировидная.

Пентландит-пирротин-кубанит-халькопиритовые руды отличаются от пентландит-пирротин-халькопирит-кубанитовых руд количеством содержащихся в них халькопирита и кубанита, отсутствием пирротина и макинавита, а также локальным развитием кубического кубанита [Генкин, 1966] и более частой встречаемостью валлериита и сфалерита. Текстурно-структурные особенности этих двух типов практически не отличаются.

Минералогическое отличие пентландит — кубанит — (моихукит, поторанит) талнахитовых руд от других подтипов заключается в том, что они содержат кубическую разновидность халькопирита — талнахит [Генкин, 1966; Будько, 1968], также в их составе встречаются моихукит и поторанит. Текстура преимущественно массивная, структура гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая.

Богатые руды изученных в работе залежей Хара-елаской и С-2 характеризуются сходным минеральным составом, структурой и текстурой руд. Богатая руда залежи С-2 является сплошной халькопирит-пирротиновой рудой с включениями вмещающих пород, в том числе и пород с постмагматическими изменениями. Размер породных включений изменяется от 5 мм до 10–15 см, они представлены

такситовым габбро-долеритом пойкилоофитовой структуры, мелкозернистым плагиоклазитом с прожилками поздних нерудных минералов, биотита, цоизита, хлорита, амфиболов. Соотношение силикатных минералов на 100% силикатов в пробе ТП С-2 (%): плагиоклаз — 40–50, биотит — 20–30, клинопироксен — 5–7, оливин — 5–7, хлорит — 15–20, цоизит 5–7, кварц — 5–7, амфиболы — 3–5. Состав руды существенно пирротиновый при подчиненном количестве халькопирита и пентландита. Текстура руд массивная, каемочная, петельчатая, полосчатая, прожилковая в зависимости от взаимного расположения пирротина, халькопирита и породных включений, мощности халькопиритовых кайм в массе пирротина достигают 10–15 см (рис. 4; 5).

Главными минералами руд являются моноклинный и гексагональный пирротин (по данным минераграфических исследований и РСМА), халькопирит, пентландит и магнетит. Пирротин образует уникальные крупные кристаллы размером более 3–4 см (пирротин I), а также агрегат более мелких кристаллов размером от 0,5 до 1–2 мм (пирротин II). Крупный пирротин имеет двойниковое строение, включает пламенивидный пентландит и халькопирит.

Халькопирит располагается на границах раздела отдельных зерен пирротина, наиболее крупные его поля содержат включения округлых зерен пирротина в сростаниях с пентландитом.

Пентландит приурочен к границам зерен пирротина, где он присутствует один или вместе с халькопиритом. В большинстве случаев халькопирит и пентландит образуют мономинеральные выделения размером до 0,5–0,6 мм, пламенивидные пластинчатые фазы в пирротине. Магнетит образует вкрапленность в пирротине размером от 0,1 до 1 мм или образуют почти мономинеральные линзы в по-

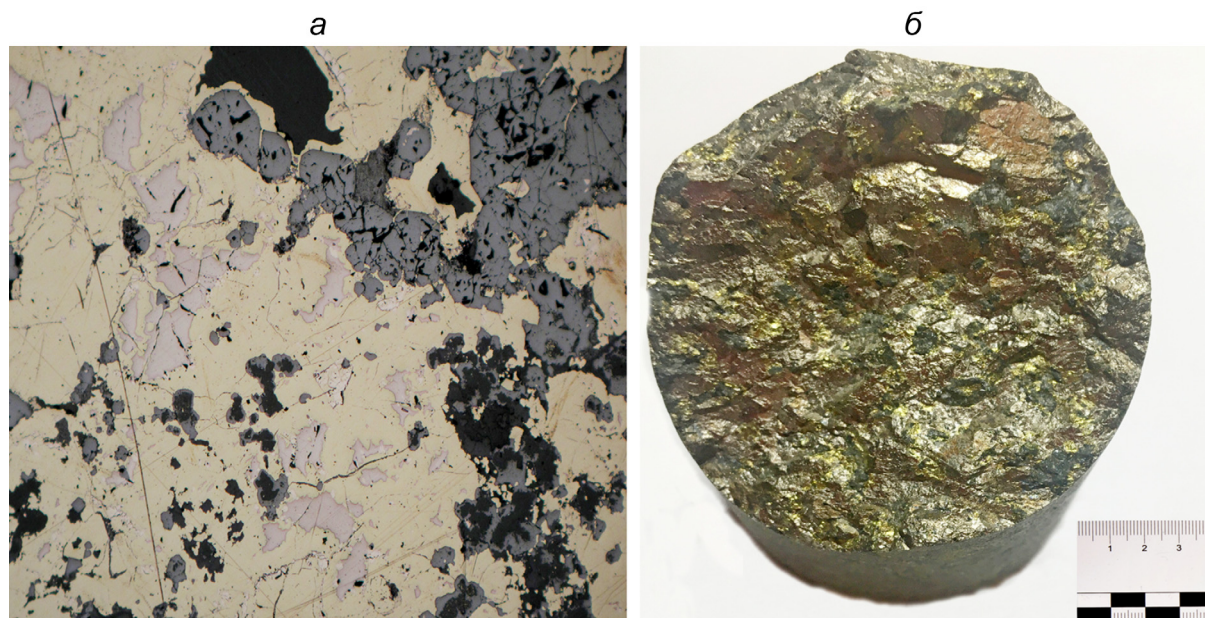


Рис. 4. Массивная халькопиритовая руда: а — сростания халькопирита, с пирротин и магнетитом (в отраженном свете); б — общий вид



Рис. 5. Кайма халькопирита на границе кристалла пирротина и включения габбро-долерита (а); петельчатый и пластинчатый халькопирит в пирротине, скв. Т9709 (б)

родных включениях. В руде встречаются единичные зерна сфалерита, галенита, ильваита.

Характерная особенность богатой руды Харалахской залежи — крупные блочные кристаллы пирротина размером до 10 см и каемочные образования халькопирита мощностью 1–3 — 20 мм вокруг пирротина, аналогичные богатой руде залежи С-2. Вторая структурная форма халькопирита — ориентированные по трещинам отдельности в пирротине субпараллельные вкрапленники размером 3–10 мм (рис. 5; 6).

Пирротин представлен крупными кристаллами (пирротин I) и более мелкозернистыми зернами пирротина (пирротин II), которые обрамляются каймой

пентландита. Пентландит в кристаллах пирротина образует пламенивидные фазы по направлениям отдельности, где с ним часто ассоциирует и халькопирит, а также идиоморфные кристаллы магнетита.

Количественное соотношение сульфидов в богатой руде пробы ТПХ 1(0) на 100% сульфида (масс.%): пирротин 61, халькопирит — 24, пентландит — 15. Доля магнетита составляет 6 масс.%, породных включений — 2 масс.%. В пробе ТПС-2 (масс.%): пирротин 76, халькопирит — 14, пентландит — 10, количество магнетита — 6, доля силикатных минералов — 6%. В залежах богатых руд С4 и Х1 наблюдаются пирротинные зоны, в которых выделяются участки, обогащенные кубанитом. Залежь С4 в настоящее

Поле рудника
«Октябрьский»

Поле рудника
«Таймырский»

Поле рудника
«Комсомольский»,
шахта Комсомольская

С

- Неотработанные части залежи
- Отработанные части залежи
- Контур развития пикритовых габбро-долеритов

Рис. 6. Расположение залежей «медистых» руд Октябрьского месторождения (каркасные 3D модели рудных тел)

время не вскрыта выработками, Хараелахская залежь в поле рудника «Октябрьский» в значительной степени отработана. Содержание никеля (2,5–3,5%) и меди (12,3–14,0%) в кубанитовых рудах выше, чем в пирротиновых.

Основными минералами кубанитовых руд являются пирротин (в том числе троилит) и кубанит, количество халькопирита не превышает 10–12%. Кубанитовые руды имеют постепенные переходы к существенно пирротиновой и к халькопиритовой разновидностям. Кубанитовые руды Хараелахской залежи отрабатывались совместно с пирротиновой рудой и направлялись на обогащение.

В зональных частях залежей выделяются также халькопиритовые зоны, которые выделены в самостоятельный технологический тип II «высокомедистых» руд. Эти руды характерны для Хараелахской залежи в поле «Октябрьского» рудника. Содержание меди в рудах составляет 14–16%, носителем меди является халькопирит (с содержанием меди 34,5%). В процессе эксплуатации они направлялись непосредственно в плавильный цех медного завода.

«Медистые» руды Октябрьского месторождения локализуются во вмещающих интрузив апоосадочных метаморфизованных породах. По текстурным особенностям они подразделяются на вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные, обычно обогащенные медью. Морфология рудных тел, сложенных этим типом руд характеризуется большой сложностью и зависит, в основном, от литолого-структурных условий участка локализации. В подошве интрузива «медистые» руды образуют ореолы вокруг массивных богатых руд во вмещающих породах в виде тонкой вкрапленности, мелких прожилков, шлиров и линз и пропитывают включения роговиков в массивных рудах. Отмечается тенденция преимущественного развития этого типа оруденения в залежах, приуроченных к фланговым частям интрузивного массива. Обычно эти рудные тела не имеют четких естественных границ и характеризуются постепенными переходами в неоруденелые породы. Форма рудных тел неправильная, с крупными раздувами, пережимами и участками переменной мощности. В ряде случаев тела имеют пластообразную форму, вытянутую в виде относительно узкой полосы, вдоль простираения нескольких залежей сплошных сульфидных руд. В кровле интрузивного массива «медистые» руды (залежи МК-1,2 на рис. 2) весьма близки к оруденению в экзоконтактах тел сплошных сульфидов, но имеют весьма ограниченное распространение. Основная особенность их локализации заключается в том, что оруденение этого типа приурочено непосредственно к полосе развития трещинных структур Норильско-Хараелахского разлома.

В западной и фронтальной зоне Хараелахского интрузива, в метаморфических и метасоматических породах его экзоконтакта, развиты сульфидные «медистые» руды брекчиевидного облика, в кото-

рых сульфидные минералы играют роль цемента, выполняющего пространство между обломками измененных осадочных пород. Данный тип оруденения локализуется между апофизами интрузивного тела в его фланговой зоне.

Из наиболее крупных и устойчивых по содержанию и мощности горизонтов «медистых» руд Октябрьского месторождения выделяются (рис. 2): в западной части — «Основной горизонт» брекчиевидных руд М-О, расположенный на 30–50 м выше кровли первой Хараелахской залежи, и горизонт М-1Н; в восточной части — два сближенных горизонта в кровле интрузива (МК-1 и МК-2) и один в подошве (МП-ОН).

Распространение и контуры «медистых» руд полностью определяются геометрией и структурой залежей сплошных руд. Однако из-за качественнотехнологических свойств и сложности строения этот тип руд традиционно рассматривается как самостоятельный, отдельно от богатых. «Медистые» руды образуют сложный по форме горизонт, выше залежей богатых руд, который характеризуется изменчивостью мощностей (рис. 6; 7). Горизонт представлен серией вытянутых по протяженности тел, залегающих в кровле богатых руд и имеющих сравнительно небольшие размеры. Внутреннее строение всех горизонтов «медистых» руд сложное. Нередко интенсивно оруденелые прослои чередуются со слабо минерализованными или безрудными.

По уровню локализации «медистые» руды подразделяются на верхние (развитые только в верхнем экзоконтакте Талнахского рудоносного интрузива, в полях рудников шахты «Комсомольская» и «Октябрьский») и нижние разности, выделяемые на всей площади месторождения, на флангах залежей богатых руд в зоне их расщепления и выклинивания. Залежи верхних «медистых» руд представлены брекчиевидными, густовкрапленными, прожилково-вкрапленными и бедными (тонко-вкрапленными в роговиках) разновидностями с высоким условным никелем. Нижние «медистые» руды характеризуются относительно низкими содержаниями условного никеля и, по сути, являются продолжением залежей богатых руд, но с более низким качеством. Горизонт «медистых» руд залегает в ангидрит-пироксеновых роговиках мантуровской свиты среднего девона, которые содержат многочисленные линзы измененного габбро-долерита с вкрапленной рудой. Роговики сложены преимущественно мелкозернистым агрегатом пироксенов с включениями ксеноморфного ангидрита размером 0,2–1 до 10–15 см. Амфибол представлен роговой обманкой, которая в ассоциации с хлоритом образует каемочные обрамления вокруг рудных вкрапленников. В роговиках присутствуют прожилки и гнезда кальцита и доломита. Структура роговика гранобластовая, равномернозернистая, мелкозернистая. «Медистая» руда имеет брекчиевидную, ритмично-полосчатую или равномерную массивную текстуру, образован-

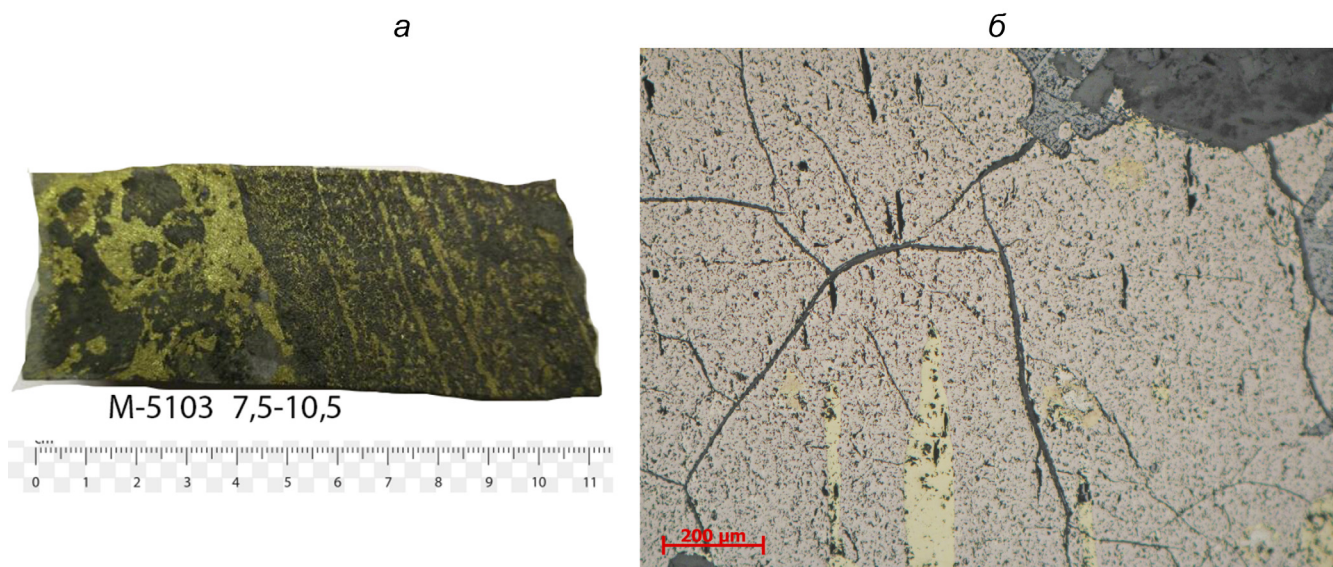


Рис. 7. Брекчиевидная и ритмично-полосчатая вкрапленность сульфидов в роговике скв. М5103 (а); срастания зерен халькопирита с агрегатами пирротина (б)

ную сплошным халькопиритом и густовкрапленным сульфидным агрегатом с включениями роговика различного размера (рис. 5, а). В контуре горизонта МО пачки «медистых» руд (16,2 и 13,0 м в скважине М 5103) имеют существенно халькопиритовый или пирротиновый состав с примерно одинаковым количеством пентландита. Общее количество сульфидов в халькопиритовых и пирротиновых интервалах идентичное, изменяется от 23 до 44%. Разделение руд на существенно халькопиритовые и существенно пирротиновые производится при макроскопической документации и по расчетному геохимическому коэффициенту Cu/S . В пирротин — халькопиритовых рудах Cu/S — более 0,45%, в существенно пирротиновых 0,15–0,3%. Количество пентландита в рудах постоянное и составляет около 9–11%. В пирротиновых интервалах появляется валлериит — до 8 масс.%, присутствует сфалерит и магнетит. Доля нерудных минералов 43–74%.

Халькопирит образует мономинеральные зерна и агрегаты зернистой структуры, сростки с пирротинном, пентландитом, реже с магнетитом, макинавитом и сфалеритом. В крупных полях халькопирита, составляющих сплошную сульфидную массу, наблюдаются порфиоровидные зерна пентландита и призматические включения пирротина (рис. 5, б). Широко распространен в халькопирите и мелкозернистый пентландит размером около 0,01–0,2 мм. Микрорентгеноспектральным анализом в халькопирите обнаружено самородное золото, зерно солевскита, котульскита, мончеита.

Пентландит образует порфиоровидные зерна в крупных полях халькопирита и пирротина, мелкие изометричные вкрапленники в халькопирите, пламенивидные включения в пирротине.

Пирротин в халькопиритовых интервалах имеет ограниченное распространение, находится в срастаниях с халькопиритом, образует бедную вкраплен-

ность в породных ксенолитах. Наиболее крупные фазы пирротина содержат включения пламенивидного пентландита. В существенно пирротиновых интервалах пирротин представлен двумя структурными разновидностями: крупными кристаллами размером до нескольких сантиметров (пирротин I) и мелкозернистыми округлыми зернами в полях халькопирита (пирротин II) размером 0,1–0,8 мм. В пирротиновых интервалах доля пламенивидного пентландита возрастает, что приводит к повышению извлечения никеля в пирротиновый концентрат и малоникелистый отвальный продукт.

Пирит в «медистых» рудах образует тонкие прожилки небольшого размера и крупнозернистые агрегаты, количество пирита составляет 1–9%.

В халькопирит-пирротиновой массе наблюдаются шпильки магнетита, в которых встречается мелкозернистый чешуйчатый валлериит. Расчетное количество валлериита в медистых рудах по изученным пробам — изменяется от 0 до 8%, расчетное количество магнетита — 5%.

«Медистые» руды на северо-западном фланге рудника «Октябрьский» вскрыты многочисленными скважинами. Брекчиевидные и сплошные пирротин-халькопиритовые медистые руды образуют 2–3 тела мощностью от 4 до 48 м. Рудные тела медистых руд в районе скважин КЗ-829, КЗ-952 залегают на глубинах 1008–1096 м, на западном фланге поднимаются на глубины 400–500 м и прослеживаются до глубины 10–20 м под рыхлые отложения. По минеральному составу среди «медистых» руд на западном фланге преобладают разновидности пентландит-халькопирит-(пирит)-пирротинового состава и валлериитовые руды, среди которых различают пентландит-(миллерит)-пирротинового, пирит-валлериит-халькопиритового и пентландит (миллерит)-халькопирит-валлериит-(пирротин)-пиритового состава.

Таблица 3

Значения показателей группы сложности «медистых» руд Октябрьского месторождения

Группы сложности и варианты оконтуривания*	Показатели изменчивости объектов						
	Формы			Содержания			
	коэффициент рудоносности K_p	показатель сложности q	коэффициент вариации мощности V_m , %	коэффициент вариации содержания V_c , %			
				Ni	Cu	Pt	Pd
Первая	0,9–1,0	0,8–0,9	<40	<40			
Вторая	0,7–0,9	0,6–0,8	40–100	40–100			
Третья	0,4–0,7	0,4–0,6	100–150	100–150			
0,8-1-3	0,63	0,77	116	55	57	100	73
1,3-1-3	0,59	0,75	121	51	49	87	63
1,8-1-3	0,58	0,74	136	63	53	81	64
0,8-2-7	0,68	0,82	119	57	70	95	73
1,3-2,7	0,66	0,79	124	54	65	93	72
Четвертая	<0,4	<0,4	>150	>150			

Примечание. * — бортовое содержание условного никеля — минимальная мощность рудного тела — максимальная мощность прослоев пустых пород.

В пробах «медистой» руды состав пентландита характеризуется повышенным содержанием никеля, пониженным содержанием железа и составляет (масс.%): никель — 36,9, железо — 28,8, серы — 33,4, кобальта — 0,9. Средний состав пирротина (масс.%): железо — 60,1, сера — 39,1, никель — 0,8. В рудах присутствуют гексагональный и моноклинный пирротин. Состав халькопирита (масс.%): медь — 34,6, железо — 30,04, сера — 34,9. Миллерит содержит в среднем 61,5 масс.% никеля, 35,6 масс.% серы, имеет примесь железа — 2,4 масс.% и кобальта — 0,5 масс.%. В состав пирита также входит примесь кобальта и никеля. Средний состав пирита (масс.%): железо — 46,0, сера — 52,8, никель — 0,8, кобальт — 0,4.

По своим показателям изменчивости этот тип руд находится между 2 и 3 группами сложности (табл. 3). Однако, принимая во внимание сложность строения их контактов, наличие «зональности» в вещественном составе и текстуре рудных тел (верхние и нижние горизонты «медистых» руд), руды этого промышленного типа отнесены к 3 группе сложности геологического строения.

В поле шахты «Комсомольская», «медистые» прожилково-вкрапленные руды подвержены наиболее сильному метасоматозу с образованием ангидрит-пироксеновых роговиков, скарнов различного состава (магнезиального, известкового и щелочного) и серпентинитов. Вторичные изменения отражаются и на составе рудной вкрапленности. Так, в роговиках и скарнах появляется миллерит-халькопирит-пиритовая ассоциация сульфидов, которая накладывается на более раннюю пентландит-халькопирит-пирротиновую вкрапленность и может полностью ее замещать. Во вкрапленности также присутствует борнит, валлериит, джерфшерит.

Оруденелые роговики имеют равномернозернистую массивную и полосчатую текстуру, присутствуют интервалы с пятнистой текстурой, где проявлены пластические и разрывные микродеформации, брекчирование [Додин, 1971; Геология....2020; Спиридонов, 2010]. В роговиках наблюдаются метасоматические изменения с образованием скарнов, широко проявлена серпентинизация, образование гидрограната, хлорита, крупногнездового ангидрита, кальцита. Макроскопически рудные скарны представляют собой сланцеватую породу серого цвета с пятнистой и прожилковой текстурой, обусловленной развитием гнезд и прожилков хлорита, серпентина и крупных гнезд ангидрита.

Для «медистой» руды характерно неравномерное распределение сульфидов во вмещающих породах и разнообразные структурные формы: гнезда, ориентированные по сланцеватости, прожилки, примазки по трещинам, вкрапленники, слои густой тонкой вкрапленности, в основном халькопиритовой, «пропитывающей» породу.

Общее количество сульфидов в технологических пробах шахты «Комсомольская» изменяется от 8 до 35%, от общего количества сульфидов доля пирротина составляет 16–28%, халькопирита 13–48%, пентландита ~1,2–6%, миллерита ~0,1–4%, валлериита ~7–19%, пирита ~14–38%.

В «медистой» руде горизонта МПОН (рис. 2) присутствует несколько характерных минеральных ассоциаций: пирротин-пентландит-халькопиритовая, существенно халькопиритовая, миллерит-борнит-халькопирит-пиритовая и валлериит-пирротин-халькопиритовая.

В наименее измененных породах пироксеновых роговиках или скарнах присутствует пирротин-

халькопиритовая вкрапленность с пентландитом. Основными рудными минералами вкрапленности являются пирротин и халькопирит, в сростаниях с которыми находится пентландит, пирит и магнетит. Наблюдаются вкрапленники существенно пирротинового или существенно халькопиритового состава с размером сульфидных фаз от 0,05 до 0,4–0,5 мм пирротина (рис. 5). В пирротине присутствуют пламеновидные включения пентландита.

Развитие валлериита наиболее характерно для серпентинитов, в которых он наблюдается в максимально известном количестве. В измененных роговиках и скарнах распространена валлериит — халькопиритовая вкрапленность, где валлериит является вторым по распространенности минералом. В сростаниях с халькопиритом встречается пирит и редко — пирротин. В этой ассоциации иногда встречается джерфшерит, который образует каймы вокруг халькопирита и пирротина.

В виде самостоятельной рудной ассоциации в роговиках и скарнах присутствует пирит-пирротин-валлериитовая вкрапленность с низкими технологическими свойствами. В этой ассоциации пирит является никелистым и содержит 0,1–0,5 масс.% никеля.

Вкрапленные руды Октябрьского месторождения залегают в подошве Талнахского интрузива и в нижних приподошвенных горизонтах Хараелахского интрузива. В поле рудника «Комсомольский» и «Октябрьский» они образуют обширную пластообразную залежь с многочисленными линзами и апофизами. В поле «Таймырского» рудника они образуют единый горизонт со сложным внутренним строением.

Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды являются наиболее распространенным промышленным типом медно-никелевых руд. Они приурочены главным образом к горизонтам пикритовых и такситовых габбро-долеритов. В большей части интрузивного массива этот тип оруденения является морфологически наиболее простым, поскольку прослеживается почти повсеместно в соответствии с общей выдержанностью обоих горизонтов. Наиболее сложное строение горизонты вкрапленных руд имеют на флангах интрузива, где он расщепляется на серии апофиз. Распределение сульфидов в пределах горизонтов относительно постоянное.

Анализ скважин детальной разведки месторождения показывает, что в ряде скважин разделение рудной толщи на отдельные горизонты происходит по маломощным прослоям пустой породы. В соответствии с действующими кондициями, пустые породы и некондиционные руды мощностью менее 5 м разрешено включать в подсчетный контур. В целом, залежи вкрапленных руд в интрузии являются участками единой толщи вкрапленного оруденения дифференцированного интрузива.

Наиболее выдержанным является «Основной» горизонт вкрапленных руд (В-О на рис. 2), мор-

фология которого целиком определяется формой и внутренним строением рудовмещающих горизонтов самого интрузива и отдельных его ветвей. Максимальные мощности и концентрации полезных компонентов этот горизонт руд имеет в центральных частях ветвей интрузива.

Морфология сульфидных выделений вкрапленных руд характеризуется большим многообразием. Она зависит от генезиса и приуроченности к тому или иному горизонту интрузива. В пикритовых габбро-долеритах сульфиды присутствуют в виде мелких интерстиционных выделений в межзерновом пространстве породообразующих силикатов и изометричных или каплевидных выделений. Для пегматоидных разновидностей магматических пород — такситовых габбро-долеритов — характерно прожилково-вкрапленное оруденение, крупные шлировидные скопления сульфидов и мелкие (2–5 мм) сульфидные агрегаты, ксеноморфные по отношению к силикатам.

По своему составу руды являются полиминеральными и состоят из весьма обширного комплекса минералов, относящихся к классам сульфидов, селенидов, теллуридов, арсенидов, сульфоарсенидов, интерметаллидов, самородных элементов, окислов и др. Главными минералами являются пирротин (моноклинный и гексагональный), халькопирит и пентландит, реже троилит, кубанит и валлериит. Повсеместно в рудах среди сульфидов встречается титаномagnetит. В зависимости от преобладания того или иного минерала, выделяются пирротиновые, кубанитовые и халькопиритовые руды. Закономерно группируясь внутри минеральных типов, главные рудообразующие минералы образуют устойчивые минеральные ассоциации — минеральные разновидности. Каждая минеральная разновидность образует в рудной залежи довольно крупные и выдержанные обособления в виде капель (рис. 8, в, г).

Горизонты вкрапленных руд в интрузиве состоят из многочисленных линзовидных и крупных пластообразных залежей, вытягивающиеся субпараллельно подошве или кровле интрузива. Во фронтальных частях интрузивных ветвей морфология и качественные показатели вкрапленного оруденения несколько усложняются в связи с расщеплением интрузива и развитием метасоматических процессов. Появляются в разрезе несколько рудных тел вкрапленного оруденения, выделяемых в качестве самостоятельных горизонтов. Вкрапленные руды по сравнению с медистыми являются более бедными по содержанию меди и никеля, содержат меньше сульфидов и, соответственно, серы, а также имеют значительно более высокие содержания двуокиси кремния и окиси магния. Во вкрапленных рудах имеет место высокая доля неизвлекаемого силикатного никеля, которая в пробах изменяется от 9 до 22% и в среднем составляет 16%. В строении вкрапленных руд горизонта ВО (на рис. 2) выделяются несколько петро-

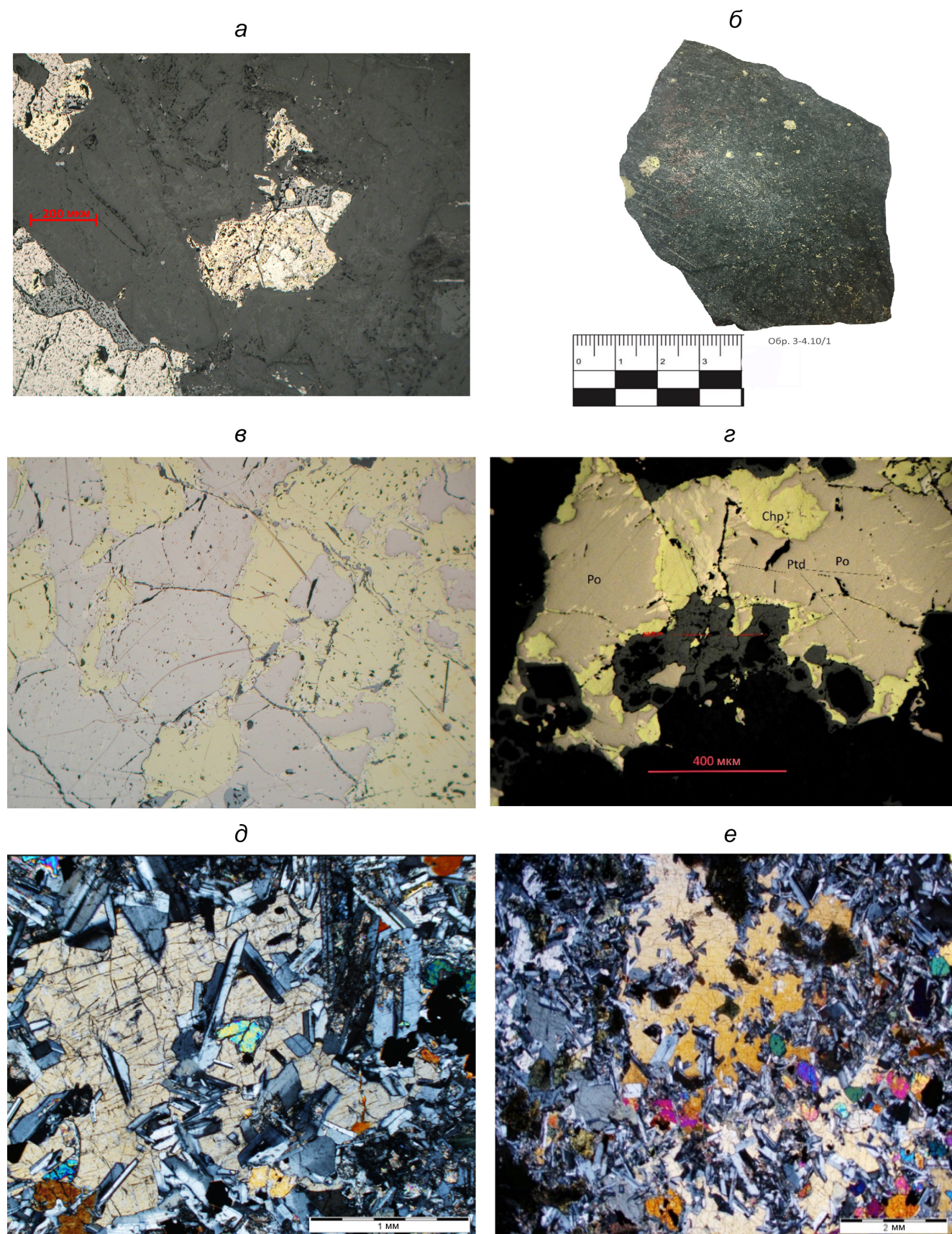


Рис. 8. Обр. 3-4.10/1. Контактный габбро-долерит с вкрапленной минерализацией: *а* — в отраженном свете; *б* — общий вид; *в* — крупные выделения пирротина I в такситовом габбро-долерите; *г* — выделения пламевидного пентландита в пирротине; *д* — безоливиновый габбро-долерит; *е* — пикритовый габбро-долерит; изображение в проходящем свете (никколи скрещены)

графических горизонтов, которые имеют разную мощность и локальные особенности в полях разных рудников. Верхний горизонт является наиболее пестрым по составу. Он объединяет различные породы эндоконтакта — контактовые долериты, лейкократовые габбро, диориты, габбро-диориты, габбро-пегматиты и часто мета- и эруптивные брекчии. Ниже залегает горизонт безоливиновых габбро-долеритов офитовой и пойкилоофитовых структур, который сменяется горизонтом оливиновых габбро-долеритов. Еще ниже по разрезу залегает горизонт пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов, плагиоклазовых перидотитов, к которому приурочены балансовые вкрапленные руды. Горизонт рудных такситовых габбро-долеритов является принадлежностью только рудоносных массивов. Присутствие в разрезе пикритовых и такситовых габбро-долеритов является характерной особенностью для рудоносных интрузий норильского типа. Для всех интрузивных ветвей интрузива, выдерживается последовательность распространения указанных горизонтов в вертикальном разрезе.

Вкрапленные руды обладают изменчивостью оруденения, практически по всем параметрам тяготеющей ко 2 группе сложности. Протоколом ГКЗ при последнем утверждении запасов вкрапленные руды Октябрьского месторождения были отнесены к 1 группе. Однако подсчитанные при статистическом анализе параметры, особенно коэффициенты вариации мощности и средних содержаний полезных компонентов, дают полное основание к отнесению вкрапленных руд ко 2 группе сложности (табл. 4).

В такситовых габбро-долеритах сульфиды образуют гнезда неправильной формы, размером до

4 см и неравномерную вкрапленность размером до 1–2 мм. Основным минералом является пирротин (пирротин I), он образует крупные кристаллы размером до 1–2 см, которые насыщены включениями пламевидного пентландита (рис. 8, д), а также более мелкие зерна. В ассоциации с пламевидным пентландитом находится халькопирит.

В крупных зернах халькопирита наблюдается зернистый пирротин (пирротин II), зернистый пентландит, характерна также эмульсионная вкрапленность пентландита (рис. 8, е), а также мелкозернистый и эмульсионный сфалерит, иногда — призматические включения кубанита.

В пикритовых габбро-долеритах сульфиды образуют каплевидные гнезда, расслоенные на халькопиритовую и пирротиновую части, а также более тонкую интерстиционную вкрапленность.

Пентландит образует зернистую и пламевидную структурные формы. Халькопирит содержит включения овального и призматического кубанита. Для пикритовых габбро-долеритов характерна мелкая вкрапленность идиоморфного хромита.

Вкрапленная руда в оливиновых и оливинсо-державших габбро-долеритах характерной «горошчатой» текстуры имеет сидеронитовую структуру. Это равномерная вкрапленность, сложенная в основном мономинеральным халькопиритом и редкими зернами пентландита размером до 3–4 мм. Пирротин находится подчиненном количестве в позиции включений в халькопирите или пентландите.

Рудная минерализация в троктолитовых габбро-долеритах является гнездово-вкрапленной с размером фаз до 1–2 см. Состав вкрапленности пентландит-халькопирит-пирротиновый с отдель-

Таблица 4

Значения показателей группы сложности вкрапленных руд Октябрьского месторождения

Группы сложности и варианты оконтуривания*	Показатели изменчивости объектов						
	Формы			Содержания			
	коэффициент рудоносности K_p	показатель сложности q	коэффициент вариации мощности V_m , %	коэффициент вариации содержания V_c , %			
				Ni	Cu	Pt	Pd
Первая	0,9–1,0	0,8–0,9	<40	<40			
Вторая	0,7–0,9	0,6–0,8	40–100	40–100			
0,55-3-5	0,88	0,82	83	46	69	95	72
0,7-3-5	0,84	0,79	71	52	83	129	90
0,85-3-5	0,81	0,77	72	59	98	133	93
1,0-3-5	0,76	0,75	74	57	92	137	89
0,55-3-10	0,89	0,85	85	45	65	79	62
0,85-3-10	0,84	0,81	73	57	97	134	93
Третья	0,4–0,7	0,4–0,6	100–150	100–150			
Четвертая	<0,4	<0,4	>150	>150			

Примечание. * — бортовое содержание условного никеля — минимальная мощность рудного тела — максимальная мощность прослоев пустых пород.

ными зернами кубанита в халькопирите, а также сфалерита и магнетита. Интерстиционная вкрапленность в троктолитах является более густой и крупной (до 1–2 мм).

Пирит наблюдается в измененных габбро-долеритах, породах гранат — оливин — ангидритового состава с прожилками карбонатов, хлорита и в зонах серпентинизации габбро-долерита. Он находится в непосредственных сростаниях с рудными сульфидами или образует прожилки в силикатах.

В изученных пробах вкрапленных руд встречаются следующие минералы ЭПГ: паоловит (Pd_2Sn), и атоцит ($\text{Pt,Pd}_3\text{Sn}$), изоферроплатина ($\text{Pt,Pd}_3(\text{Fe,Cu})$), а также самородное золото (Au,Ag).

Заключение. Таким образом, представленные новые данные расширяют знания о рудных телах на флангах Октябрьского месторождения. Западный фланг месторождения характеризуются сложным геологическим строением и развитием всех типов руд: богатых, медистых и прожилково-вкрапленных, что подтверждается данными разведочного бурения последних трех лет. Все типы руд пространственно связаны и образуют субгоризонтальную рудную зону, в которой выделено несколько горизонтов залежей промышленных типов руд, согласно условиям кондиций. Как и в осевых зонах интрузивных ветвей, морфология рудных тел западной части месторождения определяется контуром развития пикритовых и такситовых разновидностей габбро-долеритов.

Рудные тела богатых руд залегают в придонных горизонтах Хараелахского интрузива. С учетом отработанных на данный момент залежей, средняя мощность рудных тел от первых десятков сантиметров до 3–8 м. На Западном фланге Октябрьского месторождения эти руды характеризуются сходным минеральным составом, структурой и текстурой со сплошными рудами халькопирит-пирротинового состава в основной залежи Октябрьского месторождения.

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Будько И.А., Кулагов Э.А. Новый минерал талнахит — кубическая разновидность халькопирита // Зап. Всесоюз. Минер. о-ва. 1968. Ч. 97. Вып. 1.
2. Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолиздат, 1958.
3. Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968. 106 с.
4. Генкин А.Д. Условия нахождения и особенности состава минералов платиновой группы в рудах Норильского месторождения // Геология рудных месторождений. 1959. № 6.
5. Геология Норильской металлогенической провинции / Под ред. И.И. Никулина. М.: МАКС Пресс, 2020. 524 с.
6. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959.

«Медистые» руды Октябрьского месторождения образуют пластообразные залежи с очень изменчивой морфологией, резким колебанием мощностей и непредсказуемым поведением контактов, осложненных более поздней тектоникой. Их локализация и распространение связано с локализацией тел богатых руд, вокруг которых, тела медистых руд образуют своеобразную зону.

Рудное тело вкрапленных руд на западном фланге Октябрьского месторождения распадается на более мелкие тела небольшой мощности, в связи с чем они, по показателям кондиций, разобщены на несколько горизонтов. Верхняя граница рудной залежи коррелирует с кровлей горизонта пикритовых габбро-долеритов, нижняя граница конформна границе интрузива. Минеральный состав вкрапленных руд на западном фланге преимущественно халькопиритовый и отличается от центральной зоны залежей Хараелахского интрузива с халькопирит-пирротиновой и кубанит-пирротиновой вкрапленностью.

В работах предыдущих исследователей показано, что нижние такситовые габбро-долериты являются наиболее рудонасыщенным горизонтом, что прослеживается и в изученной фланговой части Октябрьского месторождения. Повышенные мощности такситовых габбро-долеритов фиксируют основные структуры переноса рудного вещества. В плане контуры распространения этих горизонтов повторяют контуры апофизов рудных тел богатых руд. Большие мощности горизонтов такситовых габбро-долеритов могут использоваться в качестве поискового признака на богатые и вкрапленные руды.

Установленные закономерности пространственного распределения, состава и морфологии залежей сульфидных медно-никелевых руд Октябрьского месторождения расширяют общую характеристику минерально-сырьевой базы Норильской металлогенической провинции, расширение которой является одной из основных задач поисковых работ, проектируемых в будущем.

7. Гриценко Ю.Д., Спиридонов Э.М. Минералы ряда никелин-брейтаунтит метаморфогенно-гидротремальных жил Норильского рудного поля // Новые данные о минералах. 2005. № 40. С. 51–64.
8. Додин Д.А., Батуев Б.Н., Митенков Г.А., Изюитко В.М. Атлас пород и руд норильских месторождений. Л.: Недра, 1971. 560 с.
9. Криволицкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М.: KMK Scientific Press, 2013.
10. Криволицкая Н.А., Рудакова А.В. Строение и геохимические особенности пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) // Геохимия. 2009. № 7. С. 675–698.
11. Лихачев А.П. Возможность самообогащения рудным веществом и тяжелым изотопом серы (^{34}S) мантийных магм, формирующих Pt-Cu-Ni месторождения и пер-

спективное место для локализации руд в Норильском районе // Отечественная геология. 2019. № 3. С. 32–49.

12. Лихачев А.П. Состав и генезис оливинов магматических образований Норильского района // Отечественная геология. 2015. № 2. С. 80–95.

13. Михалев С.К., Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М. Платино-медно-никелевое оруденение в ультрабазит-базитовых интрузивах и контактово-метаморфических породах среднего течения р. Кулёмбе, северо-запад Сибирской платформы // Руды и металлы. 2012. № 6. С. 43–60.

14. Налдрет А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.

15. Налдретт А.Д. Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав и генезис // Генезис рудных месторождений. 1984. Т. 2. С. 253–343.

16. Наторхин И.А., Архипова А.И., Батуев Б.Н. Петрология Талнахских интрузий. Л.: Недра, 1977. 236 с.

17. Радько В.А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 226 с.

18. Роговер Г.Б. Месторождение Норильск-1, некоторые его особенности, могущие иметь поисковое значение, и рациональная методика его разведки. М.: Госгеолтехиздат, 1959.

19. Рябов В.В. О составе верхних контактовых зон норильских интрузий, несущих богатую хромитовую минерализацию // Критерии рудоносности магматических комплексов. Новосибирск: ИГиГ, 1984. С. 124–142.

20. Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Петрология траппов. Новосибирск: Нонпарель, 2001. Т. 1. 408 с.

21. Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1977. 392 с.

22. Служеникин С.Ф., Дистлер В.В. Григорьева мало-сульфидные платиновые руды Норильского района — перспективные источники благородных металлов // Арктика: экология и экономика. 2016. № 4 (24). С. 32–35.

23. Смирнов М.Ф. Строение норильских никеленосных интрузий и генетические типы их сульфидных руд. М.: Недра, 1966.

24. Соболев А.В., Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17, № 3. С. 276–310.

25. Сотников А.А. К вопросу об эксплуатации Норильского (Дудинского) месторождения каменного угля и медной руды в связи с практическим осуществлением и развитием Северного морского пути. Томск: Губ. тип., 1919.

26. Спиридонов Э.М. Генетическая модель месторождений Норильского рудного поля // Проблемы минерации, экономической геологии и минеральных ресурсов. 2019. С. 41–113.

27. Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1356–1378.

28. Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Степанов В.К. Реальные соотношения эффузивных траппов и рудоносных интрузивных траппов Норильского рудного поля // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. 2017. С. 283–285.

29. Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный мир, 2009. 218 с.

30. Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Симонов О.Н. и др. Метавулканиты пренит-пумпелиитовой и цеолитовой фации трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. М.: Изд-во МГУ, 2000. 212 с.

31. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд / Под ред. А.Г. Бетехтина, Т.Н. Шадлуна. М.: Недра, 1964.

32. Campbell I.H., Naldrett A.J. The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides // Economic Geology. 1979. Т. 74, № 6. С. 1503–1506.

33. Lightfoot P.C. et al. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1990. Т. 104, № 6. С. 631–644.

34. Naldrett A.J. A history of our understanding of magmatic Ni-Cu sulfide deposits // The Canadian Mineralogist. 2005. Т. 43, № 6. С. 2069–2098.

35. Naldrett A.J. et al. Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration. Springer Science & Business Media, 2004.

36. Naldrett A.J. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis // Mineralium deposit. 1999. Т. 34, № 3. С. 227–240.

Статья поступила в редакцию 26.11.2022,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.07.2023

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н.Н. ЕРЕМИН — **главный редактор**, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
Р.В. ВЕСЕЛОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
Д.Г. КОЩУТ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. КУВШИНОВ — доктор физико-математических наук, профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
ПЕНДА ЧЖАО — академик Китайской академии наук, почетный академик Московского университета, профессор Китайского университета наук о Земле
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
СЭНЖЕНГ ЛИ — профессор Университета океанологии Китая
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Р. ФОГЛЕР — профессор Даремского университета
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 26.06.2023. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 19,5. Уч.-изд. л. 10,5. Тираж экз.

Изд. № 12 284. 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»)