# Вестник Московского университета

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4 ГЕОЛОГИЯ

№ 2 · 2018 • МАРТ-АПРЕЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

## СОДЕРЖАНИЕ

Судакова М.С., Владов М.Л. Современные направления георадиолокации	3
Латышева И.В., Кирмасов А.Б. Определение величины деформации в терригенных породах методом случайных сечений (р. Белая, северный склон Большого Кавказа)	13
Тевелев Ал.В., Прудников И.А., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Володина Е.А. Кинематическая модель формирования Симской мульды Предуральского краевого прогиба	23
Габдуллин Р.Р., Бирюкова О.Н., Ахмедов Р.А. Особенности геологического строения и нефтеносность викуловской свиты Восточно-Каменного месторождения (Западная Сибирь)	33
Джеджея Г.Т., Сидорина Ю.Н. Геохимическая зональность порфирово-эпитермальной системы месторождения Песчанка (Западная Чукотка)	40
Ярцев Е.И., Бурмистров А.А., Викентьев И.В. Закономерности локализации и прогноз оруденения на Джусинском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Южный Урал)	48
Трофимов В.Т., Королев В.А. Массивы песчаных грунтов как объекты эколого-геологических исследований	59
Васильчук Ю.К., Слышкина Е.С., Бершов А.В. Радиоуглеродное датирование динамики оползней в верховьях р. Мзымта (Западный Кавказ)	66
Казак Е.С., Калитина Е.Г., Харитонова Н.А., Челноков Г.А., Еловский Е.В., Брагин И.В. Биосорбция редкоземельных элементов и иттрия в водной среде гетеротрофными бактериями	73
Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терехина Я.Е., Козупица Н.А. Строение осадочного чехла Кандалакшского залива Белого моря по данным сейсмоакустики	81
Шевнин В.А. Распознавание аномалий естественного электрического поля диффузион- но-адсорбционного происхождения	93
Куликов В.А., Лубнина Н.В., Паленов А.Ю., Соловьева А.В. Комплексные геофизические работы на аномалии «Козловка» (Калужская область)	99
Краткие сообщения	
Савенко А.В., Савенко В.С. Иммобилизация фтора на доломитовом геохимическом	

Sudakova M.S., Vladov M.L. Perspective directions of ground penetrating radar appli- cation	3
Latysheva I.V., Kirmasov A.B. Estimation of the shortening deformation value in terrigenous rocks using non-directional random cross-section method (Belaya River, Northern Caucasus)	13
Tevelev Al.V., Prudnikov I.A., Tevelev Ark.V., Khotylev A.O., Volodi- na E.A. Kinematical model for forming the Simean low of the Uralian foreland basin	23
Gabdullin R.R., Biryukova O.N., Akhmedov R.A. Features of geological structure and petroleum oil potential of Vichulovskaya formation within Vostochno-Kamennyi deposit (Western Siberia)	33
Dzhedzheya G.T., Sidorina Yu.N. Geochemical Zoning of the Peschanka porphyry- epithermal system, the Western Chukchi Peninsula	40
Yartsev E.I., Burmistrov A.A., Vikentyev I.V. Factors of localization and prediction of mineralization in Dzhusa massive sulfide deposit (South Urals)	48
Trofimov V.T., Korolev V.A. Sand massifs as objects of ecological-geological research	59
Vasil'chuk Yu.K., Slyshkina E.S., Bershov A.V. Radiocarbon dating dynamics of landslides in the upper reaches of the Mzymta river basin (Western Caucasus)	66
Kazak E.S., Kalitina E.G., Kharitonova N.A., Chelnokov G.A., Elovs- kiy E.V., Bragin I.V. Experimental study of the biosorption processes of the rare-earth elements and yttrium in the water environment by heterotrophic bacteria	73
Starovoytov A.V., Tokarev M.Yu., Terehina Ya.E., Kozupitsa N.A. The sedimentary cover structure of the Kandalaksha gulf of the White Sea) according to continuous seismic profiling data	81
Shevnin V.A. Identification of self-potential anomalies of diffusion-adsorption origin	93
Kulikov V.A., Lubnina N.V., Palenov A.Yu., Solovi- eva A.V. Complex geophysical surveys on anomaly «Kozlovka» (Kaluga region)	99
Brief Communications	

Savenko	Α.	V	.,	S	ba	ve	en	۱k	0	1	1.	S	In	nr	no	ob	oil	iz	at	io	n	0	f	fl	uo	ri	ne	а	ıt	tŀ	ne	d	ol	or	ni	te	Ę	ge	oc	h	er	mi	cal		
barrie	r.		•				•					•	•		•	•	•		•	•	•					•				•	•											•	•••	1	07

# **М.С. Судакова<sup>1</sup>, М.Л. Владов<sup>2</sup>**

## СОВРЕМЕННЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ

В последнее десятилетие в нашей стране георадиолокации посвящены не только научные публикации и производственные отчеты, но и статьи в прессе и сюжеты на федеральных и местных каналах. Рассмотрены три направления применения георадиолокации, которые авторам кажутся перспективными и будут развиваться в дальнейшем: георадарная лучевая томография, комплексирование георадиолокации с другими геофизическими методами и применение георадиолокации для решения геокриологических задач. Приводятся примеры применения различных методик сбора и обработки данных для решения геологических и технических задач.

*Ключевые слова:* электромагнитная томография, комплексирование геофизических методов, псевдотрехмерная съемка, многолетнемерзлые породы.

Ground penetrating radar (GPR) became very popular in the last decade in Russian federation. Not only scientific publications have been devoted to GPR but also articles in the press and TV programs on federal and local channels. Three directions of georadiolocation are considered in the article, which seem promising to the authors and will develop in the future: GPR ray tomography, GPR application with other geophysical methods and GPR using in permafrost regions. Examples of application of different methods of GPR data collection and processing are considered.

*Key words:* electromagnetic tomography, integration of geophysical methods, pseudo-3D survey, permafrost.

Введение. Около 10 лет назад георадиолокационный метод изучения геологической среды для нашей страны был технологически новым методом. Сейчас же георадиолокация набрала огромную популярность, ей посвящены не только научные публикации и производственные отчеты, но и статьи в прессе и сюжеты на федеральных каналах. Метод значительно развился, появились или адаптировались из других областей науки новые методики сбора и обработки информации, были выполнены лабораторные исследования, связывающие параметры георадарных данных и механические свойства и состав исследуемых сред, улучшилась аппаратура.

Мы акцентируем внимание на направлениях, в которых георадиолокация наиболее успешно развивается в последние годы и, на наш взгляд, будет продолжать развиваться в сторону увеличения точности определения свойств и числа решаемых задач.

Георадиолокационная томография — новая методика получения и обработки данных, заимствованная из сейсморазведки. Проведение измерений с разным расстоянием между источником и приемником, в частности георадиолокационная томография, позволяет избавиться от неоднозначности интерпретации, характерной для георадиолокации. Результат томографии — количественный: значения скорости распространения электромагнитных волн, по которым можно не только выявить так называемые аномальные зоны, но и определить влажность слоев и объем пустот. Сложность методики приводит к уменьшению производительности съемки, при этом увеличивается точность определения как свойств, так и размеров аномалий.

Применение георадиолокации совместно с другими геофизическими методами. Несмотря на широкую распространенность метода, георадиолокация до сих пор не включена ни в один из типовых комплексов для решения геологических задач. Нет ни нормативных документов, ни методических указаний, регламентирующих применение георадиолокации в составе инженерно-геологических изысканий. Это представляется большим упущением, поэтому здесь мы хотим рассмотреть комплексирование, т.е. ситуации, в которых георадиолокация может дополнить или заменить менее эффективные геофизические методы.

Георадиолокационные исследования зоны вечной мерзлоты актуальны в первую очередь в связи с освоением зоны многолетнемерзлых пород (ММП), вероятностью глобального потепления, исследованием Марса и разработкой новых нефтяных месторождений на Арктическом шельфе. Низкая электропроводность многолетнемерзлых пород обеспечивает успех применения георадиолокации в силу ее большей глубинности относи-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, науч. с., канд. физ.-мат. н., ИКЗ СО РАН; *e-mail*: m.s.sudakova@yandex.ru

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, зав. каф., профессор, докт. физ.-мат. н.; *e-mail*: vladov@geol.msu.ru

тельно немерзлого разреза. Срвнительно, новыми здесь являются исследования, выполненные в зимнее время, и появление аппаратуры, стабильно работающей при низкой температуре.

Георадиолокационная томография. Традиционная модификация георадиолокации с совмещенным источником и приемником самая экономичная, менее трудоемкая и как следствие самая используемая. Но интерпретация получаемых данных во многих случаях неоднозначна, а информация о внутреннем строении исследуемой среды в большинстве случаев качественная. Перейти с качественного на количественный уровень можно посредством георадиолокационной томографии, использующей проходящий сигнал для получения количественных электромагнитных характеристик в каждой точке исследуемого пространства.

В настоящее время при изучении трехмерных скоростных неоднородностей наибольшее распространение получили методы лучевой томографии. Процесс решения обратной задачи лучевой томографии представляет собой многократное решение прямой и состоит в подборе такой скоростной модели среды, которая удовлетворяет условию минимальной невязки между наблюденными и рассчитанными значениями времени прихода волн в приемную антенну. Процесс томографического обращения происходит в специальном программном обеспечении (Reflexw, Geotom CG и пр.).

Вследствие большого затухания высокочастотных электромагнитных волн в геологическом разрезе расстояние между скважинами, в которых проводится георадарная томография, обычно не больше 10 м, и задачи межскважинного георадиолокационного просвечивания, связанные с состоянием и свойствами грунтов и пород, в основном носят научный характер: оконтуривание корней деревьев [Butnor et al., 2006], мониторинг количества воды, проникающей в почву и испаряющейся в течение меняющихся сезонов [Farmani et al., 2007], определение водопроницаемости в разрезе [Tronicke et al., 2002] и пр. Точки физических наблюдений находятся в скважинах и/или на поверхности, в скважинах используются специальные дипольные антенны.

Практических результатов георадиолокационная томография достигает в области неразрушающего контроля зданий и инженерных сооружений, для чего используются стандартные высокочастотные антенны типа бабочки (рис. 1), для поиска пустот, заполненных воздухом [Судакова и др., 2017]. Здесь ее применение более успешно, чем применение аналогичных акустических исследований, так как, во-первых, воздушная полость для электромагнитных волн представляет собой высокоскоростную аномалию, что по принципу Ферма обеспечивает высокую плотность лучей, а во-вторых, методика георадарной съемки такова, что источник (или приемник) может двигаться непрерывно, тем самым обеспечивая сколь угодно большое количество лучей (в пределах разрешающей способности метода), в отличие от акустической томографии, когда все источники и приемники занимают строго отведенное им положение.

В работе [Wendrich et al., 2006] приводится сравнение ультразвуковой и георадарной томографии для поиска небольших пустот (около 20×10 см) в кирпичной стене. Погрешности определения скорости в воздухе в результате применения ультразвука (2500 м/с против истинных 330 м/с) намного больше, чем для радара (24 см/нс против истинных 30 см/нс). Такие большие погрешности, в отличие от результатов георадиолокации, могут затруднить или сделать невозможными обнаружение и идентификацию скоростной аномалии.

В работе [Судакова и др., 2017] георадарная томография была применена для оконтуривания полости, занимающей около 20% объема колонны: здесь ошибка в определении скорости не превышает 4 см/нс, а в определении площади пустоты в плане — 2%. Кроме характеристик полости, также была определена скорость распространения электромагнитных волн внутри твердой части колонны. Получение детального распределения скорости электромагнитных волн внутри конструкции открывает возможность расчета физических параметров, таких, как влажность, пористость, прочность и пр., и здесь открываются большие перспективы для георадарной томографии.

Комплексирование георадиолокации с другими геофизическими методами. По количеству и точности получаемой информации георадиолокация аналогична или превосходит сейсморазведку, а по скорости получения информации о разрезе, по трудозатратам и, соответственно, стоимости работ опережает все геофизические методы. В большинстве случаев георадиолокация используется совместно с искусственными геофизическими методами — сейсморазведкой и электроразведкой. С гравиразведкой, магниторазведкой, ядерной геофизикой и другими геофизическими методами у георадиолокации мало точек соприкосновения как по физической природе полей, так и по глубинности и размерам выделяемых аномалий. В комплексировании георадиолокация может применяться при решении задач, ограниченных 15-20 м по глубине: в инженерной геологии, геокриологии, гляциологии, археологических и технических изысканиях.

Совместное применение георадиолокации и сейсморазведки. Георадиолокация и сейсморазведка два детерминистических метода, использующих лучевое приближение. Временные георадиолокационные и сейсмические разрезы могут быть полностью идентичны или различаться в деталях вследствие разной природы поля. Методика сейсморазведки предполагает работу с разным расстоянием между источником и приемником, что обеспечивает не только выделение границ, но и определение их глубины и идентификацию по скорости. Очевидное преимущество георадиолокации перед сейсморазведкой заключается в ее мобильности, меньшей трудоемкости и более легкой методике исследования. При планировании эффективного комплекса целесообразно проводить сейсморазведочные работы на опорных участках для точной привязки георадарных границ по глубине и их идентификации. Второе преимущество георадиолокации заключается в меньшей длине волны, что позволяет детальнее охарактеризовать разрез, например, разделить на фации, изучить внутреннюю структуру отложений и неровности границ.

На рис. 2 приведен пример эффективного комплексирования георадиолокации и сейсморазведки МПВ для исследования разреза многолетнемерзлых пород в летний период в районе Кумжинского месторождения в дельте р. Печора [Садуртдинов и др., 2016]. На георадиолокационном разрезе хорошо прослеживается ряд осей синфазности отраженных волн. Для получения данных о глубине основных отражающих границ и их идентификации выполнены сейсмические исследования на характерных участках профиля. Было определено положение в разрезе границ, которые по значениям скорости сейсмических волн однозначно идентифицируются как кровля ческий срез в плоскости, показанной белой линией (Б). Георадар «Зонд-12е», антенны

ММП и кровля зоны полного водонасыщения. Полученные

данные подтверждены данными бурения. Кроме границ, выделяемых по сейсмическим данным, на всем протяжении георадарного профиля на глубине 1 м прослежена подошва нефтяного загрязнения в песках, на отдельных участках профиля выделен ряд границ в толще талых пород; в толще многолетнемерзлых пород прослежено отражение, соответствующее физической или литологической границе. В результате комплекс георадиолокации и сейсморазведки показал высокую эффективность

1500 МГц и 2000 МГц, по [Судакова и др., 2017]. Белое в квадрате — положение известной пустоты

Рис. 1. Фото колонны главного здания МГУ имени М.В. Ломоносова (А) и томографи-

для изучения особенностей геологического разреза и определения природы исследуемых границ.

Совместное применение георадиолокации и электроразведки. Георадиолокация и электроразведка используют одно и то же поле, но принципиально разные модели его распространения в среде: электроразведка в большинстве случаев оперирует квазистационарным приближением, тогда как георадиолокация — волновым подходом. В георадиолокации нет принципа эквивалентности, размер





3



Рис. 2. Глубинные разрезы: геоорадиолокационный (A) с интерпретацией и сейсмогеокриологический (Б), антенна 300 МГц, георадар «Зонд-12е»: 1 граница загрязнения в песках; 2 — уровень грунтовых вод; 3 — кровля многолетнемерзлых пород; 4 — граница в толще ММП, по [Садуртдинов и др., 2016]



объекта на георадарных данных зависит только от его физических размеров и геометрии и не зависит от контрастности свойств. При комплексировании георадиолокация может быть использована для определения глубины электромагнитных границ и размеров локальных объектов, для уточнения значений сопротивления, полученного по данным электроразведки.

В работе [Elsayed et al., 2014] приведен пример комплексирования электрической томографии и георадиолокации для поиска археологических объектов на территории известного исторического памятника Старый Луксор (Египет) непосредственно за так называемыми поющими статуями Мемнона. По результатам электротомографии на участке исследования размером около  $150 \times 150$  м на нескольких соседних профилях была выделена высокоомная аномалия (до 2000 Ом·м), которая может быть интерпретирована как погребенный археологический объект (рис. 3, *A*). На втором этапе исследования в области с высокоомной аномалией  $40 \times 30$  м проводилась георадиолокационная съемка по частой сети профилей (всего 81 профиль). В результате был выделен объект дифракции с характерной «звенящей» записью, и аномальную зону размером 20×30 м, выделенную по результатам электроразведки, удалось уменьшить до 3×2 м (рис. 3, Б). На этом участке на глубине около 3 м была найдена статуя фараона с головой гиппопотама высотой 130 см. Именно большой контраст электросопротивления алебастра, из которого была сделана статуя, и вмещающего грунта стал причиной того, что размер аномалии на электротомографических разрезах более чем на порядок превысил размер ее источника. Задача уточнения была решена с помощью георадиолокации, позволившей локализовать археологический объект в плане и по глубине, тем самым значительно уменьшив объем археологических работ.

Совместное применение сейсморазведки, георадиолокации и гравиразведки. В работе [Hausman et al., 2007] описано редко встречающееся комплексирование георадиолокации, гравиразведки и сейсморазведки. Была поставлена задача построить модель ледника в Австрийских Альпах (г. Инсбрук), включающую его структуру, мощность, льдистость и плотность для вычисления скорости его движения.

По результатам сейсморазведки в исследуемой среде было выделено 3 слоя (рис. 4, модель M0): верхний выветрелый слой (скорость продольных волн 950 м/с), тело ледника со скоростью продольных волн 3100–3500 м/с и нижний слой, представленный скальным основанием ледника, которое сложено выветрелыми гнейсами, со скоростью 4100 м/с. Георадарные исследования показали наличие сильного рефлектора R1 — отражения от слоя воды под ледником. Наблюдалось значительное расхождение по глубине границ, выделенных по сейсморазведочным данным, и рефлектора R1. В результате сейсмических исследований, проведенных по методу t0, талый слой не может быть



Рис. 3. Результат электротомографии (*A*) и георадарограмма (*Б*), полученная на центральной части профиля. Георадар «Sir-2000», антенна 200 МГц, по [Elsayed et al., 2014]

выделен: наблюдается эффект выпадения слоя. С учетом данных георадиолокации и сейсморазведки была построена новая четырехслойная модель, включающая в себя слой со скоростью 1500 м/с, кровля которого с незначительной погрешностью совпала с положением границы R1. Эта четырехслойная структурная модель ледника была использована для насыщения ее гравиметрической информацией о плотности слоев, содержании чистого льда в леднике и для построения сводного геолого-геофизического разреза (рис. 4, *B*). По формуле Глена была вычислена скорость течения ледника, которая составила около 3 м в год и оказалась равной вычисленной ранее по аэро- и космическим фотоснимкам.

Применение каждого метода было необходимо для определения независимых характеристик ледника, которые в комплексе позволили решить сложную геологическую задачу.

Георадиолокационные исследования зоны вечной мерзлоты. Область развития многолетнемерзлых пород занимает обширную площадь нашей планеты. Почти 40% суши и шельфа занято криолитозоной. В России она занимает примерно 65% территории, включая многие важнейшие горнорудные, нефтяные, угольные и другие районы разведки, разработки и добычи полезных ископаемых. Это выдвигает изучение мерзлых пород и льдов в число важнейших мировых научно-практических проблем. Перед исследователями стоят не только научные задачи, связанные с изучением и наблюдением многолетнемерзлых пород, но и множество практических, связанных со строительством, прокладкой дорог и трубопроводов, бурением разведочных и промысловых скважин в зоне развития ММП и пр. В последние десятилетия на повестке дня стоит вопрос о деградации мерзлоты, связанной с глобальными изменениями климата.

При переходе температуры горной породы через 0 °С практически скачкообразно происходят глубокие качественные преобразования, меняются физические и, соответственно, геофизические свойства. В частности, на порядки падает проводимость, в несколько раз — диэлектрическая проницаемость.

Различия в электрических свойствах льда, воды, воздуха и грунта позволяют успешно применять георадар при изучении верхних 30 м разреза криолитозоны, а в ряде случаев и больше (при понижении частоты). Граница фазового перехода воды очень контрастна для высокочастотных электромагнитных волн, изолирующие свойства льда обеспечивают малые потери, следовательно, и большую глубину проникновения электромагнитного сигнала.

В области развития криолитозоны с помощью георадиолокации успешно решаются задачи,



связанные с определением положения границы мерзлое—талое и ее мониторингом. В большинстве случаев эти работы посвящены картированию кровли ММП, которой соответствует высокоамплитудное отражение, ниже которого не прослеживаются какие-либо продолжительные рефлекторы. Кроме задач картирования, георадиолокация может применяться для поиска локальных объектов, например замерзших мамонтов [Makino, Miura, 2005].

С появлением космических программ, связанных с изучением Марса, обсуждается роль в них георадиолокации, где основная цель ее применения — поиск воды в замороженном состоянии. Исследование земных многолетнемерзлых пород может проводиться как аналог работ на Марсе для тестирования специальной аппаратуры [Berthelier, 2003]. При комплексировании в большинстве случаев при решении геокриологических задач георадиолокация сочетается с электроразведочными методами [Fortier, 2010], реже с сейсморазведкой [Садуртдинов и др., 2016].

Ограничения георадиолокации не зависят от места ее применения — затруднительно или невоз-

можно определить положение подошвы активного слоя в случае, если он представлен глинистыми или засоленными грунтами с повышенной проводимостью. Граница мерзлое-талое в области развития островной мерзлоты может иметь сложную трехмерную форму, поэтому для интерпретации данных, полученных в области развития островной мерзлоты, может поналобиться дополнительная информация. Многие задачи в области развития ММП для георадиолокации до сих пор нетривиальны, в частности, к ним относятся трехмерная (или псевдотрехмерная) съемка и построение карт границ фазового перехода, определение влажности деятельного слоя и льдистости мерзлых пород, мониторинг изменения физических свойств и пр., немногочисленны и работы, проводимые в зимнее время. Хотя, учитывая повышенную глубинность именно в зимний период (когда такая «сильная» граница, как подошва протайки отсутствует), георадиолокация могла бы быть использована для определения положения подошвы мерзлоты.

Включение георадиолокации в обязательный комплекс исследований должно значительно упростить определение мощности активного слоя, например, на научных стационарах, а также расширить область мониторинга, где вследствие большой глубины протаивания это невозможно, как и бурение по частой сетке.

Поиск областей повышенной льдистости. В работе [De Pascale et al., 2008] описан поиск областей с повышенной льдистостью в суглинках в зимнее время, ее авторы акцентируют внимание на преимуществах работы в сезон отрицательных температур, когда меньше не только потери энергии, но и тверже поверхность, по которой перемещаются исследователи и аппаратура. В работе приводится пример комплексирования георадиолокации и

A

электроразведки; авторы отмечают, что аппаратура стабильно работала до -40 °C. На полученных георадарограммах выделяются области повышенной амплитуды, которые соответствуют областям повышенного сопротивления и могут быть с уверенностью интерпретированы как массивный лед или области с повышенной льдистостью. На участках разрезов, где зафиксированы пониженные значения электросопротивления, амплитудные аномалии отсутствуют. Здесь наблюдается характерное понижение в рельефе, по всем признакам это область проседания из-за протаивания (термокарста), имеющего место в прошлую геологическую эпоху.

Определение влажности в активном слое. Контроль содержания воды в почве с использованием прямых методов, таких, как прямое гравиметрическое измерение, — трудоемкий или же обеспечивает значения влажности только в отдельных точках среды и характеризует только приповерхностный слой. Диэлектрическая проницаемость функция содержания воды, поэтому временные и латеральные изменения влажности почвы можно контролировать с помощью георадара. Для этого необходимо знать скорость распространения электромагнитных волн, которую с помощью подходящей корреляционной зависимости можно пересчитать в объемную влажность. В работе [Судакова и др., 2017] приведено сравнение карт объемной влажности активного слоя, полученной по георадарным данным, и весовой влажности приповерхностного слоя на глубине 20 см, измеренной гравитационным способом (рис. 5). Мощность активного слоя на участке работ от 20 до 140 см.

Характерные участки с высокой и низкой влажностью практически совпадают: на обеих картах северо-западная часть участка характеризуется самыми высокими значениями влажности.



Б 20 30 40 50 60 70 80 90 100 í00 -90 -80 90 80 70 70 60 60 -50 50 40 40 30 30 20 20 10 10 0

Рис. 5. Карты влажности активного слоя: *А* — весовая влажность, прямые наблюдения, глубина 20 см; *Б* — объемная влажность (результат георадиолокации, глубина от 20 до 140 см), по [Судакова и др., 2017]



Рис. 6. Фото жилы льда клиновидной формы (*A*), вид области распространения полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) сверху (*Б*). Трехмерный куб данных, полученный на участке распространения ПЖЛ, георадар «Sir-3000», антенна 400 МГц, средняя скорость в разрезе 13 см/нс, по осям — расстояние, м, по [Munroe et al., 2007]

Значения объемной влажности больше весовой, что принципиально правильно, так как весовая характеризует только приповерхностный слой, а полученная по данным георадиолокации — весь активный слой, включая зону полного водонасыщения. Сходство карт влажности, полученных по данным георадиолокации и по прямым наблюдениям, позволяет сделать вывод о целесообразности применения георадиолокации для оценки площадной изменчивости влажности пород в талом слое. В таком случае можно отказаться от прямых измерений весовой влажности приповерхностного слоя или уменьшить их объем.

*Применение трехмерной визуализации*. В некоторых случаях трехмерная визуализация георадиолокационных данных может значительно облегчить интерпретацию, анализ структурных и стратиграфических особенностей исследуемой среды. Для построения 3D-изображений относительно небольшие площади (от 5 до 50 м<sup>2</sup>) покрывают сетью близко расположенных (как правило, от 0,2 до 1 м) параллельных георадарных профилей. Плотная сеть профилей необходима для правильного отображения геометрии и размера различных особенностей разреза, уменьшения неоднозначности и вероятности появления артефактов, связанных с некорректной интерполяцией. При интерпретации данных псевдотрехмерной съемки анализируются амплитудные особенности на горизонтальной плоскости, которые представляют собой индикатор изменений свойств грунта или каких-либо особенностей разреза (нарушения, несогласия, локальные объекты, включения и пр.).

В работе [Munroe et al., 2007] приведен пример применения псевдотрехмерной съемки для определения пространственно-глубинного расположения полигонально-жильных льдов на Аляске. Авторы этой работы отмечают, что выделение ледяных жил, скрытых под растительным слоем, на двумерных радарных профилях невозможно, и в их исследовании методы 3D-визуализации помогли снизить неопределенность интерпретации и определить геометрию сети распространения ледяных клиньев. Работы проводились ими в зимнее время, чтобы снизить затухание в приповерхностном слое. На рис. 6 представлен куб данных, полученный на одном из участков исследования. На двумерных профилях видна структура разреза: первая ось синфазности сверху соответствует подошве снежного покрова, следующая — подошве органического слоя. Ниже залегает слой песчаных озерных отложений, характеризующийся волновой картиной с субгоризонтальными или слабонаклонными осями синфазности. Наличие множества гипербол дифракций в нижней части георадарограмм свидетельствует о большом количестве гравийного материала в подошве этого слоя. Результаты интерпретации подтверждаются данными бурения, проведенного до глубины 110 см. На двумерных разрезах ледяные жилы и клинья не выделяются, однако на срезах в горизонтальной плоскости отчетливо видны границы полигонов — отражения от жил льда (черные полосы).

Приведенный пример иллюстрирует успешность применения псевдотрехмерной георадарной съемки для решения задачи отображения ледяных структур в приповерхностном слое в условиях криолитозоны. Заключение. Метод георадиолокации уверенно развивается в сторону усложнения методики сбора и обработки данных с целью получения не только информации о структуре разреза, но и о распределении электромагнитных и механических свойств в нем.

Независимо от того, основным или вспомогательным методом является георадиолокация в комплексе геофизических исследований, при грамотной постановке методики ее использование делает комплекс более эффективным или полностью определяет его успешность. В задачах, для которых требуется большая глубинность, георадиолокация может быть использована для детального изучения верхней части разреза.

Для решения задач исследования криолитозоны использование георадиолокации весьма целесообразно в качестве основного или дополнительного инструмента изучения инженерно-геокриологических условий. По сравнению с другими геологическими или геофизическими методами георадиолокация позволяет детальнее определять геометрию геологических границ, структуру разреза, физические свойства.

В области неразрушающего контроля развивается метод георадиолокационной томографии, с помощью которого удается получить данные не только о наличии и размерах пустот, но и о физических свойствах исследуемого объекта. Получаемая с помощью георадиолокационной томографии информация более достоверна, чем полученная при работе с совмещенными источником и приемником. Результаты исследований позволяют сделать вывод о том, что метод георадиолокации необходимо использовать при реконструкции и ремонте сооружений для обеспечения безопасной эксплуатации промышленных и гражданских объектов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Садуртдинов М.Р., Малкова Г.В., Скворцов А.Г. и др. Современное состояние островной мерзлоты в пойме реки Печора (Ненецкий автономный округ) по результатам комплексных геокриологических и геофизических исследований // Мат-лы 5-й конференции геокриологов России «Геотехника в криолитозоне» 14–17 июня 2016, МГУ, Москва. М., 2016.

Судакова М.С., Калашников А.Ю., Владов М.Л. и др. Поиск конструктивных пустот в строительных конструкциях методом георадиолокации // Геотехника. 2017. № 2. С. 30–37.

Судакова М.С., Калашников А.Ю., Терентьева Е.Б. Исследование возможностей георадарной томографии для поиска воздушных полостей в инженерных конструкциях // Дефектоскопия. 2016. № 9. С. 50–59.

Судакова М.С., Терентьева Е.Б., Калашников А.Ю. Поиск и определение размеров конструктивных пустот с помощью георадарной томографии на примере двух колонн // Междунар. журн. по расчету гражданских и строительных конструкций. 2017. Т. 13. № 1. С. 94–109. Судакова М.С., Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г. и др. Применение георадиолокации при комплексных геокриологических исследованиях // Криосфера Земли. 2017. Т. 21, № 3. С. 69–82.

*Berthelier J. J., Ney R., Ciarletti V., Reineix A.* et al. GPR, a ground-penetrating radar for the Netlander mission // J. Geoph. Res. 2003. Vol. 108, N 4. P. 5–18.

Butnor J.R., Johnsen K.H. Lundmark T. et al. Imaging tree roots with borehole radar // 11th Intern. Conf. on Ground Penetrating Radar, June 19–22, 2006, Columbus Ohio, USA. Columbus Ohio, 2006.

*De Pascale G.P., Pollard W.H., Williams K.K.* Geophysical mapping of ground ice using a combination of capacitive coupled resistivity and ground-penetrating radar, North-West territories, Canada // J. Geophys. Res. Earth Surface (2003–2012). Vol. 113, Is. F2. June 2008. P. 1–15.

*Elsayed I.S., Alhussein A.B., Gad E., Mahfooz A.H.* Shallow seismic refraction, two-dimensional electrical resistivity imaging, and ground penetrating radar for imaging the ancient monuments at the western shore of old Luxor city, Egypt // Archaeol. Discovery. 2014. N 2. P. 31-43.

*Farmani M.B., Keers H., Kitterød N.-O.* Time-lapse GPR tomography of unsaturated water flow in an ice-contact delta // Vadose Zone J. 2007. Vol. 6, N 4. P. 1–12.

*Fortier R., Savard C.* Engineering geophysical investigation of permafrost conditions underneath airfield embankments in Northern Quebec (Canada) // Geo-2010. Confer. Proceed. Calgary, 2010. P. 1307–1316.

Hausmann H., Krainer K., Bruckl E., Mostler W. Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations // Permafrost and Periglacial Processes. 2007. N 18. P. 351–367.

Makino K.-I., Miura H. Location of Mammoth remains in permafrost of Northern Siberia using GPR and multifrequency EM // 18th EEGS Symp. on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems. Extended abstr. 2005.

*Munroe J.S., Doolittle J.A., Kanevskiy M.Z.* et al. Application of ground penetrating radar imagery for three-dimensional visualisation of near surface structures in ice-rich permafrost, Barrow, Alaska // Permafrost and periglacial processes. 2007. Publ. online in Wiley InterScience (URL: www.interscience.wiley.com). DOI: 10.1002/ p.594.

*Tronicke J., Dietrich P., Wahlig U., Appel E.* Integrating surface georadar and crosshole radar tomography: A validation experiment in braided stream deposits // Geophysics. 2002. Vol. 67, N 5. P. 1516–1523.

*Wendrich A., Trela C., Krause M.* et al. Location of voids in masonry structures by using radar and ultrasonic traveltime. Berlin: ECNDT, 2006.

Поступила в редакцию 07.06.2017

УДК 551.252

## И.В. Латышева<sup>1</sup>, А.Б. Кирмасов<sup>2</sup>

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ДЕФОРМАЦИИ В ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ МЕТОДОМ СЛУЧАЙНЫХ СЕЧЕНИЙ (Р. БЕЛАЯ, СЕВЕРНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Оценена величина деформации в нижне- и среднеюрских терригенных породах в долине р. Белая (северный склон Большого Кавказа) по морфологии кливажных зон. Дополнительно проведено численное определение соотношений осей эллипсов деформации методом Фрая. Показано, что для статистической выборки случайных сечений шлифов кливажированных терригенных пород можно корректно количественно определить величину деформации. Метод случайных сечений, описанный в статье, можно использовать для количественной оценки деформации в неориентированных образцах терригенных пород.

*Ключевые слова:* кливаж, стрейн-анализ, величина деформации укорочения, метод Фрая, терригенные породы, Большой Кавказ

The shortening deformation value was estimate in Lower and Middle Jurassic terrigenous rocks of the Northwestern Caucasus (Belaya River valley) using cleavage morphology. Numerical definition of deformational ellips' axis ratio were obtained using Fry method «centre-to-centre» additionally. This paper shows that the deformational value may be quantitate correctly for random cross-section series of cleavage terrigenous rocks. The non directional random cross-section method described here can be used to quantify the shortening deformation of statistically significant sample series.

*Key words:* cleavage, strain analysis, shortening deformation, Fry method, terrigenous rocks, the Greater Caucasus.

**Введение.** Деформация горных пород приводит к возникновению новообразованных структур и текстур, закономерно ориентированных в пространстве относительно главных осей деформации. Изучение этих структур и текстур позволяет восстановить деформационную эволюцию горных пород и в ряде случаев количественно оценить деформацию.

Геологическая среда построена иерархически и состоит из разных структурных уровней [Талицкий, Галкин, 1997]. На каждом уровне структурной организации (внутризерновой, уровень зерен и агрегатов зерен, слоев, пачек слоев, блоков) возникновение новообразованных деформационных структур и текстур зависит от первоначального распределения в породе структурных или вещественных неоднородностей, выступающих в качестве концентраторов напряжений [Талицкий, Галкин, 1997].

Количественная оценка деформации — одна из стандартных задач структурного анализа. Цель наших исследований — определение величины деформации алевролитов ранне- и среднеюрского возраста, слагающих северный склон Большого Кавказа в долине р. Белая (вериютская, чубинская и тубинская свиты) с использованием полуколичественного метода (по морфологии кливажных зон), предложенного В.Г. Талицким [Гончаров и др., 2005, рис. 7.5], дополненного определением соотношения осей эллипсов деформации методом Н. Фрая [Fry, 1979]. Как правило, чтобы определить направление всех трех главных осей эллипсоида деформации и затем выполнить количественное определение величины деформации, применяется отбор не менее трех ориентированных образцов [Войтенко, Худолей, 2008]. Вместе с тем образцы для изготовления шлифов часто отбирались для стандартного петрографического (литологического) описания, и их ориентировка в пространстве точно не определена. Но и в таком случае, как будет показано ниже, на статистически достоверном материале для обломочных пород могут быть сделаны объективные выводы о степени деформации пород. Принимая во внимание взаимную ориентировку внутризерновых и межзерновых микротекстур (петрографических индикаторов механизма деформации), возможно «сориентировать» шлиф относительно главных осей эллипсоида деформации (X, Y, Z) и в зависимости от этого оценить величину деформации.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт РАН, лаборатория седиментологии и геохимии осадочных бассейнов, науч. с.; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, инженер; *e-mail*: irkalatysheva@gmail.com

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Управление геологоразведочных работ ТОО КАЗЦИНК, Республика Казахстан, главный геолог, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* AKirmasov@Kazzinc.com

Материалы и методы исследований. Деформационные микротекстуры обломочных пород. Наиболее распространены в деформированных терригенных породах текстуры, наблюдаемые при петрографическом описании, — межзерновой и агрегатный кливаж и синтектонические каемки роста (бороды нарастания) в тенях давления крупных жестких включений [Кирмасов, 2011].

Под межзерновым кливажом понимают плоскостную микротекстуру, образованную плоскопараллельным чередованием уплощенных тонкодисперсных агрегатов различных слоистых силикатов, рудных минералов, органического вещества (кливажных зон) и участков породы, содержащих более крупные обломочные зерна с примесью тонкодисперсного вещества разного минерального состава (микролитонов) [Гончаров и др., 2005]. Кливажные зоны находятся между соседними зернами, а толщина микролитона соизмерима с размерами зерен. Образование кливажных зон объясняется действием механизма растворения под давлением — на контактах зерен, нормальных к оси сжатия, возникают области повышенного напряжения, и при наличии в породе флюида происходит растворение наиболее легко растворимых компонентов пород (цемента пород и частей обломочных зерен). Растворенное вещество мигрирует в зоны локального растяжения и отлагается в новообразованных трещинах и порах [Галкин, 1988; Кирмасов, 2011].

Синскладчатый кливаж в терригенных породах часто зарождается на стадии продольного укорочения, может эволюционировать при изгибе слоев, и окончательно формируется, как правило, на стадии общего сплющивания, после образования складок продольного изгиба. В зависимости от первоначального внутреннего строения толщи кливаж может полностью сформироваться до изгиба слоев (и создать контраст деформационных свойств между соседними слоями для дальнейшей деформации на уровне слоев) или на стадии общего сплющивания. Подробно модели формирования кливажа в геологических телах разного строения рассмотрены в работе [Талицкий, 1989].

В тенях давления вблизи крупных зерен или жестких включений могут образоваться *синтектонические каемки роста* (бороды нарастания). Эти микротекстуры формируются в условиях локального растяжения при постепенном заполнении минеральным веществом приоткрывающейся полости. По их длине можно судить о величине деформации, а морфология может свидетельствовать о вращении блока породы в процессе деформации. Подробное описание морфологических особенностей синтектонических кайм нарастания и их связи с генезисом рассмотрено в работах [Галкин, 1988; Passchier, Trouw, 1996; Ramsey, Huber, 1983].

Синтектонические каймы нарастания, волокна в которых субпараллельны кливажным зонам, и

сами кливажные зоны образуют так называемый сокливажный парагенез уровня зерен и агрегатов зерен (рис. 1), в формировании которого важную роль играют процессы химической дифференциации вещества (растворение под давлением, перенос, кристаллизация).

Величина конечной деформации пород. Определение величины деформации может быть корректно выполнено только при однородном характере деформации породы. Для описания однородных деформаций используется эллипсоид конечной деформации, который позволяет представить объемную картину деформации [Николя, 1992; Гончаров и др., 2005] (рис. 2, *a*). Одно из характерных свойств однородной деформации — точки среды, находившиеся первоначально на одной прямой, в результате деформации расположатся также на одной прямой, в отличие от неоднородной деформации, при которой некоторые прямые могут искривиться [Николя, 1992].

В результате однородной деформации правильные сферические объекты, содержащиеся в породе, преобразуются в эллипсоиды (соответствующие эллипсоиду конечных деформаций), по форме которых можно определить величину однородной деформации по разным направлениям. В каждом отдельном сечении круг преобразуется в эллипс. Если возможно установить первоначальную форму объекта, то можно вычислить и величину конечной деформации, испытанной объектом. В случае неоднородной деформации для определения ее величины исследуемый объем породы необходимо разбить на части, в пределах которых деформация считается однородной.

Главные оси эллипсоида деформации (рис. 2, *a*) обозначаются *X*, *Y*, *Z* ( $X \ge Y \ge Z$ ), а деформация по этим полуосям —  $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$  ( $\lambda_1 \ge \lambda_2 \ge \lambda_3$ ). В зависимости от вида эллипсоида выделяется пять типов конечной деформации, которые можно графически отобразить на диаграмме Флинна (рис. 2, *б*), показывающей соотношения осей эллипсоида (отношение  $\lambda_1/\lambda_2$  показано в виде функции от  $\lambda_2/\lambda_3$ ). Параметр *K* определяет форму эллипсоида (Николя, 1992):

$$K = (a - 1)/(b - 1),$$

где  $a = X/Y = \lambda_1/\lambda_2, b = Y/Z = \lambda_2/\lambda_3.$ 

В кливажированных терригенных породах суммарный эффект деформации всех обломочных зерен примерно одного размера приводит к квазиоднородной деформации породы на уровне агрегата зерен. Не всегда существует возможность проверить критерий изотропности первоначального распределения обломочных зерен в породе; наоборот, для обломочных пород часто характерно анизотропное распределение зерен вдоль слоистости. Для реконструкции эллипсоида деформации в шлифах в общем случае необходимо анализировать три (и более) непараллельных сечения образца.



Рис. 1. Сокливажный структурный парагенез: S<sub>1</sub> — простирание кливажных зон; к — волокнистые каемки нарастания, волокна протягиваются субпараллельно кливажным зонам

В кливажированных породах плоскость *XY* субпараллельна кливажным зонам, а на направление оси удлинения *X* указывает ориентировка волокон в бородах нарастания или линейность. Для определения эллипсоида достаточно двух ортогональных кливажу шлифов, один из которых ориентирован параллельно волокнам в бородах нарастания (в общем случае вдоль минеральной линейности), другой — перпендикулярно им [Войтенко, Худолей, 2008; Кирмасов, 2011].

В случае плоской деформации ее величина по оси *У* равна нулю. Если объем эллипсоида не из-

меняется по отношению к первоначальной сфере, это означает, что удлинение по оси X должно быть равно укорочению по оси Z (K = 1, рис. 2,  $\delta$ ), т.е. деформация двумерная (плоская) и однозначно определяется эллипсом в плоскости XZ. Поэтому величину деформации, определенную по одному шлифу в плоскости XZ, можно использовать только при условии, что деформация двумерна.

Определение величины деформации пород по морфологии кливажных зон. Метод для определения величины деформации укорочения породы предложен В.Г. Талицким и подробно описан в



Рис. 2. Эллипсоид деформации и его главные оси *X*, *Y*, *Z*(*a*); диаграмма Флинна, иллюстрирующая различные состояния конечной деформации и их связь с главными осями эллипсоида деформации (*б*). Фигурки иллюстрируют тип деформации в соответствующей области; *X*, *Y*, *Z* и  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ ,  $\lambda_3$  — деформация по направлениям главных осей эллипсоида деформации, по [Николя, 1992]

[Гаврилов и др., 1999]. Метод основан на корреляции морфологических особенностей кливажных зон с величиной деформации пород на уровне минеральных зерен (рис. 3).

В процессе растворения под давлением точечные контакты между зернами постепенно преобразуются в плоскостные, их площадь все больше увеличивается, и в связи с этим давление на контактах постепенно падает (рис. 3, *a*). Как видно на этом рисунке, степень развития межзернового кливажа напрямую зависит от величины деформации породы на уровне зерен. Первые признаки кливажа появляются при 5-7%-ной деформации укорочения; при 10-12%-ной деформации в породах наблюдается отчетливая плоскостная текстура, при 20-25% кливажные зоны насквозь пронизывают породу. Если кливаж межзерновой, то в качестве микролитонов выступают отдельные зерна — деформация развивается квазиоднородно, и с увеличением степени развития кливажа изменяется форма микролитонов. На рис. 3,  $\delta$  и 3,  $\epsilon$  показано, как изменяется форма зерен в породе с увеличением деформации укорочения—удлинения. Таким образом, по мор-



Рис. 3. График зависимости давления на контактах соседних зерен от площади контактов, по В.Г. Талицкому (из [Гаврилов и др., 1999]) (*a*); изменение формы зерен при увеличении деформации породы с уменьшением общего объема породы Δ*V*<0 (*б*) и без изменения общего объема породы Δ*V*=0 (*в*)

фологии микролитонов можно оценить величину деформации. При таком визуальном определении нужно помнить, что морфология микролитонов будет зависеть и от ориентировки сечения шлифа.

Определение величины деформации пород ме*тодом Фрая.* Метод Фрая [Fry, 1979] был предложен для количественного определения величины деформации горных пород, в которых зерна одинакового диаметра (или точечные включения) первоначально имели изотропное распределение. Применимость метода ограничивается следующими условиями: число исследуемых объектов должно быть не менее 100, деформация должна быть однородной в масштабе минимального расстояния между объектами, число объектов не должно изменяться в процессе деформации (т.е. в процессе деформации не происходит грануляция зерен или их рост), первоначальное распределение объектов в объеме должно быть изотропным и случайным [Николя, 1992; Fry, 1979]. Метод Фрая с некоторыми допущениями (равнозернистые породы; отсутствие существенной анизотропии, приобретенной при диагенетическом уплотнении; сохранение объема при деформации) можно применить и для определения величины деформации обломочных пород.

Метод заключается в определении расстояний между центрами соседних зерен в породе. Предполагается, что первоначальные расстояния между центрами соседних зерен одинаковы, и точки, указывающие положение центров, концентрируются по окружности. Если порода деформируется, центры соседних зерен сближаются в одной плоскости и удаляются в другой, и в результате концентрируются в полосе, образующей эллипс, а уже не окружность.

Для определения эллипсоида конечной деформации методом Фрая необходимо выполнить измерения в шлифах, отобранных из трех взаимно перпендикулярных сечений. Ошибка в определении величины конечной деформации пород будет зависеть от того, насколько точно построены трехмерные эллипсоиды по местам сгущения точек (центров соседних зерен). Для кливажированных пород изготовление шлифов в плоскости, параллельной кливажу (XY), практически трудновыполнимо, поэтому обычно ограничиваются сечениями XZ и YZ (см. выше), при этом ориентировка оси удлинения X при изготовлении шлифа будет определяться минеральной линейностью в плоскости XY.

Кливаж в терригенных породах, как правило, проявлен четко выраженной отдельностью (расщепляемостью), и изготовление шлифов проводится ортогонально этой отдельности, даже если это условие специально не оговорено. Если изучается коллекция шлифов, отбор образцов для изготовления которых проводился с другими целями, то в случайном и ортогональном кливажу сечении форма эллипса будет определять соотношение осей укорочения и удлинения, при этом ось удлинения будет максимальна при совпадении с осью Х и минимальна при совпадении с осью *Y* (рис. 4, *a*). В том случае, если шлиф ориентирован вдоль волокон синтектонических кайм нарастания (вдоль оси Х) и деформация носила плоский характер, можно количественно определить деформацию удлинения-укорочения. Допущение, что деформация носила плоский характер, косвенно подтверждается парагенезом кливажа и синтектонических каемок нарастания, что свидетельствует о сохранении объема при деформации (вынос вещества из кливажных зон компенсируется его отложением в тенях давления зерен).

При плоском характере деформации отношение длинной и короткой осей эллипса в слу-



Рис. 4. Положение «случайного» сечения шлифа, ортогонального плоскости кливажа, при плоской деформации укорочения—удлинения 25% (*a*); теоретическая диаграмма «случайных» сечений (*б*), отражающая вариации значений отношений осей эллипсов деформации при плоской 25%-ной деформации укорочения—удлинения; *N* — число определений



Рис. 5. Геологическая схема района исследований (Н.А. Пруцкий): *1* — тубинская свита (J<sub>1</sub>t–J<sub>2</sub>a); *2* — чубинская свита (J<sub>1</sub>p<sub>2</sub>); *3* — вериютская свита (J<sub>1</sub>s–p<sub>1</sub>); *4* — триасовая система (Т); *5* — пермская система (Р); *6* — геологические границы; *7* — разрывные нарушения; *8* — точки отбора образцов

чайном сечении будет меняться в определенных пределах — от минимального значения Y/Z до максимального X/Z. Для случайного сечения при величине деформации 25%, изображенного на рис. 4, *a*, — от 1,33 до 1,66 соответственно.

На статистически достоверном материале для однородной выборки (породы, деформированные «однотипно» по характеру развитого в них кливажа) можно составить диаграмму, отображая соотношение длинной и короткой осей эллипсов по одной оси, а число определений — по другой. Тогда для случайных сечений в случае плоской деформации такая диаграмма будет выглядеть так, как показано на рис. 4,  $\delta$ : минимальное значение будет соответствовать отношению Y/Z, определяя величину деформации укорочения, а максимальное — X/Z.

Объект исследования. Объект исследования нижне-среднеюрская глинисто-алевритовая толща с прослоями песчаников, слагающая долину р. Белая (северный склон Большого Кавказа) южнее с. Гузерипль (рис. 5). Образцы были отобраны Ю.О. Гавриловым для литологических исследований вдоль долины Белой, пересекающей западную часть Архыз-Гузерипльской структурно-фациальной зоны Большого Кавказа [Панов, Гущин, 1987].

В пределах этой структурно-фациальной зоны породы ранне- и среднеюрского возраста несогласно залегают на доюрском основании и представлены в нижней части темно-серыми слюдистоалевритовыми аргиллитами с прослоями и линзами песчаников и сидеритовыми конкрециями (J<sub>1</sub>s-p<sub>1</sub>, вериютская свита). Выше по разрезу чубинская свита  $(J_1p_2)$  представлена флишоидным чередованием тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзовидными прослоями массивных песчаников. Завершается разрез терригенного комплекса мощной толщей глинисто-алевритового состава — тубинской свитой  $(J_1t-J_2a)$ . Общая мощность отложений нижнего и среднего отдела юрской системы в этом районе составляет около 2100—2500 м [Ростовцев, 1967].

В пределах рассматриваемого профиля породы дислоцированы в разной степени, смяты в крупные складки и разбиты на отдельные блоки крутопадающими разрывными нарушениями. В исследуемых песчаниках и алевролитах повсеместно распространены межзерновой кливаж и синтектонические каймы нарастания (сокливажный структурный парагенез, см. рис. 1).

Результаты исследований и их обсуждение. При полуколичественном определении деформации методом Талицкого использовали шаблоны (номограммы), на которых сопоставлена форма зерен — микролитонов, соответствующая разной величине деформации укорочения—удлинения (рис. 3,  $\delta$ , e). Форму зерен в исследуемой породе сравнивали с этими шаблонами для определения примерной величины деформации.

Определение соотношения осей эллипсов деформации в шлифах с разной степенью развития кливажа проводилось с использованием метода Фрая. Центры соседних зерен и эллипсы по областям их сгущения были построены в про-



Рис. 6. Примеры пород с разной величиной деформации укорочения-удлинения, определенной по степени развития кливажа, и соответствующие им отношения осей эллипсов деформации: *а*, *б* — недеформированная порода (обр. № 1017); *в*, *е* — величина деформации составляет 15% (обр. № 998); *д*, *е* — величина деформации составляет 25% (обр. № 991)



Рис. 7. Графики отношений осей эллипса деформации (X/Z) при разной величине деформации и при разном объемном эффекте: a — без изменения общего объема породы  $(\Delta V=0); \delta$  — с увеличением общего объема породы  $(\Delta V>0); \delta$ — с уменьшением общего объема породы  $(\Delta V<0)$ 

грамме GeoFryPlots (URL: http://www.holcombe. net.au/software/downloads/GeoFryPlots\_zip.exe): по отмеченным точкам центров зерен диаграмма Фрая строится автоматически, эллипс задается пользователем, и после построения эллипса программа автоматически определяет значение отношения осей эллипса в данном сечении шлифа. Корректное построение эллипса определяется именно областью концентрации точек на диаграмме, поскольку в плоском сечении шлифа размеры круговых сечений зерен варьируют от нуля до истинного диаметра зерна [Erslev, 1988]; усовершенствовать метод Фрая можно с помощью подсчета плотности распределения точек на диаграмме [Кирмасов, 2011].

Для сравнения приведем значения, полученные разными способами для одних и тех же образцов (рис. 6). В левом столбце (рис. 6, *a*, *e*, *d*) представлено фото шлифа с поставленными в программе GeoFryPlots центрами зерен, в правом (рис. 6, *б*, *e*, *e*) — построенный эллипс и полученные отношения осей.

В недеформированной породе отношение осей эллипса равно единице (рис. 6, *a*, *б*), что соответствует величине нулевой деформации. Чем сильнее в породе развит кливаж, чем он совершеннее, тем выше будут величина деформации и полученные отношения осей эллипса.

Если принять условие, что изначально все слагающие породу зерна были сферические, то для разной величины плоской деформации можно математически рассчитать значения отношения осей эллипсоида деформации (X/Z). В зависимости от того, остается ли объем породы неизменным в процессе деформации ( $\Delta V=0$ ), увеличивается он

 $(\Delta V>0)$  или уменьшается  $(\Delta V<0)$ , соотношение осей несколько изменяется (рис. 7).

В большинстве случаев деформация исследуемых пород, как показано выше, плоская и протекает без изменения объема ( $\Delta V=0$ ). Поэтому в нашем случае значениям 5-, 10-, 15-, 20-, 25%-ной деформации должны соответствовать рассчитанные отношения осей (X/Z), равные 1,1; 1,22; 1,35; 1,5 и 1,66 соответственно (рис. 7, *a*).

Вдоль всего геологического профиля проанализировано около 70 сечений в шлифах. Для каждой группы шлифов с одинаковой величиной деформации, определенной методом В.Г. Талицкого, были построены диаграммы случайных сечений (рис. 8, *a*), отражающие вариации отношения осей эллипсов при плоской деформации укорочения-удлинения. Значения осей эллипсов, определенные в случайных сечениях, для известной величины деформации должны находиться между двумя крайними отношениями осей Y/Z и X/Z, отмеченными на диаграммах. Как видно на этом рисунке, значения отношений преимущественно распределяются в интервале между Y/Z и X/Z, иногда выходят за него. Причиной более широкого разброса значений могут быть в общем случае не точно ортогональное кливажу сечение шлифа, погрешности в определении степени деформации методом Талицкого, локальные объемные эффекты при деформации, а также прочие ограничения метода Фрая, отмеченные выше. Минимальные значения отношения осей эллипсов (рис. 8, а) будут соответствовать Y/Z, а максимальные — X/Z; отношение X/Y может быть вычислено. На рис. 8,  $\delta$ полученные данные показаны на диаграмме Флинна (рис. 2): значения параметра К варьируют от



Рис. 8. Диаграммы для групп образцов с одинаковой величиной деформации, определенной по степени развития кливажа методом Талицкого: *a* — диаграммы случайных сечений (*A* — отношения осей эллипсов, *N* — число определений); *б* — типы эллипсоидов на диаграмме Флинна (см. рис. 2)

0,5 до 2,7, приближаясь для образцов с 25%-ной величиной деформации к плоскому типу.

Результаты сопоставления определений величины деформации методом Фрая приведены на рис. 9. Поскольку сечения шлифов случайны, деформированным породам с разной степенью развития кливажа соответствуют точки в области между теоретическими кривыми соотношения осей эллипсов X/Z и X/Y. Диаграмма свидетельствует об отсутствии значимых объемных эффектов при деформации, иначе распределение точек соответствовало бы графикам  $\delta$  или в на рис. 7. Заключение. Для количественного определения величины деформации в обломочных породах с использованием метода Фрая необходимо выполнить измерения в ориентированных шлифах, отобранных из трех взаимно перпендикулярных сечений. Если образцы для анализа не отбирались специально и не ориентированы, то шлиф, как правило, представляет собой случайное сечение, близортогональное плоскости кливажа, в этом случае количественно оценить величину деформации методом Фрая можно с использованием диаграммы случайных сечений (рис. 4, *б*;



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Войтенко В.Н., Худолей А.К. Стрейн-анализ в геотектонических исследованиях // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ РАН, 2008. С. 9–27.

Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И., Талицкий В.Г. Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики нижне- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район реки Терек) // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 58–77.

Галкин В.А. Микродеформации неизмененных и слабометаморфизованных осадочных и вулканогенных пород и их значение в структурном анализе (на примере Тянь-Шаня и Кавказа): Автореф. канд. дисс. М., 1988. 20 с.

*Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 495 с.

Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 367 с.

*Николя А.Н.* Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 166 с.

Панов Д.И., Гущин А.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое Рис. 9. Сопоставление значений величины деформации, полученных разными методами, с теоретическими кривыми соотношения осей эллипсов *X/Z* (*a*) и *X/Y* (*б*)

рис. 8, *а*) в комбинации с методом определения степени деформации по морфологии кливажных зон (метод В.Г. Талицкого). Объединив шлифы в группы по степени развития кливажа (и, следовательно, по величине деформации укорочения), построив гистограммы случайных сечений (рис. 8) и диаграмму, показанную на рис. 9, можно сделать выводы о величине деформации. Диаграмма Флинна, показанная на рис. 8,  $\delta$ , позволяет проверить справедливость предположений о характере деформации.

Таким образом, метод случайных сечений для количественного определения деформации в кливажированных обломочных породах можно использовать для статистически представительных данных (коллекции шлифов), даже в том случае, если образцы отбирали без ориентировки с целью изучения только вещественного состава пород.

расчленение нижне-, среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 124–139.

Ростовцев К.О. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Гузерипльской подзоны Северного склона Большого Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 95–108.

*Талицкий В.Г.* О соотношении кливажа со складками (генетический аспект) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1989. № 4. С. 3–14.

*Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Структурная организация геологической среды и некоторые закономерности ее динамических перестроек // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 2. С. 12–17.

*Erslev E.A.* Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates // J. Struct. Geol. 1988. Vol. 10. P. 201–210.

*Fry N.* Random point distributions and strain measurement in rocks // Tectonophysics. 1979. Vol. 60. P. 89–105.

Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1996. 285 P.

*Ramsey J.G., Huber M.I.* The techniques of modern structural geology. Vol. 1. Strain Analysis. London: Academic Press, 2003. 307 p.

Поступила в редакцию 18.10.2017

# Ал.В. Тевелев<sup>1</sup>, И.А. Прудников<sup>2</sup>, Арк.В. Тевелев<sup>3</sup>, А.О. Хотылев<sup>4</sup>, Е.А. Володина<sup>5</sup>

# КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СИМСКОЙ МУЛЬДЫ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

В работе рассматриваются структурные особенности и механизм формирования Симской мульды Предуральского краевого прогиба, а также Каратау-Сулеймановского блока в целом. Этот блок имеет форму клина, поэтому при общем широтном сжатии он испытал латеральное выдавливание на север по сопряженным сдвиговым зонам. Этот фактор определил локальную обстановку меридионального сжатия и широтного растяжения. В центральной части блока широтное растяжение компенсировалось постепенным прогибанием, что и привело к формированию Симской мульды.

*Ключевые слова*: Урал, краевой прогиб, структурные парагенезы, складка, сдвиг, транспрессия.

In this work we reported the structural features and mechanism of the formation of the Simskaya low of the Uralian foreland basin, besides the Karatau-Suleyman block as a whole. This block has the shape of a wedge, so with a general latitudinal compression, it experienced lateral extrusion to the north along the conjugated shear zones. This factor determined the local situation of meridional compression and latitudinal tension. In the central part of the block, the latitudinal stretching was compensated for by gradual deflection, which led to the formation of the Simskaya low.

Key words: Urals, foreland basin, structural associations, fold, strike-slip fault, transpression.

Введение. Предуральский краевой прогиб обрамляет с запада Уральский орогенный пояс по всей его длине и традиционно разделяется на серию протяженных локальных впадин, которые выполнены флишево-молассовыми комплексами от московского яруса среднего карбона до перми включительно (рис. 1, А). Симская мульда занимает особое положение в структуре южной части Предуральского краевого прогиба (рис. 1, Б), она расположена между крупными структурными элементами прогиба — Юрюзано-Сылвенской и Бельской впадинами, но отделяется от основного поля распространения верхнего палеозоя Каратауским блоком рифея. Симская мульда сложена маломошными карбонатными и тонкими флишоидными толщами, общая мощность которых по разным оценкам составляет от 1 200 до 2 300 м (рис. 2). Разрез верхнего палеозоя мульды отличается от разрезов крупных впадин Предуральского прогиба, во-первых, существенно меньшей мощностью, а во-вторых, тем, что породы в ней дислоцированы значительно слабее. Симская мульда имеет неправильные, нехарактерные для подобных структур очертания. Ее восточное крыло — спокойная моноклиналь, которая погружается на запад, южное крыло мульды представляет собой пологую центриклиналь, а на севере она ограничена моноклиналью, осложненной широтными разрывами. Наиболее сложно построено западное крыло мульды, которое субширотными поднятиями разделено на три узкие лопасти.

О структуре и истории формирования Симской мульды существует множество представлений, которые не так давно весьма подробно рассмотрены А.Ю. Кисиным [2008], правда, главным образом в связи со структурной и геодинамической интерпретацией Каратауского блока, который обычно интересует исследователей существенно больше, чем сама Симская мульда. Не вдаваясь в подробности, выделим три основные точки зрения на формирование Каратауского блока. Первая (и по времени появления) точка зрения принадлежит М.М. Тетяеву и Н.С. Шатскому, которые считали, что Каратауский блок возник за счет вертикальных движений и является поперечным выступом рифейских пород в пределах Предуральского прогиба. Наиболее последовательные сторонники шарьяжно-надвиговой природы Каратауского бло-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail*: atevelev@rambler.ru

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; *e-mail*: prydnukov@gmail.com

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail*: arctevelev@rambler.ru

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; *e-mail*: akhotylev@gmail.com

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студентка; *e-mail*: ekaterina.volodina2015@yandex.ru



Рис. 1. Схема расположения структурных элементов Предуральского краевого прогиба: А — основные впадины (по [Мизенс, 1997] с изменениями): 1 — Карская, 2 — Коротахиинская, 3 — Косью-Роговская. 4 — Большесынинская, 5 — Верхнепечорская, 6 Соликамская, - Юрюзано-Сыл-7 венская, 8 — Бельская, 9 \_ Актюбинская; Б — схема расположения Симской мульды: 1 — позднепалеозойские комплексы Предуральского краевого прогиба; 2 — преимущественно рифейские комплексы Башкирского мегантиклинория; 3 — разрывы; 4 стратиграфические границы; 5 — предполагаемая западная граница тиманид внутри Башкирского мегантиклинория

ка — М.А. Камалетдинов [1974] и Ю.В. Казанцев [1984], которые считают, что Каратауский блок был шарьирован в область Предуральского прогиба так же, как и крупные аллохтоны Западно-Уральской зоны внешних складок. В последнее время А.Ю. Кисин [2008] развивает представления об общекоровой складчатости, как механизме формирования Каратауского поднятия и, соответственно, структуры Симской мульды. Объем статьи не позволяет детально проанализировать существующие точки зрения, поэтому интересующихся мы отсылаем к упомянутой выше статье А.Ю. Кисина.

В целом Симская мульда расположена посередине крупного рифейского Каратау-Сулеймановского блока (рис. 3, А), который включает в себя на западе серию субширотных поднятий (антиклинали Каратау, Воробьиных гор, Ажигардак и Березовых гор), а на востоке — Сулеймановскую антиклиналь. Этот блок имеет форму тупого клина, сужающегося к югу. Он ограничен на западе Ашинским левым сдвигом, на востоке — Первомайской правосторонней зоной транспрессии, а на севере — фронтальным Каратауским надвигом.

Кинематика ограничений Каратау-Сулеймановского блока. Кинематика и строение зон, ограничивающих Каратау-Сулеймановский блок, существенно различается.

Ашинский левый сдвиг имеет амплитуду не менее 10 км и в восточном крыле компенсируется серией взбросов и надвигов, подобных структуре «конского хвоста». В висячих крыльях взбросов и надвигов выходят рифейские образования, слагающие асимметричные антиклинали, а в лежачих

Ярус	Свита	Мощ- ность, м	Литологическая колонка	1
P₁ar	Янгантауская + тандакская	300		
	Бальзякская	100		<del>77</del> 4
	Ураимская	350		5 5 6
P.s	Шапипаланая	500-		₹ ₹ ₹ ₹
Γ <sub>1</sub> δ	шариповская	600		9 9 9
	Ахуновская	350		••• 11 12 13
P₁a	Ново- куркинская	450		
C₂m- C₃g	Ташлинская + куркинская	200		

Рис. 2. Стратиграфическая колонка для Симской мульды: 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты, 4 — мергели, 5 — известняки, 6 — известковистые песчаники, 7 — детритовые известняки, 8 — конкреции мергелей, 9 — конгломераты, 10 — конкреции кремней, 11 — гравелиты, 12 — глинистые известняки, 13 — олистостромы



## Рис. 3. Структурно-кинематические схемы

А — Каратау-Сулеймановский блок: 1 — комплексы московского яруса-перми; 2 — комплексы девона-башкирского яруса;
3 — комплексы докембрия; 4 — несогласные границы между комплексами; 5 — кливаж; 6 — надвиги и взбросы; 7 — прочие разрывы; 8 — направление смещения по сдвигам; 9 — направление общего сжатия; 10 — направление смещения Каратау-Сулеймановского блока в целом; 11, 12 — направление вертикальных перемещений отдельных блоков: 11 — вверх, 12 — вниз. Цифрами на схеме обозначены: 1 — Каратауский надвиг; 2 — Ашинский левый сдвиг; 3 — Катавский правый взбросо-сдвиг; 4 — Первомайская зона правосторонней транспрессии; 5 — Лаклинский правый взбросо-сдвиг; 6–10 — антиклинали: 6 — Каратау, 7 — Воробьиных гор, 8 — Ажигардак, 9 — Березовых гор, 10 — Сулеймановская

Б — Айский участок Первомайской зоны транспрессиии (по материалам геологосъемочных работ, проведенных в 1977 г.
Ф.А. Пискуновым и др., с изменениями): 1 — направление смещения по генеральному сдвигу, 2 — вергентность серии надвигов, 3 — генеральный сдвиг, 4 — надвиги северо-западной вергентности, 5 — прочие разрывы, 6 — фаменские известняки автохтона, 7 — нижнедевонско-франские карбонатно-терригенные комплексы аллохтонов, 8 — рифейские комплексы. Блок-диаграммы (по [Twiss, Moores, 2000 с изменениями]): а — модель формирования структур «конского хвоста», б — модель формирования надвигов в зоне транспрессии

крыльях — палеозойские породы, слагающие асимметричные синклинали. Южнее Ашинский левый сдвиг приобретает меридиональное простирание и трансформируется в сдвиго-надвиг с серией мелких козырьков, надвинутых на запад. Юго-западное крыло Ашинского сдвига представлено уже пермскими толщами, которые слагают крутое крыло коробчатой синклинали и простираются преимущественно параллельно сдвигу, имея падения как на юго-запад, так и на юго-восток. Фронтальный Каратауский надвиг имеет форму неправильной дуги, выгнутой на север. Аллохтон сложен рифейскими породами, а автохтон пермскими толщами, которые часто имеют перевернутое залегание в серии опрокинутых складок северо-западной и северной вергентности. Субширотные антиклинали Воробьиных гор, Ажигардак и Березовых гор, сложенные рифейскими осадочными породами, имеют строение, подобное строению антиклинали Каратау, с той разницей, что они ограничены взбросами северной вергентности, которые, скорее всего, выполаживаются с глубиной. Таким образом, строение и кинематика зоны Ашинского сдвига полностью отвечают



Рис. 4. Схема расположения опорных участков: *1* — номера участков, *2* — номера разрывов, *3* — главные разрывы, *4* — второстепенные разрывы, *5* — маркирующие горизонты. Цифрами на схеме обозначены участки: 1 — Карьер, 2 — Катав-Ивановск, 3 — Башлес, 4 — Юрюзань; разрывы (цифры в кружках): 1 — Орловский, 2 — Сулеинский, 3 — Юрюзанский, 4 — Катав-Ивановский

классической модели формирования структур типа «конский хвост» (рис. 3, *a*).

Правосторонняя Первомайская зона транспрессии отделяет Сулеймановскую антиклиналь от основного поля развития рифейских комплексов Башкирского мегантиклинория. Первомайская зона состоит из пучка правых сдвигов северовосточного простирания, которые расходятся на северо-восток. На юго-западе зона пережата до сутуры, до одного разлома. Из зоны транспрессии на северо-запад выдавлена серия мелких надвигов, козырьков, сложенных карбонатно-терригенными породами от нижнего девона до франского яруса включительно и надвинутых на битуминозные фаменские известняки (рис. 3, Б). Морфология и кинематика Первомайской зоны транспрессии полностью отвечают классической модели формирования структур такого рода (рис. 3, б). Сама зона расположена параллельно западной границе деформаций форланда тиманид, которая проходит внутри Башкирского мегантиклинория [Пучков, 2010]. Эта граница, скорее всего, соответствует Катавско-Юрюзанской зоне крупных правосторонних Катав-Ивановского, Сулеинского и Юрюзанского сдвигов.

Кинематика Катавско-Юрюзанской зоны правосторонних сдвигов. Складчатая структура рифейских комплексов во многом подчеркивает правосторонние смещения по всей этой зоне: картируются многочисленные Z-образные подвороты слоев и реальные правосторонние смещения маркеров. Поэтому наше особое внимание было сосредоточено на изучении структурных парагенезов и кинематики разрывов Катавско-Юрюзанской зоны на нескольких опорных участках (рис. 4).

Участок Карьер расположен вблизи въезда в большой действующий карьер севернее г. Катав-Ивановск, в лежачем крыле Юрюзанского разрыва. Здесь вскрыты тонкослоистые известковистые алевролиты катавской свиты, которые слагают флексуру (смыкающее крыло имеет элементы залегания (АзПд) 140° и угол падения (∠) 40°) с почти горизонтальными параллельными крыльями. Структурный парагенез представлен многочисленными зеркалами скольжения, локально развитым кливажом, мелкой гофрировкой и другими мезоструктурными элементами.

Зеркала скольжения в известняках имеют большую площадь (несколько десятков квадратных метров) и образуют серии, пронизывающие толщу известняков на несколько метров. При очень четкой штриховке, ориентировка которой (АзПд 120∠69) примерно совпадает с ориентировкой самих зеркал (АзПд 125∠73), повсеместно присутствуют четкие уступчики по отрывам, обычно заполненные ленточными кальцитовыми жилами (рис. 5, А). Все изученные зеркала фиксируют крутые взбросы. Серии сближенных зеркал скольжения образуют SF-текстуру, связанную со сколовыми деформациями.



Рис. 5. Мезоструктуры и структурные схемы опорных участков Карьер (А-D) и Башлес (Е-J). Объяснения см. в тексте

Кливаж (азимут простирания (АзПр) 30∠90) развит локально — на смыкающих крыльях встречных флексур. Он выражен серией частых параллельных субвертикальных трещин, которые сопровождаются мелкой гофрировкой тонкослоистых алевролитов (рис. 5, В и врезка на этом рисунке). Внешне этот кливаж напоминает кливаж плойчатости, или волнистый кливаж. Кливажные зоны имеют неровные края, микролитоны размером несколько сантиметров часто полностью выклиниваются. Осевые поверхности складок мелкой плойчатости вертикальны, т.е. параллельны кливажу. Кливаж плойчатости косо сечется редкими сколами взбросовой кинематики, которые примерно параллельны зеркалам скольжения. Зоны отрыва, приуроченные к попутным изгибам сколов, заполнены мелкими кальцитовыми жилами.

Кроме кливажа в алевролитах имеется грубая система вертикальных трещин широтного простирания. Они делят породы на блоки размером 1–2 м, практически поперек тонкого кливажа. Скорее всего, это наложенный широтный грубый кливаж, о котором речь пойдет ниже. Тектонические брекчии в этом обнажении редки. Крутопадающая линейная зона тектонических брекчий мощностью до 15 см протягивается меридионально на несколько метров (АзПд 270∠75). Обломки представлены вишневыми и зелеными алевролитами. Они имеют угловатые, плоские и изометричные очертания (рис. 5, С). Уплощенные обломки ориентированы конформно всей зоне брекчий. Цемент брекчий карбонатный — кальцит и сидерит. Количество обломков около 50%, их размер колеблется от 0,5 до 4,5 см, распределены они в породе неравномерно.

Изученные мезоструктурные элементы позволяют восстановить палеополя напряжения на момент их формирования в рамках модели Кулона-Андерсона (рис. 5, D). Единый структурный парагенез составляют: смыкающее крыло флексуры (1); вертикальный кливаж (2); SF-текстура серии зеркал скольжения взбросовой кинематики (3); сколы, косо секущие кливаж, мелкие складки гофрировки с вертикальными осевыми поверхностями (4); зоны тектонических брекчий (5), которые обычно образуются при хрупких сколовых деформациях, правда, при меньших углах к направлению сжатия. Этот парагенез отвечает сжатию по направлению северо-запад-юго-восток (азимут 300°) и растяжению по направлению северо-восток-юго-запад (азимут 30°). Такая ситуация определяет кинематику Юрюзанского разрыва как крутого взброса.

Возможно, меридиональные зоны тектонических брекчий относятся к другому парагенезу. Не исключено, что они входят в единый парагенез с грубым широтным кливажем (6), который связан с меридиональным сжатием.

Участок Башлес расположен в заброшенном карьере северо-западнее пос. Башлес, в лежачем крыле Катав-Ивановского разрыва. Карьером также вскрыты породы катавской свиты. Они преимущественно полого наклонены и осложнены попутными немного косыми флексурами (рис. 5, H), параллельные крылья которых падают на юг (АзПд 170–180 $\angle$ 10–15), а смыкающие — на юго-восток (АзПд 165 $\angle$ 55).

Массивные известняки местами разбиты крутым кливажом — от субмеридионального до северо-западного (рис. 5, F), а в тонкослоистых известковистых алевролитах распространен кливаж плойчатости. В микролитонах кливажа плойчатости обнаруживаются мелкие гребневидные и килевидные складки. Размер складок до 1,5 см по амплитуде и до 3—4 см по длине волны. Как правило, гребни и кили в складках затянуты в кливажные зоны, а округлые замки располагаются в микролитонах (рис. 5, E). Микролитоны почти везде смещены один относительно другого по кливажным зонам, но амплитуды смещения измеряются миллиметрами (до нескольких сантиметров). Кливаж плойчатости расположен преимущественно ортогонально слоистости, но на смыкающих крыльях флексур сечет ее косо. Генеральное положение кливажных зон — АзПд 135∠70, что соответствует ориентировке Катав-Ивановского разрыва. В пределах участков, в которых развит кливаж плойчатости, фиксируются отчетливые структуры сжатия — мелкие клиновидные блоки, зажатые между микролитонами, иногда выдавлены вверх.

В разрезе встречаются маломощные (до 3-4 см) полоски выбеленных пород, либо протяженные как пласты, либо линзовидные. В некоторых местах эти зоны осветления пересечены короткими поперечными линзовидными прожилками кальцита (рис. 5, I) длиной 3-6 см и мощностью до 0,5 см (АзПр 325∠90), сформированными по трещинам отрыва (врезка на рис. 5, I). При развитии таких трещин могут возникнуть структуры будинажа, развивающиеся в условиях сжатия поперек слоя и растяжения вдоль него.

Зеркала скольжения в пределах объекта Башлес встречаются редко. Единственное отчетливое зеркало скольжения обнаружено на дне карьера, оно имеет юго-восточное пологое падение, причем ориентировка поверхности зеркала и штриховки совпадает (АзПд 140∠30). По редким уступчикам удается установить надвиговую кинематику разрыва, с которым связано зеркало скольжения. В некоторых местах тонкослоистые алевролиты локально деформированы с образованием мезоструктурных полос излома — кинкбандов (рис. 5, G). Слои в кинкбанде круго погружаются на северозапад (АзПд 330∠65-85), а полоса излома — юговосток (АзПд 150∠65-70). Подобные структуры обычно интерпретируются как структуры сжатия, направленного под острым углом к слоистости (врезка на рис. 5, G).

Совокупность изученных мезоструктур позволяет выделить два парагенеза и реконструировать положение осей палеонапряжений в рамках модели Кулона—Андерсона (рис. 5, J). В первый парагенез сжатия (7) — растяжения (8) входят попутные флексуры с крутыми смыкающими крыльями (1), тонкий кливаж плойчатости (2), крупный кинкбанд (3), надвиговые зеркала скольжения (4), серии трещин отрыва (5). Перечисленные структурные элементы входят в парагенез сжатия, главная ось которого полого погружается на юго-восток, а ось растяжения — горизонтальна и ориентирована на северо-восток. Такая ситуация определяет кинематику Катав-Ивановского разрыва как крутого взброса.

Второй парагенез представлен только крутым грубым кливажем северо-западного простирания (6). Скорее всего, он связан с расположенным западнее Орловским разрывом, ограничивающим Юрюзанскую синклиналь с запада.

*Участок Катав-Ивановск* расположен в пределах г. Катав-Ивановск, севернее пруда, в лежачем

крыле разрыва, оперяющего с севера Катав-Ивановский разрыв. Здесь карьером вскрыта отвесная стенка — разрез крупной (во всю стенку), слегка наклонной широтной антиклинали с округлым замком (рис. 6, С). Южное крыло в целом падает полого (АзПд 175 $\angle$ 20–35), но внизу становится более крутым — до 50–55°. Северное крыло также в целом падает полого (АзПд 350 $\angle$ 20), но далее на север в нем имеется попутная флексура. Смыкающее крыло более пологое ( $\angle$ 10), но еще севернее слои падают гораздо круче — угол 60–65°, а вблизи замка смежной синклинали до 90°. Севернее находится южное крыло похожей складки, т.е. в целом форма складок килевидная. Шарнир складки очень полого погружается на восток (АзПд 90 $\angle$ 7–10).

Антиклиналь сложена бордово-красными известняками и известковистыми алевролитами с тонкой волнистой слоистостью катавской верхнерифейской свиты. Слоистость наиболее хорошо видна на выветрелой поверхности из-за разной прочности пород. Она подчеркнута тонкими микропрослоями более темного красновато-бурого вещества. Мощность таких микропрослоев варьирует от долей миллиметра до 2–3 мм. Они не выдержаны по мощности, могут периодически разветвляться и сходиться вновь.

В пределах обнажения обнаружен кливаж плойчатости (АзПд 170∠75), аналогичный кливажу плойчатости, описанному в объекте Башлес (рис. 6, А). Он примерно отвечает положению осевой поверхности складки, имеющей слабую северную вергентность. В массивных породах также проявлен тонкий кливаж, залегающий круче слоистости. Этот кливаж сечет также небольшие субпослойные зеркала скольжения, образовавшиеся при формировании складки за счет межслоевого скольжения. Такое же происхождение имеют и редкие S-образные прожилки розового кальцита, местами слабоптигматитовые (рис. 6, D и врезка к нему).

Кроме очевидных структур сжатия в пределах обнажения встречаются зоны левокулисных линзовидных кальцитовых жил, образованных по трещинам отрыва, которые ограничены тонкими протяженными жилами, отвечающими генеральным сколам. Они фиксируют правосторонний сдвиг (рис. 6, В и врезка к нему).

Совокупность изученных мезоструктур позволяет выделить структурный парагенез и реконструировать положение осей палеонапряжений (рис. 6, Е). В первый (основной) структурный парагенез субмеридионального сжатия (рис. 6, 6) субширотного растяжения (7) входят наклонные складки северной вергентности (1, 2), послойные зеркала скольжения (3), кливаж плойчатости (4), S-образные птигматитовые кальцитовые жилы. Ко второму структурному парагенезу (субширотного правого сдвига) относятся полосы линзовидных левокулисных кальцитовых жил — Т-структуры Риделя (5), ограниченные параллельными жилами (по Y-сколам Риделя). Подобная ситуация определяет кинематику разрыва, оперяющего Катав-Ивановский разлом, как правого сдвиго-взброса.

Участок Юрюзань расположен у моста через р. Юрюзань в г. Юрюзань, непосредственно в зоне Катав-Ивановского разлома. Дорожной врезкой вскрыт разрез авзянской верхнерифейской свиты — скальные выходы глинистых и углеродистоглинистых сланцев с будинированными прослоями черных доломитов. Слои слагают пологую субмеридиональную антиклиналь у западного крыла (АзПд 285∠30), восточное крыло залегает полого, но направление и угол падения не выдержаны, в целом породы падают в восточных румбах (АзПд от 40 до 120). Местами породы смяты в мелкую плойчатость с амплитудой до 15 см и длиной волны 20-40 см. Складки практически симметричны. В сланцы иногда затянуты обломки доломитов размером несколько сантиметров.

Зеркала скольжения имеют волнистую поверхность, падают преимущественно полого (АзПд  $125\angle 45$  — поверхность зеркала; Аз ПД  $115\angle 42$  штриховка), но иногда и круто, хотя и в ту же сторону (АзПд  $120\angle 70$  — зеркало+штриховка) и характеризуются сбросовой кинематикой с небольшой сдвиговой компонентой (рис. 6, F).

Компетентные пласты доломитов в пределах обнажения почти повсеместно разбудинированы. Будины обычно имеют неправильно округлую форму (рис. 6, G), иногда пласт постепенно утончается и разваливается на несколько угловатых кусков. Некоторые будины целиком сложены крупными строматолитовыми постройками. Уплощенные будины часто включают серии поперечных кальцитовых жилок, либо линзовидных, либо тонких параллельных, иногда извилистых (рис. 6, L). Трещины отрыва в будинах имеют широтное простирание и крутое падение (АзПр 90∠90).

Отдельные горизонты сланцев превращены в тектониты с ярко выраженной линзовидно-полосчатой текстурой, близкие к SF-тектонитам (рис. 6, I). В пачках более компетентных слоев отчетливо выражен грубый кливаж, падающий на юго-запад (АзПд 235∠60). Мощность микролитонов от 3 до 15 см. Глинистые сланцы рассечены серией вертикальных неровных трещин, которые сопровождаются гофрировкой, напоминающей волнистый кливаж. Простирание трещин, а также осевых поверхностей складочек меридиональное, шарниры горизонтальны или немного наклонены на север. Амплитуды складок 0,5–1,5 см, мощность микролитонов 0,7–4,0 см.

Местами сланцы гофрированы и образуют Z-образные структуры (складки волочения), ориентированные по падению пластов (рис. 6, К). Такие структуры можно трактовать и как складки оползания, однако в данном случае они, скорее всего, все-таки относятся к складкам волочения.



Рис. 6. Мезоструктуры и структурные схемы опорных участков Катав-Ивановск (А-Е) и Башлес (F-M). Пояснения см. в тексте

В северо-восточной части обнажения блока хаотически дислоцированных пород обнаружена серия мезоструктур, указывающих на пологий сброс (рис. 6, J). Этот блок подстилается интенсивно рассланцованными доломитами (4 на врезке к рис. 6, J), которые срезаны наклонным разрывом (5). В сланцах присутствуют многочисленные птигматитовые жилы розового кальцита (6). Хаотический горизонт сложен глыбами массивных доломитов, вероятно, будинами разорванных пластов (1), развернутыми поперек горизонта глыбами тонкослоистых доломитов (2), погруженными в интенсивно трещиноватый (3) матрикс, местами превращенный в тектоническую брекчию (7).

Тектонические брекчии часто заполняют тени давления вокруг будин. Кроме того, линзовидное тело тектонических брекчий мощностью 12 см (АзПд 120∠40) перекрывает зону крутых малоамплитудных сбросов, круто падающих на юго-восток (Аз Пд 110∠55–60). Мощность клиновидных микролитонов 0,5–3,0 см (рис. 6, Н).

Совокупность изученных мезоструктур позволяет выделить два парагенеза и реконструировать положение осей палеонапряжений (рис. 6, М). Направление растяжения определяется ориентировкой рассланцевания и SF-тектонитов, сбросов, осевых поверхностей птигматитовых жил, направлением растаскивания будин, поверхностей зеркал скольжения сбросового типа. Направление сжатия определяется расположением будин, ориентировкой кливажа и осевых поверхностей складок. Возникшая довольно сложная картина не может быть интерпретирована в рамках модели Кулона-Андерсона. Объект находится практически в самой зоне Катав-Ивановского разрыва, которая здесь представляет собой узкую зону правосторонней транспрессии.

В общий парагенез правосторонней транспрессии входят: структуры растяжения (Т-структуры по Риделю) — трещины отрыва (8 на рис. 6, М), крутые субширотные кальцитовые и сидерит-кальцитовые жилы (6), в том числе левокулисные (7); структуры будинажа (1); Z-структуры; хаотические горизонты пологих сбросов (2); структуры сжа*тия* (S-структуры) — меридиональный волнистый кливаж (5); структуры скалывания (Y, R и P синтетические сколы Риделя) — рассланцевание и SFтектониты (3), тектонические брекчии (4). Грубый кливаж северо-западного простирания (9) или существенно более поздний, или локально проявлен в общей структуре антиклинальной складки. Эта складка образовалась в результате выдавливания в зоне транспрессии, поэтому зеркала скольжения в крыльях складки имеют вид сбросовых, что выглядит на первый взгляд малообоснованным в условиях сжатия (врезка на рис. 6, М).

Таким образом, установлено, что в общей обстановке правосторонней транспрессии сдвиговые деформации концентрируются непосредственно в узких зонах крупных взбросо-сдвигов (Сулеинский, Юрюзанский, Катав-Ивановский), а в крыльях этих разрывов (в разделяющих блоках) проявлены почти исключительно деформации сжатия-растяжения.

Заключение. Выявленные закономерности позволяют в целом оценить кинематику формирования Симской мульды и крупных разрывов ее обрамления (рис. 3, А). Симская мульда представляет собой пологий прогиб, сформировавшийся на крупном, сложнопостроенном Каратау-Сулеймановском поднятии. Механизм ее формирования представляется следующим. В условиях общеуральского субширотного сжатия весь Каратау-Сулеймановский блок за счет клиновидной морфологии оказался выдавленным не только вверх, но и латерально — на север — по сопряженным сдвиговым зонам. Доминирующей, вероятно, была Первомайская зона правосторонней транспрессии, параллельная Катавско-Юрюзанской правосдвиговой зоне и развивавшаяся в условиях простого сдвига. Ашинский левый сдвиг, по сути, представляет собой скол, формировавшийся в условиях чистого сдвига и осложненный положительными структурами «конский хвост».

При этом в пределах самого Каратау-Сулеймановского блока распределение полей напряжения оказалось иным. Движение блока на север определило локальную обстановку меридионального сжатия, которое реализовывалось в формировании крупных субширотных антиклиналей западного обрамления впадины, а впоследствии — элементов широтного кливажа в пределах самой мульды. Сулеймановская антиклиналь в целом наследует простирание Башкирского мегантиклинория, но при движении на север она отдалялась от положительных структур Ашинского сдвига, поэтому растяжение в пределах блока в такой ситуации было ориентировано субширотно. Как следствие в центральной части Каратау-Сулеймановского блока широтное растяжение компенсировалось постепенным прогибанием, что и привело к формированию Симской мульды.

Особый интерес вызывают особенности распределения полей напряжения в пределах Катавско-Юрюзанской правосторонней взбросо-сдвиговой зоны. Непосредственно в зоне конкретного разрыва резко преобладают касательные напряжения, которые фиксируются по структурным парагенезам, характерным для зон транспрессии, а на удалении от разрывов в обоих их крыльях касательные напряжения не проявлены, а имеющиеся структурные парагенезы связаны только с нормальными напряжениями. Вблизи разрывов обычно тоже преобладают нормальные напряжения, но отмечаются и локально выраженные касательные.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Казанцев Ю.В.* Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 185 с.

*Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

*Кисин А.Ю.* Структурное положение тектонического блока Каратау // Литосфера. 2008. № 4. С. 35–47.

*Мизенс Г.А.* Об этапах формирования Предуральского прогиба // Геотектоника. 1997. № 5. С. 33-46.

*Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

*Тетяев М.М.* Геотектоника СССР. М.; Л.: ГОНТИ, 1938. 298 с.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и их классификация. Избр. тр. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 288–368.

*Twiss R.J., Moores E.M.* Structural geology. 6-th printing. N.Y.: W.H. Freeman and Company, 2000. 532 p.

Поступила в редакцию 27.10.2017

## УДК 553.982.2

# **Р.Р.** Габдуллин<sup>1</sup>, О.Н. Бирюкова<sup>2</sup>, Р.А. Ахмедов<sup>3</sup>

# ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И НЕФТЕНОСНОСТЬ ВИКУЛОВСКОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНО-КАМЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Проанализированы геолого-геофизические материалы с целью изучения особенностей геологического строения викуловской свиты в пределах Водораздельного лицензионного участка. Представленный фактический материал позволяет более полно охарактеризовать геологическое строение участка при интерпретации сейсмических материалов. Анализ геологической информации (ГИС и результаты испытаний) подтверждает утвержденный уровень водонефтяного контакта (BHK) на исследуемом участке месторождения, что дает возможность провести пересчет его запасов.

*Ключевые слова*: сейсморазведочные работы, среднеюрские и меловые отложения, перспективы нефтегазоносности, локальное поднятие, структурно-стратиграфическая ловушка, промышленная нефтеносность, выделение дизъюнктивных нарушений, водонефтяной контакт.

The analysis of geological and geophysical materials in order to study the peculiarities of the geological structure of the Vikulov Formation within the Vodorazdel license area was carried out. The presented factual material makes it possible to characterize the geological structure of the investigated area more informatively and for interpreting of seismic materials. The analysis of geological information (GIS and test results) confirms the approved water—oil contact (WOC) level in the investigated section of the deposit, which makes it possible to recalculate its reserves.

*Key words*: seismic prospecting, Middle Jurassic and Cretaceous sediments, oil and gas potential prospects, local uplift, structural-stratigraphic trap, industrial oil-bearing, disjunctive dislocation, water-oil contact.

Введение. Водораздельный лицензионный участок Восточно-Каменного месторождения расположен на восточном склоне Красноленинского свода [Самолетов и др., 1989; Медведев, 2010], на территории которого открыты и находятся в разработке многие нефтяные месторождения (Талинское, Каменное, Ем-Еговское и др.). Пролуктивность отложений на Водораздельном лицензионном участке установлена в 1978 г. при испытании тюменской свиты в скважине № 11, продуктивность викуловской свиты (пласта ВК<sub>1</sub>) в 2008 г. при испытании скважины № 9. Цель нашей работы — доизучение Водораздельного лицензионного участка и более детальное отображение геологического строения викуловской свиты на основе полученных данных.

Материалы и методы исследований. Методика работ включала сбор и анализ архивных материалов, полевые наблюдения, камеральные работы.

Сбор, анализ и архивных материалов заключался в рассмотрении 8 опубликованных работ, 155 фондовых отчетов, а также огромного массива первичной информации. Массив первичной (собранной из архивных источников) информации включает в себя отчеты гидродинамических исследований скважины (ГДИС) с 2008 г., сводные материалы по скважинам, более 50 журналов учета скважин, а также 30 актов на испытания пласта викуловской свиты Восточно-Каменного месторождения.

*В рамках полевых наблюдений* в 30 скважинах выполнено 300 ГДИС и 60 испытаний пласта. Все эти данные введены в цифровую базу данных.

На стадии камеральных работ проинтерпретирован полученный массив данных по Водораздельному лицензионному участку. Анализ геологической информации (ГИС и результаты испытаний) подтверждает утвержденный уровень водонефтяного контакта (ВНК) на исследуемом участке месторождения.

Результаты исследования и их обсуждение. Согласно схеме нефтегазогеологического районирования Восточно-Каменное месторождение входит в состав Красноленинского нефтегазоносного района (НГР) Красноленинской нефтегазоносной области (НГО).

Водораздельный лицензионный участок, в пределах которого расположено Восточно-Ка-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail*: mosgorsun@rambler.ru

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Югорский государственный университет, Институт природопользования, кафедра нефтегазового дела, ст. преп.; *e-mail*: on-birukova@mail.ru

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Высшая школа инновационного бизнеса, магистрант; *e-mail*: rakhmedov.rus@mail.ru



Рис. 1. Фрагмент тектонической карты центральной части Западно-Сибирской плиты в районе Водораздельного участка, по [Шпильман и др., 1999]: *1* — Водораздельная площадь, *2* — границы геоблоков, *3* — важнейшие тектонические нарушения, *4* — границы тектонических элементов 1-го порядка, *5* — границы внутреннего районирования тектонических элементов 1-го порядка, *6* — открытые месторождения нефти газа и газоконденсата. Месторождения (обозначены цифрами): 198 — Южно-Рогожниковское, 253 — Приобское, 358 — Галяновское, 407 — Рогожниковское, 428 — Средненазымское, 490 — Южно-Талинское-1, 493 — Юно-Талинское-2, 494 — Онтохское-2, 497 — Южно-Талинское, 519 — Красноленинское, 537 — Западно-Эргинское

менное месторождение, находится на сочленении структур 1-го порядка (Каменной Вершины и Водораздельного прогиба в юго-восточной части Красноленинского свода (рис. 1). В пределах лицензионного участка промышленные притоки нефти получены из пород палеозойского фундамента и коры выветривания (ДЮК), а также горелой (пласт ЮК<sub>10</sub>), тюменской (пласты ЮК<sub>2-9</sub>), абалакской (пласт ЮК<sub>1</sub>), викуловской (пласт ВК<sub>1</sub>) свит.

Площадь месторождения разделяется на левобережную и правобережную части, характеризующиеся разной степенью геолого-геофизической изученности, их естественным барьером служит р. Обь. В настоящее время наиболее изучена левобережная часть месторождения, по результатам исследования которой установлена нефтеносность викуловских отложений. На правом берегу в пределах лицензионного участка расположены скважины № 1, 2, 3. В этих скважинах испытания не проводились. По данным ГИС однозначно определить характер насыщения невозможно из-за неполного комплекса ГИС, его низкого качества, а также из-за значительных зон повышенного проникновения фильтрата бурового раствора в водоносные интервалы.

Для скважины № 4 каротаж утерян. Правобережные скважины из обоснования площадей нефтеносности и анализа ВНК исключены, так как пока нет достоверной информации об испытаниях и ГИС, подтверждающих наличие нефтенасыщенных пластов в этих скважинах. Поэтому анализ ВНК и обоснование площадей нефтеносности проводилось по левобережным скважинам, где выделена область подсчета запасов.

В структурном отношении викуловские отложения в пределах Водораздельного лицензионного участка представляют собой моноклиналь, плавно, с небольшим наклоном погружающуюся в восточном направлении. Моноклиналь осложнена в центральной части площади Восточно-Каменным структурным носом, относящимся к структуре 2-го порядка — Каменной Вершине, относимой, в отличие от остальной площади, к Водораздельному прогибу. На западе от рассматриваемой территории вверх по восстанию пласта расположены залежи викуловских отложений Каменного месторождения (восточная часть), где уровень ВНК примерно на 50 м выше установленного на Водораздельной площади.

На Водораздельной площади при интерпретации современных сейсмических материалов (2002, 2003, 2008 гг.) выделены разрывные нарушения в разрезе юрских и меловых отложений осадочного чехла (рис. 2). Системы разрывных нарушений состоят из ряда непротяженных сбросов с небольшой амплитудой смещения. Малоамплитудные и безамплитудные тектонические нарушения, как правило, по данным 2D-сейсморазведки не выделяются. Тем не менее в настоящее время в результате детального геолого-геофизического изучения десятков нефтяных залежей в верхнеюрских и нижнемеловых природных резервуарах Западной Сибири показано, что они имеют преимущественно дизъюнктивно-блоковое, а не пликативное строение, т.е. разбиты на отдельные блоки мало- и микроамплитудными дизъюнктивными дислокациями. При этом вдоль дизъюнктивных дислокаций образовались узкие (около 100 м) зоны дезинтеграции пород, где часто возникают такие явления, как глинизация, карбонатизация и озокеритизация первичного порового пространства, неупругие деформации горных пород и «затекание» пластичных пород в ослабленные зоны. Таким образом, эти зоны нередко представляют собой латеральные флюидоупоры, обеспечивающие разобщение гидродинамических систем.

При геометризации залежей викуловских отложений серия однонаправленных нарушений была объединена в две зоны малоамплитудных тектонических нарушений, протягивающихся в субмеридиональном направлении и экранирующих залежи с запада.

На правом берегу в пределах лицензионного участка расположены скважины № 1, 2, 3. Отсутствие подтверждения продуктивности викуловского интервала разреза в правобережной части площади позволяет отделить экраном северную часть территории по руслу р. Обь. Отсутствие сейсмической информации о наличии тектонического нарушения вдоль русла реки имеет несколько причин: во-первых, низкая детальность исследований, не позволяющая выделять малоамплитудные нарушения, а во-вторых, небольшое число профилей, пересекающих русло реки. Граница между структурными элементами 2-го порядка, проходящая по Оби на территории месторождения, на данном этапе еще не нашла отражения в результатах сейсмической интерпретации. Условно граница тектонического блока проведена по центральной части р. Обь.

Нефтеносность викуловской свиты (пласт  $BK_1$ ). Уверенная корреляция пластов ВК на значительной территории свидетельствует о том, что песчаные тела формировались в условиях обширного морского шельфа. На всей территории в интервале от кровли кошайских глин до кровли пласта ВК1 характерен четко выраженный регрессивный мегациклит. Пласты ВК1 залегают в кровельной, наиболее опесчаненной части мегациклита. Факторами, определявшими условия седиментации песчаных и глинистых пластов, были глубина морского бассейна, конседиментационные тектонические процессы, подводные течения. При формировании песчаных тел свиты преобладающей энергией сортировки обломочного материала были волновая деятельность и изменение глубины морского бассейна. Об этом свидетельствуют покровный характер песчаных тел, относительно



Рис. 2. Пример выделения дизъюнктивных нарушений по профилю 10207 в юрско-меловом интервале разреза. А, Б, М, М<sub>1</sub> — отражающие горизонты

узкий диапазон изменения эффективных толщин, регрессивный характер градационной слоистости в отложениях седиментационных циклов и характер распределения областей преобладающего распределения песчаного материала.

Характерная особенность продуктивных отложений викуловской свиты — слоистая неоднородность состава и свойств пород, установленная по данным изучения керна на макро-, мезо- и микроуровнях. Макронеоднородные отложения, связанные с крупными литотипами пород, успешно устанавливаются и оцениваются по данным ГИС. Аргиллиты и глины в разрезе выделяются по максимальным показаниям данных, полученных методами СП, ГК и АК, минимальным значениям данных микрозондового каротажа (БК и НК).

Промышленная нефтеносность отложений викуловской свиты подтверждена испытаниями в интервале пласта  $BK_1$  в скважинах № 5–9 (рис. 3) на левобережной части Водораздельного лицензи-онного участка. В настоящее время по результатам испытаний пласта  $BK_1$  на Восточно-Каменном месторождении выделена новая залежь в районе скважины № 9.

Залежь № 1 по типу пластовая, тектонически экранированная (табл. 1), расположена в районе скважины № 9. Размеры залежи в районе скважины № 9 составляют в плане 14×11 км, толщина достигает 50 м. Эффективная нефтенасыщенная толщина в скважинах меняется от 2,4 м (скважина № 7) до 10,7 м (скважина № 11), средняя

Таблица 1

Краткая характеристика залежи нефти в районе скважины № 9 в отложениях викуловской свиты Восточно-Каменного месторождения (Водораздельный ЛУ)

	ческое ВНК, м	P He	азмер ефтян валеж	)ы ЮЙ И	ефтена- толщин,	а отмет- коллек-	Тип за-			
Залежь	Гипсометри положение	длина, км	шири- на, км	Bbicota, M	Диапазон н сыщенных м	Наивысшая ка кровли н тора, м	Тип за- лежи			
За- лежь 1 (район скважи- ны 9)	-1514,0±5,0	14	11	50	6,1–10,7	-1464	Пла- стовая, текто- нически экрани- рованная			


Рис. 3. Схема обоснования ВНК: 1 — нефть, 2 — вода, 3 — неколлектор, 4 — совместные испытания, 5 — тектоническое нарушение

### Таблица 2

Обоснование положения ВНК по продуктивному пласту	ВК1 Восточно-Каменного м	есторождения (Водораздельный ЛУ)
---	--------------------------	----------------------------------

	ины		Интерва. ния прон	л залега- ницаемой	Xa	рактерист	ика насыш	ения по ГІ	ИС			Деб	бит	BHK						
	Номер скваж	Альтитуда + удлинение, м	части п.	ласта, м подош- ва	кровля нефти, м	подош- ва неф- ти, м	кровля неясной характе- ристики	подошва неясной характе- ристики	кровля воды, м	Интервал испытаний, м		Интервал испытаний, м		нефть, т/сут	вода, м <sup>3</sup> /сут	абсолют- ная от- метка, м	Примечания			
	7	26	$\frac{1526,4^{*}}{-1500.4}$	$\frac{1551,4}{-1525,4}$	1526,4	$\frac{1529,0}{1502,9}$	$\frac{1536,4}{-1510,3}$	$\frac{1544,2}{-1518,1}$	$\frac{1546,4}{-1520,4}$	$\frac{1526,0}{-1499,9}$	$\frac{1529,0}{1502,9}$	3,30	5,42	н.— 1502,9						
			1500,1	1323,1	1500,1	1502,9	1510,5	1510,1	1320,1	1530,5	$\frac{1541,5}{1515,4}$	0,26	6,38	в.—1510,3						
	10	43.1	<u>1534,4</u>	<u>1561,0</u>	<u>1534,4</u>	<u>1544,6</u>	<u>1545,4</u>	<u>1551,2</u>	<u>1553,8</u>					н.— 1507,1						
		,-	-1491,3	-1516,3	-1491,3	-1500,8	0,8 -1501,4	500,8 -1501,4	-1507,1	-1509,7					в.—1509,7					
	15	208	<u>1708,0</u>	1746,8	<u>1708,0</u>	<u>1730,6</u>			1732,8					н.— 1515,9						
			-1500,0	-1527,5	-1500,0	-1515,9			-1517,5					в.—1517,5						
										$\frac{1641,0}{-1494,8}$	$\frac{1645,0}{-1498,2}$									
			1646 4	1646,4 1682,6	1646.4	1664.6			1667.4	$\frac{1645,0}{-1498,2}$	$\frac{1650,0}{-1502,4}$			н.— 1514.6	после изо-					
	9	147	-1499,4	-1529,7	-1499,4	-1514,6			-1517,0	1650,0 -1502.4	$\frac{1654,0}{1505,7}$	7,85			ля- ции и					
															<u>1656,0</u> 1507.4	<u>1660,0</u>	-		в.—1517	мпд
										1533,0	1537,0									
										-1505,3	-1509,3	-								
	6	27,2	$\frac{1533,2}{-1505,5}$	$\frac{1594,0}{-1566,3}$	$\frac{1533,2}{-1506,0}$	$\frac{1546,6}{-1518,9}$	$\frac{1547,6}{-1519,9}$	$\frac{1553,2}{-1525,5}$	$\frac{1553,2}{-1525,5}$	$\frac{1539,0}{-1511,3}$	$\frac{1541,5}{-1513,8}$	14,20		н.— 1518,9						
			1505,5	1500,5	1500,0	1510,7	1517,7	1525,5	1525,5	1511,5	1515,0	-		в.—1519,6						
										-1541,5 -1513,8	$\frac{1546,0}{-1518,3}$									
8 118,4								1603,0	1607,0	3.56	47.3	н.— 1507,3								
	118,4	$\frac{1603,2}{1490,8}$	$\frac{1665,6}{1547,1}$			$\frac{1603,2}{1490,8}$	$\frac{1621,6}{1507,3}$	$\frac{1624,4}{1509,8}$	-1490,6	-1494,2	-,00	,.	в.—1509,8							
	- , -	, 0,0	8 1547,1			1490,8	1507,3	1509,8	$\frac{1610,0}{-1496,9}$	$\frac{1626,0}{-1511,2}$										
Ì	По	FIAC 1		TON HOTH	TOTING OK		HINGT BUK	-1514+5	14											

По ГИС и результатам испытаний скважин принят ВНК: -1514±5 м

\* Над чертой — глубина (м), под чертой — абсолютная отметка (м); н. — нефть, в. — вода.

нефтенасыщенная толщина по залежи равна 8,84 м. Среднее значение пористости по залежи варьирует в пределах 0,263–0,268 долей единицы (д.ед.), коэффициента нефтенасыщенности — 0,582–0,628 д.ед.

В скважине № 6 в 2010 г. проведено испытание интервалов 1533–1537 м, 1539–1541,5 м (абсолютные отметки –1505,3÷–1509,3 м; –1511,3÷–1513,8 м) и был получен безводный приток нефти с дебитом нефти ( $Q_{\rm H}$ )  $Q_{\rm H}$ =14,1 м<sup>3</sup>/сут. При повторной перфорации этих интервалов и дострела нижележащего интервала 1541,5–1546 м (абсолютные отметки (а.о.) –1513.8÷–1518.3 м) также был получен безводный приток нефти ( $Q_{\rm H}$ =14.2 м<sup>3</sup>/сут) (табл. 2). Нижележащие интервалы по данным ГИС водонасыщенные. По данным ГИС подошва нижнего нефтенасыщенного прослоя в скважине № 6 находится на глубине 1546,6 м (а.о. –1518,9 м), кровля водонасыщенного прослоя — на глубине 1547,6 м (а.о. –1519,9 м).

В скважине № 8, испытанной в 2009 г., при совместном испытании интервалов 1603–1607 и 1610–1626 м (а.о. –1490,6÷–1494,2; –1496,9÷ –1511,2 м) был получен приток нефти с водой, дебит нефти  $Q_{\rm H}$ =3,56 и воды ( $Q_{\rm B}$ )  $Q_{\rm B}$ =47,28 м<sup>3</sup>/сут. После установки цементного моста в интервале 1608–1609 м было проведено повторное испытание интервала 1603–1607 м (а.о. –1490,6÷–1494,2 м), в результате которого получен приток нефти с водой ( $Q_{\rm H}$ =12,1 м<sup>3</sup>/сут и  $Q_{\rm B}$ =38,5 м<sup>3</sup>/сут). По ГИС кровля водонасыщенного интервала находится на а.о. –1509,8 м.

В скважине № 9 при первичном испытании из интервалов 1646-1650 м и 1652-1656 (а.о. -1499,2÷-1502,4 м и -1504,4÷-1507,6 м) получен приток жидкости с дебитом  $Q_{\rm x}=108~{\rm m}^3/{\rm сут}$  $(Q_{\rm H}=12,96 \text{ м}^3/\text{сут}, Q_{\rm B}=95,04 \text{ м}^3/\text{сут})$ . При повторном испытании, после проведения изоляционных работ, дострела и повторной перфорации из интервалов 1641-1645, 1645-1650, 1650-1654 и 1656-1660 м (а.о. -1494÷-1498; -1498÷-1503; -1503÷-1507; -1509÷-1513 м) получен безводный приток нефти с дебитом  $Q_{\rm H}=7,85~{\rm m}^3/{\rm сут}$  при депрессии 70 атм. По данным ГИС подошва нижнего нефтенасыщенного прослоя в скважине № 9 находится на глубине 1664,6 м (a.o. -1514,6 м), кровля водонасыщенного — на глубине 1667,4 м (а.о. -1517 м).

В скважине № 7 из интервалов 1536,5– 1541,5 м (а.о. –1510,4÷–1515,4 м) и 1526–1529 м (а.о. –1499,9÷–1502,9 м) получена вода с пленкой нефти и нефть с водой соответственно. По данным ГИС подошва нижнего нефтенасыщенного прослоя в скважине № 7 находится на а.о. –1502,9 м, кровля верхнего водонасыщенного прослоя — на а.о. –1510,3 м.

Скважина № 10 испытана в октябре 2013 г. совместно в интервалах 1533,5–1538 и 1540–1544 м (а.о. -1490,4÷-1496,6 м и -1496,5÷-1500,3 м). Получен переливающий приток водонефтяного флюида ( $Q_{\rm H}$ =2,89 м<sup>3</sup>/сут,  $Q_{\rm B}$ =1,71 м<sup>3</sup>/сут). По данным ГИС подошва нижнего нефтенасыщенного прослоя в скважине № 10 находится на глубине 1551,2 м (а.о. -1507,1 м), кровля водонасыщенного — на глубине 1553,8 м (а.о. -1509,5 м). ВНК в скважине в 2010 г. принят на а.о. -1509,5 м. В целом испытания подтвердили утвержденный уровень ВНК, приток воды в продукте обусловлен близостью переходной зоны с насыщением нефть+вода. Предполагается также наличие заколонных перетоков.

В скважине № 12 испытания пласта ВК<sub>1</sub> были проведены в мае 2013 г. Совместно испытаны два интервала — 1626,5–1632 м (а.о. –1493,4÷ –1496,4 м) и 1620–1623,5 м (а.о. –1499,0÷ –1503,8 м). В результате испытания получен приток нефти с дебитом 10,1 м<sup>3</sup>/сут и воды с дебитом 1,4 м<sup>3</sup>/сут. По данным ГИС подошва нижнего нефтенасыщенного прослоя в скважине № 12 находится на а.о. –1510,4 м, кровля верхнего водонасыщенного — на а.о. –1511,9 м. Водонефтяной контакт (ВНК) в скважине в 2010 г. принят на отметке а.о. –1510,4 м. В целом испытания подтвердили утвержденный уровень ВНК, незначительное количество воды объясняется заколонными перетоками.

В скважине № 13 в 2013 г. совместно испытаны интервалы 1756–1761 (а.о. –1491,5÷–1495,3 м) и 1764–1770 м (а.о. –1497,6÷–1502,1 м), получен переливающий приток водонефтяного флюида ( $Q_{\rm H}$ =12,5 м<sup>3</sup>/сут и  $Q_{\rm B}$ =5,77 м<sup>3</sup>/сут). Недостаточный комплекс ГИС не позволяет определить ВНК в этой скважине.

В скважине № 14 в 2013 г. совместно испытаны интервалы 1634–1638, 1620–1625 и 1628– 1634 м (а.о. –1498,7÷–1502,7, –1505,0÷–1509,8 и –1509,8÷–1513 м). В результате испытаний получен приток нефти и воды с дебитами 14,2 м<sup>3</sup>/сут и 14,5 м<sup>3</sup>/сут соответственно. По данным ГИС подошва нижнего нефтенасыщенного прослоя в скважине № 14 находится на а.о. –1513,8 м, кровля верхнего водонасыщенного — на а.о. –1516,1 м. ВНК в скважине в ОПЗ 2010 г. принят на отметке а.о. –1516,1 м.

Скважина № 15 испытана в 2014 г. совместно в интервалах 1706–1713 (а.о. –1498,5÷–1503,4 м) и 1716–1721 м (а.о. –1505,5÷–1509,1 м). В результате получен переливающий приток водонефтяного флюида ( $Q_{\rm H}$ =11,3 и  $Q_{\rm B}$ =8,4 м<sup>3</sup>/сут). По данным ГИС подошва нижнего нефтенасыщенного прослоя находится на а.о. –1515,9 м, кровля верхнего водонасыщенного — на а.о. –1517,5 м. ВНК в скважине в ОПЗ 2010 г. принят на отметке а.о. –1515,9 м.

Заключение. В результате наших исследований обоснование положения ВНК в викуловских от-

ложениях Водораздельной площади базируется на результатах интерпретации методов ГИС и испытаний в скважинах № 6, 7, 8, 9, 10, 15, находящихся на левом берегу р. Обь.

По данным ГИС подошва нефтенасыщенного прослоя находится на а.о. –1500÷–1506 м, кровля водонасыщенного — на а.о. –1503÷–1520 м. Таким образом, уровень ВНК в залежи колеблется около среднего значения –1514±4 м.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Самолетов М.В., Немченко Н.Н., Барташевич Ю.А., Талдыкин В.А. Прогнозирование перспективных объектов в доюрских и нижне-среднеюрских отложениях Красноленинского свода Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1989. № 4. С. 9–11.

Медведев А.Л. Аптские врезанные речные долины Каменной площади Западной Сибири: региональные Отметим, что на соседней площади положение ВНК существенно выше, чем на Водораздельном участке, и находится в северном блоке на отметке —1464,5 м, а в центральном — на отметке —1456,2 м. Высока вероятность того, что при уплотнении бурения на Водораздельном участке выявится его более сложное геологическое строение по сравнению с настоящими представлениями.

аспекты нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010. Т. 5, № 3. С. 1–26.

Шпильман В.И., Змановский Н.И., Подсосова Л.Л. Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты. Масштабы: 1: 500 000, 1:1 000 000. Югра: АУ «Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана», 1999.

Поступила в редакцию 26.10.2017

УДК 550.84.09

# Г.Т. Джеджея<sup>1</sup>, Ю.Н. Сидорина<sup>2</sup>

# ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОРФИРОВО-ЭПИТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕСЧАНКА (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)<sup>3</sup>

Для выявления геохимической зональности оруденения Песчанкинской порфировоэпитермальной системы использованы результаты химического анализа и документация керна 266 скважин. С помощью факторного анализа данных и ГИС-технологий построена трехмерная модель геохимической зональности, отражающая пространственное распределение элементных ассоциаций и минеральных парагенезисов. Описана поперечная и продольная зональность. В качестве показателя вертикальной зональности предложено отношение AgPbZn:CuAuMo, позволяющее оценивать уровень эрозионного среза медно-порфировых штокверков.

*Ключевые слова:* порфирово-эпитермальная система, медно-порфировый штокверк, ассоциация элементов, геохимическая зональность.

To identify geochemical zoning of the Peschanka porphyry-epithermal system geochemical and mineralogical data for 266 drill holes were used. By means of factor analysis and GIS software 3D geochemical model was developed to map spatial distribution of elemental associations and mineral assemblages. Lateral and longitudinal zoning patterns were described. The ratio AgPbZn:CuAuMo was suggested as an indicator of vertical zoning allowing assessing erosion level of porphyry copper stockworks.

*Key words:* porphyry-epithermal system, porphyry copper stockwork, geochemical association, geochemical zoning.

Введение. Геохимическая зональность порфирово-эпитермальных систем (ПЭС) формируется в результате полистадийных гидротермально-метасоматических процессов. Согласно модели [Sillitoe, 2010], ПЭС совмещают фрагменты нескольких типов оруденения и включают медно-порфировые месторождения, приуроченные к интрузиям; удаленные полиметаллические скарновые руды и оруденение карбонатного замещения; стратиформные золотоносные месторождения периферии; эпитермальные золото-медные, серебро-полиметаллические и золото-серебряные месторождения, локализованные на несущественном удалении или над медно-порфировыми штокверками в породах литокапа.

Гидротермальное рудоотложение связано с изменениями давления, температуры, pH, Eh и других условий, в результате чего нарушаются фазовые равновесия в системе вода-порода. Состав гидротерм многокомпонентен, и осаждение химических элементов происходит разобщенно, что приводит к формированию зональности оруденения.

Зональность месторождений — многовекторная и имеет три составляющие — продольную, поперечную и вертикальную, которые проявляются в упорядоченном распределении химических элементов и их ассоциаций в объеме рудных тел и их обрамления [Соловов и др., 1990]. При геохимических поисках показатели зональности служат надежными критериями оценки уровня эрозионного среза месторождения и прогноза оруденения на глубину [Соловов, 1985].

Зональность месторождения Песчанка изучали предшественники в ранний период разведки, например [Каминский, 1989]. Было установлено, что кварц-молибденитовая ассоциация образует максимумы на нижнерудно-рудном уровне меднопорфирового штокверка и на верхней выклинке рудного тела. Халькопирит-пиритовая ассоциация достигает максимальной концентрации на рудно-верхнерудном уровне, халькопирит-блекловорудно-борнитовая — на нижнерудном-рудном. Золото-серебросодержащая кварц-карбонатполисульфидная ассоциация наиболее широко развита на рудно-верхнерудном уровне. По описанию В.Г. Каминского геохимическая зональность отражает постепенное снижение содержания меди и молибдена от среднерудного к нижнерудно-подрудному и верхнерудно-надрудному уровням с одновременным увеличением содержания золота, серебра, свинца и цинка.

По результатам предыдущих работ исследователи оценили уровень эрозионного среза ПЭС как нижнерудный. Это противоречит данным, полученным на современном этапе подготовки

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> ООО «Геохимпоиски», геолог-геохимик; *e-mail*: jejeya@yandex.ru

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, вед. инженер; *e-mail*: bobbin@yandex.ru

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ (проект № 16-35-00296 мол\_а).

месторождения к освоению и изложенным в статье.

Характеристика объекта исследований. Участок месторождения Песчанка, занимающий площадь около 8 км<sup>2</sup>, находится на территории Билибинского района Чукотского автономного округа. Песчанка — крупнейшее по запасам медно-порфировое месторождение в России: ресурсы по категории Indicated кодекса JORC (соответствуют запасам категории  $C_2$ ) при минимальном содержании условной меди 0,40% составляют 6,39 млн т меди, 165,4 тыс. т молибдена, 345,7 т золота и 3141,5 т серебра [Читалин и др., 2013].

В геологическом строении Баимской меднорудной зоны, в состав которой входит месторождение, принимают участие верхнеюрские туфогенно-терригенные отложения, слагающие брахиантиклиналь север-северо-восточного простирания, по обрамлению которой с угловым несогласием залегают нижнемеловые осадочные породы. Вулканогенно-осадочные образования прорваны интрузивными и субвулканическими телами нескольких магматических комплексов. Медно-порфировое и сопутствующее оруденение связано со становлением раннемелового егдыгкичского комплекса.

Месторождение Песчанка приурочено к восточному эндоконтакту Егдыгкичского массива, сложенного преимущественно монцодиоритами первой фазы и монцодиорит-порфирами второй фазы егдыгкичского комплекса [Читалин и др., 2016] (рис. 1).

Месторождение представляет собой рудный кластер из трех штокверков (Главный, Центральный, Северный) субмеридионального простирания, разобщенных пострудными сбросо-сдвигами. Главный рудоконтролирующий элемент — Песчанкинский меридиональный разлом, оперяющий зону Егдыгкичского глубинного разлома. Он представляет собой разрывную структуру, которая служила рудоподводящим каналом во время формирования месторождения. Зоны повышенной трещиноватости северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений, сопровождающие Песчанкинский разлом, вмещают рудные штокверки.

В зонах интенсивного дробления породы преобразованы в кварц-биотит-калишпатовые метасоматиты и кварц-серицитовые породы. Внешняя зона метасоматического ореола сложена пропилитами. Пострудные аргиллизиты крайне редки.

Медно-порфировое оруденение приурочено к кварц-биотит-калишпатовым и кварцсерицитовым метасоматитам и представлено вкрапленностью и штокверками кварцевых прожилков с сульфидами. Главные рудные минералы порфировой стадии — пирит, халькопирит, молибденит, борнит и блеклые руды ряда теннантит-те-



Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Песчанка, по [Николаев и др., 2016]: *1* — четвертичный аллювий; *2* раннемеловые угленосные терригенные отложения; *3* — дайки позднемеловых базальтов; *4*—6 — раннемеловой егдыгкичский магматический комплекс: *4* — монцодиориты 1-й фазы, *5* монцодиорит-порфиры 2-й фазы, *6* — кварцевые сиенит-порфиры 3-й фазы; *7* — позднеюрские вулканогенно-терригенные отложения; *8* — минерализованные зоны кварц-серицитовых метасоматитов; *9* — тектонические нарушения; *10* — положение буровых линий, приведенных на рис. 2

траэдрит. Борнит содержит включения селенистого галенита до клаусталита [Марущенко и др., 2015].

Минералы субэпитермальной карбонат-полисульфидной ассоциации, связанной с развитием турмалин-доломит-кварц-серицитовых метасоматитов, представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и блеклыми рудами в карбонат-кварцевых и кварцевых прожилках. В составе ассоциации в небольшом количестве присутствуют алтаит, голдфилдит, гессит, петцит, единичные зерна самородного золота и электрума.

Материалы и методы исследования. При изучении геохимической зональности Песчанкинской ПЭС использованы результаты опробования и документации 266 скважин, пробуренных в 2010–2015 гг. до максимальной глубины 900 м (в среднем 360 м). Средняя длина анализируемого интервала керна составила 2 м.

Химический состав керновых проб определяли в аккредитованной лаборатории «Стюарт Геокемикл энд Эссей» (Москва). Анализ на 40 химических элементов проводился методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после разложения материала проб смесью четырех кислот. Диапазоны определения основных рудных элементов и элементов-спутников следующие (г/т): Ag 0,5-200, As 5-10 000, Bi 2-2000, Cd 0,5-2000, Cu 1-10 000, Fe 100-100 000, Mn 1-20 000, Mo 1-10 000, Pb 2-10 000, Sb 5-2000, Se 10-2000, Te 10-2000, Zn 1-10 000. Для проб с содержанием более 1% меди анализ повторяли с применением другой пробоподготовки — окислительным растворением с HBr. Размах определяемого содержания меди в таком варианте составил от 50 г/т до 30%. Значения систематической и случайной погрешностей определения концентрации по результатам внутрилабораторного контроля уложились в интервалы 0,91< $\delta_{cист}$ <1,13 и 1< $\delta_{cлуч}$ <1,32.

Содержание золота в пробах определяли методом пробирного анализа с атомно-абсорбционным окончанием. Нижний предел обнаружения — 0,01 г/т, систематическая погрешность анализа  $\delta_{сист} = 0,98$ , случайная погрешность  $\delta_{случ} = 1,05$ .

В работе также использованы материалы полевой документации керна, проведенной ЗАО «Сибгеоконсалтинг» (Красноярск). Опробованные интервалы были охарактеризованы по степени метасоматической проработки, виду и интенсивности гидротермальных преобразований, содержанию сульфидов и пр.

Обработка аналитических данных проводилась стандартными статистическими процедурами [Соловов и др., 1990] для определения параметров геохимического фона, оконтуривания первичных ореолов и расчета в контурах среднего содержания элементов.

Геохимические разрезы и планы строили с использованием программ автоматического построения цифровых поверхностей (модуль Spatial Analyst программы ArcMap, ESRI) с ручной корректировкой. Для характеристики геохимической структуры Главного, Центрального и Северного штокверков было построено 4, 2 и 2 разреза соответственно. Построение погоризонтных планов проводилось для восьми уровней с шагом 100 м.

Для установления связей между содержанием элементов и рудных минералов данные по скважинам обработаны в программе STATISTICA методами корреляционного анализа и факторного анализа главных компонент [Боровиков, 2013].

Исследование вертикальной геохимической зональности выполнено по опорным поперечным разрезам. Для разведочных профилей рассчитаны средневзвешенные значения содержания элементов на интервалы 100 м по глубине. Полученные значения послужили входными данными для программы НЮ-2, и в соответствии с методикой, разработанной на кафедре геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова [Соловов и др., 1990], определялась последовательность отложения рудных элементов.

Результаты исследований и их обсуждение. В результате первичной обработки аналитических данных определено фоновое и минимально-аномальное содержание главных и сопутствующих элементов и построены геохимические разрезы (рис. 2) и погоризонтные планы.

В рудах и первичных ореолах месторождения Песчанка наиболее широко распространены (помимо меди) Мо, Au, Pb, Ag, Zn, Sb, As, Cd, Mn, Fe, Se, Te, Bi (перечислены в порядке убывания значений коэффициента концентрации), входящие в состав минералов различных стадий рудоотложения. При этом значительно более высокая концентрация рудных элементов установлена в Главном штокверке (табл. 1).

Для отражения корреляционных связей между элементами выполнен факторный анализ геохимических данных. В результате получены шесть факторов, или геохимических ассоциаций, с суммарным вкладом 81% от общей изменчивости аномального геохимического поля (табл. 2). Для каждого выделенного фактора распределение значений отражено на поперечных разрезах и погоризонтных планах.

Для увязки геохимических ассоциаций с минеральным составом руд рассчитаны значения коэффициента корреляции Пирсона между значениями факторов и содержанием главных рудных минералов по соответствующим интервалам керна скважин (табл. 3). Таким образом, факторы через минеральные парагенезисы были сопоставлены с предполагаемыми стадиями рудоотложения в Песчанкинской ПЭС.

Ассоциация MnFe фактора F4 связана с развитием ранних пирита и магнетита и соответствует предрудной пиритовой стадии порфирового этапа. Фактор F5 Mo(SeCu), имеющий

IIImounony	Ag	As	Au	Bi	Cd	Cu	Fe	Mn	Мо	Pb	Sb	Se	Te	Zn
штокверк			Γ,	/т			%	г/т						
	Ранняя пиритовая ассоциация													
Главный	2,5	61	0,14	2,5	1,4	3341	3,7	1511	88	275	7	5,5	5,1	423
Центральный	1,7	82	0,08	2,5	0,9	2146	3,6	1215	56	137	10	5,1	5,0	244
Северный	1,1	18	0,04	1,8	0,4	1354	4,0	1155	31	62	6	-	-	160
Медно-молибденовая ассоциация														
Главный	3,7	83	0,22	2,6	1,3	6313	2,8	725	308	261	16	5,9	5,2	387
Центральный	4,1	145	0,12	3,1	1,0	5452	3,2	745	386	181	53	5,4	5,1	262
Северный	2,6	40	0,11	1,6	0,4	4183	3,3	709	167	75	26	-*	-	151
	Полиметаллическая ассоциация													
Главный	4,3	102	0,27	2,8	5,2	4813	2,7	1659	172	1058	13	6,0	5,5	1627
Центральный	3,5	78	0,16	2,9	4,4	3391	3,0	1755	71	863	11	5,5	5,2	1427
Северный	2,8	40	0,10	1,6	2,3	2615	3,0	1473	74	504	13	-	-	925

Среднее содержание химических элементов в рудных ассоциациях месторождения Песчанка

Примечание. Прочерк — нет данных.

значимую корреляцию с количеством халькопирита и молибденита, согласуется с составом ранней продуктивной стадии порфирового этапа формирования ПЭС. Значения фактора F6 CuAuAg(SeBiAs) положительно коррелируют с содержанием борнита и халькопирита, составляющих основной минеральный парагенезис Cu-Mo-порфирового оруденения. Присутствие в ассоциации золота и серебра обусловлено высокой способностью борнитовых твердых растворов содержать названные элементы.

Проявление ассоциации SbAs связано с повышенным содержанием минералов группы теннантит-тетраэдрит, и поэтому фактор F2 может быть поставлен в соответствие с блекловорудной минерализацией, формирующейся в позднепорфировую и субэпитермальную стадии развития ПЭС.

Высокие значения фактора F1 пространственно совпадают с областями развития сфалерита, галенита и халькопирита, что позволяет соотнести геохимическую ассоциацию ZnPbCd(TeAgSeMn) с субэпитермальной полиметаллической минерализацией.

Фактор F3, соответствующий геохимической ассоциации TeBi(SeCdFeAg), имеет значимые связи с содержанием сфалерита, пирита и халькопирита, что можно интерпретировать как результат наложения наиболее поздней эпитермальной минерализации на субэпитермальное полиметаллическое и основное медное оруденение.



Таблица 1

#### Таблица 3

### Таблица 2

Результаты факторного анализа геохимических данных: факторные нагрузки после вращения варимакс

2	Факторные нагрузки								
Элементы	F1	F2	F3	F4	F5	F6			
Ag	0,39*	0,19	0,27	0,11	0,17	0,73			
As	0,04	0,66	-0,04	-0,20	-0,02	0,28			
Au	0,18	0,01	0,05	-0,22	-0,06	0,82			
Bi	-0,05	0,13	0,76	0,09	-0,03	0,34			
Cd	0,87	-0,05	0,30	-0,02	0,09	0,06			
Cu	0,01	0,17	0,11	-0,05	0,20	0,87			
Fe	0,02	-0,20	0,29	0,75	0,13	-0,21			
Mn	0,24	0,07	-0,18	0,82	-0,17	0,00			
Мо	0,10	0,11	-0,01	-0,05	0,91	0,15			
Pb	0,92	0,03	0,04	0,10	0,04	0,13			
Sb	0,01	0,82	0,06	0,02	0,16	0,11			
Se	0,26	-0,19	0,46	0,03	0,36	0,41			
Те	0,47	-0,03	0,78	-0,06	-0,01	0,05			
Zn	0,92	0,04	-0,01	0,14	0,04	0,14			

<sup>&</sup>lt;sup>\*</sup> Полужирным выделены значимые факторные нагрузки со значениями ≥0,20.

На основе погоризонтных планов и разрезов, отражающих распределение геохимических ассоциаций, была создана модель геохимической зональности рудного кластера месторождения Песчанка (рис. 3). Латеральная зональность месторождения представлена двумя составляющими поперечной и продольной.

Поперечная зональность проявлена в смене ассоциаций от внутренней зоны к внешним в последовательности

SbAs – CuAuAg(SeBiAs) – TeBi(SeCdFeAg) – Mo(SeCu) – ZnPbCd(TeAgSeMn) – TeBi(SeCdFeAg) – MnFe.

Значения коэффициента корреляции между содержанием рудных минералов и значениями факторов по интервалам опробования керна скважин месторождения Песчанка

Management		Факторы								
минералы	F1	F2	F3	F4	F5	F6				
Пирит	0,13	-0,07	0,16*	0,30	0,13	0,10				
Халькопирит	0,17	0,03	0,15	0,14	0,20	0,25				
Борнит	-0,07	0,11	0,08	-0,13	0,09	0,39				
Блеклые руды	-0,01	0,21	0,01	-0,04	-0,02	0,03				
Молибденит	0,09	0,09	0,06	-0,02	0,19	0,01				
Сфалерит	0,60	-0,09	0,17	-0,13	0,16	0,00				
Галенит	0,39	-0,08	0,04	-0,03	-0,01	-0,03				
Магнетит	-0,10	-0,11	0,03	0,21	-0,03	-0,36				

<sup>\*</sup> Полужирным показаны значимые коэффициенты корреляции со значениями ≥0,15.

Седловидные рудные штокверки оконтуриваются по развитию ассоциации Mo(SeCu) халькопирит-молибденитовой минерализации, занимающей весь объем залежей. Ассоциации CuAuAg(SeBiAs) и SbAs наложенные и приурочены к центральным частям крыльев залежей, падающих под разными углами.

Между внешним обрамлением и ядерными частями штокверков концентрируется основной объем субэпитермальной минерализации, представленной полиметаллической ассоциацией ZnPbCd(TeAgSeMn). Минералы этой стадии отмечены также во внутренних частях штокверков.

Внешняя пиритовая оторочка вокруг штокверков фиксируется по ассоциации MnFe. Ассоциация эпитермальной минерализации TeBi(SeCdFeAg) накладывается на борнитовые руды во внутренних частях штокверков и совмещается с полиметаллической минерализацией в промежуточных зонах ближе к их внешним границам.



Рис. 3. Модель геохимической зональности месторождения Песчанка: *1*-6 — геохимические ассоциации и соответствующие им минеральные парагенезисы: *1* — МпFе (или ранняя пиритовая порфирового этапа), *2* — Мо(SeCu) (или молибденит-халькопиритовая порфирового этапа), *3* — СиАиАg(SeBiAs) (или борнит-халькопиритовая порфирового этапа), *4* — SbAs (или переходная блекловорудная), *5* — ZnPbCd(TeAgSeMn) (или субэпитермальная галенит-сфалеритовая), *6* — TeBi(SeCdFeAg) (или эпитермальная гесситтетрадимитовая)



Рис. 4. Изолинии показателя вертикальной геохимической зональности AgPbZn/CuAuMo на разрезе через Главный штокверк (*A*) и формализованная модель зональности в условной метрике рудного тела (*Б*): *1–3* — первичные ореолы меди, %: *1* — 0,1–0,2; *2* — 0,2–0,5; *3* — >0,5; *4* — изолинии показателя AgPbZn/CuAuMo; *5* — область непромышленного содержания меди; *6* — кондиционные руды (в условной метрике рудного тела интервалы 0–0,2 соответствуют надрудному первичному ореолу, 0,2–0,4 — верхнерудному, 0,4–0,6 — среднерудному, 0,6–0,8 — нижнерудному, 0,8–1,0 — подрудному)

Продольная геохимическая зональность рудного кластера заключается в последовательном сокращении числа геохимических ассоциаций с юга на север. В Главном штокверке развиты все шесть ассоциаций при наиболее высокой концентрации входящих в них элементов. В Центральном штокверке падает содержание большинства рудных элементов и сокращается объем развития главной продуктивной ассоциации CuAuAg(SeBiAs). В составе минерализации Северного штокверка роль поздних стадий малозначительна, и резко сокращается проявление богатого борнитового оруденения.

Главная причина формирования наблюдаемой поперечной и особенно продольной зональности заключается, видимо, в последовательном снижении масштаба гидротермальной деятельности в процессе эволюции рудно-магматической системы, что привело к возникновению так называемой обратной геохимической зональности. По мере деградации ПЭС субэпитермальная и эпитермальная минерализация отлагались все ближе к очагу, продуцирующему гидротермальный флюид; область отложения постепенно сокращалась, а объем минерализации от стадии к стадии уменьшался.

При исследовании вертикальной геохимической зональности в программе НЮ-2 были получены следующие ряды. По разрезам Главного штокверка установлена последовательность отложения элементов снизу вверх: Sb-As-Au-Cu-Mo-Ag-Bi-Se, Te-Mn-Pb-Fe-Cd-Zn, Центрального штокверка — As-Pb-Au-Ag-Cd-Zn-Cu-Mn-Mo-Sb-Bi-Fe-Se-Te, Северного штокверка — Mo-Au-Ag-Cu-Bi-Sb-As-Se, Te-Cd-Mn-Pb-Zn-Fe. Эти ряды отложения элементов по вертикали и положение в них меди (более высокое в Центральном штокверке и пониженное в Главном и Северном) свидетельствуют в пользу неглубокого эрозионного среза медно-порфирового оруденения. Положение центра тяжести накопления меди в Центральном штокверке — признак большей степени его эродированности по сравнению с Главным штокверком.

Все элементы правой (верхней) части ряда входят в состав субэпитермальной полиметаллической минерализации, тяготеющей, как правило, к верхнерудным частям ПЭС [Lowell, Guilbert, 1970]. Сравнительно узок спектр элементов, отлагавшихся ниже меди: среди них нет классических нижнерудно-подрудных (Sn, W, Co и др.), это свойство базы исходных данных (недостаточно низкий предел обнаружения выбранными аналитическими методами или отсутствие в перечне определяемых элементов).

Единственный элемент, занимающий несвойственное ему низкое положение в ряду зональности, — мышьяк. Установленная значимая корреляция между мышьяком и блеклыми рудами, а также результаты минералогических исследований однозначно свидетельствуют, что его основной формой нахождения является теннантит.

Для оценки уровня эрозионного среза ПЭС использовали выявленный при обработке по программе HЮ-2 показатель зональности v=AgPbZn:CuAuMo, здесь числитель представлен геохимической ассоциацией, которая соотносится с составом субэпитермальной полиметаллической минерализации, развитой на верхних уровнях ме-



Рис. 5. Распределение меди на продольном разрезе через месторождение Песчанка и изменение значения показателя вертикальной геохимической зональности AgPbZn/CuAuMo по нему: *1* — положение условных точек опробования, характеризующих средневзвешенный состав стометрового интервала; *2*–*4* — содержание меди в первичных ореолах, %: *2* — 0,1–0,2; *3* — 0,2–0,5; *4* — >0,5; *5* — тектонические нарушения; *6* — объем месторождения, охваченный бурением; *7* — изолинии показателя зональности AgPbZn/CuAuMo в метрике рудного тела (см. рис. 4); *8* — интервал оруденения, уничтоженный эрозией; *9* — резерв оруденения на глубину

сторождения, а в знаменатель вошли главные элементы медно-порфирового оруденения. Значения показателя изменяются в пределах трех порядков (от n до  $n \cdot 10^3$ ).

Изолинии показателя вертикальной зональности в поперечном сечении Главного штокверка имеют сложное строение (рис. 4, *A*). В восточном крыле седловидной залежи изолинии субпараллельны поверхности и осложнены изгибами. В западном крыле векторы осевой и вертикальной зональности не совпадают, а изолинии имеют глубокое погружение, чередующееся с резким воздыманием. Вероятно, здесь движение гидротерм происходило под пологим углом к дневной поверхности, определяя направление вектора рудоотложения, поэтому в западном крыле залежи наблюдается обратная зональность, когда с глубиной значения показателя убывают, а затем начинают повышаться.

В приповерхностной части медного штокверка монотонное возрастание значений показателя зональности нарушается за счет гипергенного изменения руд (рис. 4, *Б*). Для оценки в метрике модели слабоизученных медно-порфировых объектов Баимской зоны необходимо вводить поправки или исключать из подсчетов результаты анализов бороздовых проб по канавам и керна верхних интервалов скважин, вскрывающих зоны выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения [Сидорина, Балыкова, 2017].

Для установления значений показателя, соответствующих эрозионному срезу по выклинкам рудного тела (в условной метрике z=0,2 для верхней и z=0,8 для нижней выклинки), использованы параметры модели с бортовым содержанием меди, равным 0,2%. Верхней выклинке оруденения модели соответствуют значения показателя v=3000, нижней — v=10. Надрудный (0,0<z<0,2) и подрудный (0,8<z<1,0) первичные ореолы характеризуются значениями v >3000 и <10 соответственно.

Построение изолиний показателя зональности в продольном разрезе месторождения дает представление о сжатости-растянутости рудно-магматической системы, степени эродированности и наличии резервов оруденения на глубине в рудном кластере месторождения Песчанка (рис. 5). По средним значениям показателя AgPbZn:CuAuMo установлен ряд сохранности штокверков от меньшей к большей: Северный — Центральный — Главный. Основные резервы на глубину прогнозируются в интервале между Центральным и Северным штокверками. Южный фланг Главного штокверка оценивается как наиболее перспективный — здесь можно ожидать выявление богатого слепого оруденения.

Заключение. В геохимической структуре месторождения Песчанка поперечная зональность проявлена в смене ассоциаций от внутренней зоны к внешним в последовательности: SbAs — CuAuAg(SeBiAs) — TeBi(SeCdFeAg) — Mo(SeCu) — ZnPbCd(TeAgSeMn) — TeBi(SeCdFeAg) — MnFe. Продольная геохимическая зональность заключается в сокращении объема второстепенных ассоциаций в составе оруденения в северном направ-

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Боровиков В.П.* Популярное введение в современный анализ данных в системе STATISTICA. М.: Горячая линия — Телеком, 2013.

Каминский В.Г. Комплексная геолого-поисковая модель медно-порфирового месторождения Баимской зоны // Сов. геология. 1989. № 11. С. 46-56.

Марущенко Л.И., Бакшеев И.А., Нагорная Е.В. и др. Кварц-серицитовые метасоматиты и аргиллизиты Аu-Мо-Сu месторождения Песчанка (Чукотка) // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 3. С. 239–252.

Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю. и др. Аи-Ад минерализация порфирово-эпитермальных систем Баимской зоны (Западная Чукотка, Россия) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 4. С. 319-345.

Сидорина Ю.Н., Балыкова И.В. Медно-порфировые месторождения Песчанка и Находка, Западная Чукотка: оценка геохимических ресурсов с учетом наличия зоны окисления // Геология, поиски и комплексная оценка месторождений твердых полезных ископаемых: Тез. докл. VII науч.-практ. школы-конференции молодых ученых и специалистов с международным участием. М.: ВИМС, 2017. С. 117–120.

лении. По результатам исследования вертикальной геохимической зональности установлено, что при образовании Главного штокверка элементы последовательно концентрировались снизу вверх в порядке Sb-As-Au-Cu-Mo-Ag-Bi-Se, Te-Mn-Pb-Fe-Cd-Zn.

Штокверки месторождения характеризуются эрозионным срезом от верхнерудного (Главный) до верхне-среднерудного (Центральный, Северный). Перспективы продолжения оруденения на глубину оценены как высокие для Главного и Центрального штокверков.

Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1985.

Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А. и др. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. М. : Недра, 1990.

Читалин А.Ф., Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А. и др. Порфирово-эпитермальные системы Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Проблемы минерагении, экономической геологии и минеральных ресурсов (Смирновский сборник — 2016). М.: Макс-Пресс, 2016. С. 82–115.

Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е.В. Баимская рудная зона — кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 6. С. 68–73.

*Lowell J.D., Guilbert J.M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // Econ. Geol. 1970. Vol. 65. P. 373–408.

Sillitoe R.H. Porphyry copper systems // Econ. Geol. 2010. Vol. 105. P. 3-41.

Поступила в редакцию 07.06.2017

УДК 549.086.17

# Е.И. Ярцев<sup>1</sup>, А.А. Бурмистров<sup>2</sup>, И.В. Викентьев<sup>3</sup>

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ПРОГНОЗ ОРУДЕНЕНИЯ НА ДЖУСИНСКОМ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)<sup>4</sup>

Анализ тектонических смещений по трещинам и разломам позволил проследить последовательную смену характера деформаций на месторождении в связи с эволюцией Магнитогорской островной дуги. Уточнены структурные условия локализации оруденения разных типов. Построена блок-диаграмма ориентировки рудного столба, приуроченного к пересечению северо-западных и меридиональных тектонических нарушений, изученных в карьере Джусинского месторождения. Выявлены тренды распределения обогащенных участков оруденения, несколько отличающиеся для разных элементов. Полученные данные позволяют прогнозировать позицию богатых руд на глубоких горизонтах месторождения, а также выявлять перспективные на колчеданное оруденение участки в Теренсайском рудном районе.

*Ключевые слова*: Джусинское месторождение, колчеданные руды, структурный анализ, Южный Урал.

Analysis of tectonic displacements along fractures and faults enabled to reveal changes in character of tectonic deformations resulted from tectonic evolution of the Magnitogorsk island arc. Structural conditions of localization of ore mineralization of various types were investigated in the open pit of the Dzhusa deposit. The ore shoot on block diagram of the deposit coincides with intersection of NW-trending and sublongitudinal faults. Trends in distribution of enriched mineralization are slightly different for various metals. The data obtained enable to predict position of rich ore bodies at deeper levels of the deposit and help in prospecting for new deposits in the Terensai ore field.

Key words: Dzhusa ore deposit, massive sulfide ore, structure analysis, Southern Urals.

Введение. Теренсайский рудный район (рис. 1), включающий Джусинское месторождение, был изучен в 70-х гг. XX в. На данный момент о геологическом строении района можно судить по материалам карт Теренсайского рудного района в масштабе 1: 50 000, а также 1: 10 000, которые были построены предшественниками (Н.И. Еремин, Б.С. Коган, 1964; В.И. Воробьев, Г.К. Воробьева, Н.И. Еремин, Г.С. Петрова, Г.Ф. Яковлев, 1970) на основе данных картировочного бурения и документации небольших коренных выходов магматических пород. Наиболее полно изучен участок, где расположено Джусинское месторождение. Представления о характере основных рудопроявлений района основаны на результатах немногочисленных пересечений колчеданной минерализации скважинами разведочного бурения.

В последние десятилетия детальные геологосъемочные работы в Теренсайском рудном районе не проводились. С началом отработки месторождения началась документация бортов карьера, эти данные позволили уточнить геологическое строение месторождения и закономерности локализации оруденения как на месторождении, так и в районе.

Геологическое строение района. В строении района принимают участие пять свит. Нижняя часть разреза представлена ирендыкской свитой, сложенной лавобрекчиями и туфами андезито-базальтового состава (поздний эмс-ранний эйфель, по [Косарев, Артюшкова, 2007]). Стратиграфически выше залегает карамалыташская свита эйфельского возраста [Маслов, Артюшкова, 2010], объединяющая нижнекарамалыташскую подсвиту базальт-андезибазальтового состава и верхнекарамалыташскую, состоящую из трех толщ: нижней дацитовой (рудовмещающая для Джусинского месторождения), средней андезибазальтового состава и верхней дацит-риодацитового состава. Карамалыташская свита постепенно переходит в вышележащую улутаускую андезибазальтового сотава (живет-фран). Несогласно залегающие на

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, мл. науч. с.; Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, вед. инж.; *e-mail*: yar@geol.msu.ru

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, канд. геол.-минерал. н., доцент; *e-mail*: burm@geol.msu.ru

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, доктор геол.-минерал. н.; гл. науч. с.; *e-mail*: viken@igem.ru

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00693-П).



Рис. 1. Фрагменты геологической карты Теренсайского района (масштаб 1:50 000) с ореолами метасоматических изменений: a — площадь Джусинского месторождения,  $\delta$  — рудопроявление Южно-Джусинское (составила Г.К. Воробьева, 1970): I — алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, углисто-глинисто-кремнистые сланцы; 2 — дациты, андезидациты; 3 — базальты; 4 — крупнообломочные кластические породы; 5 — субвулканические дациты; 6 — гранодиорит-порфиры, граносиениты, плагиограниты; 7 — диориты, габбро-диориты; 8 — габбро, габбро-порфириты; 9 — дайки (a — субвулканических габбро-порфиритов, 6 — интрузивных диоритов); 10 — кварц-биотитовые сланцы; 11 — гидротермально-метасоматически измененные породы (окварцевание, серицитизация), 12 — разрывные нарушения, установленные по геологическим данным (a — достоверные, 6 — предполагаемые); 13 — разрывные нарушения установленные (a — по геофизическим данным, 6 — по данным дешефрирования аэрофотоснимков); 14 — границы (a — геологические, 6 — гидротермально-измененных пород); 15 — границы несогласно залегающих пород; 16 — границы ореолов метасоматически изменений; 17 — Джусинское колчеданно-полиметаллическое месторождение; 18 — рудопроявления: 1 — Северо-Джусинское-I (колчеданное), 2 — Западно-Джусинское (колчеданно-полиметаллическое), 3 — Южно-Джусинское; 19 — пункты минерализации (a — медноколчеданные, 6 — колчеданно-полиметаллические)

ней нижнекаменноугольные терригенные породы представлены брединской и кизильской свитами [Еремин и др., 1968].

Ранее предполагалось, что для локализации промышленных сульфидных залежей необходимо экранирующее действие пород основного состава (В.И. Воробьев, 1967). Отмечалось, что в благоприятных для рудоотложения вулканогенных породах кислого состава, где проявлены разрывные нарушения, нет значительных структурно-литологических экранов (вулканогенные породы основного состава и дайки габбро-порфиритов), вследствие чего крупные промышленные залежи колчеданных руд не образовались. В то же время на участках, где отложения нижней толщи перекрыты породами основного состава, которые могли служить экраном для рудоносных растворов, слабо проявлена разрывная тектоника, поэтому оруденение незначительное (например, Северо-Джусинский участок).



Рис. 2. Геологическая карта карьера Джусинского месторождения с диаграммами зеркал скольжения и направлений смещения по ним: 1 — андезиты; 2 — дациты; 3 — кварц-серицитовые метасоматиты; 4 — субвулканические дациты; 5–6 — дайки раннеэйфельско-раннеживетского габбро-порфиритового субвулканического комплекса (5 — предрудные (D<sub>2</sub>ef<sub>1</sub>), 6 — позднерудные (D<sub>2</sub>gv<sub>1</sub>)); 7 — дайки раннекаменноугольного магнитогорского диоритового интрузивного комплекса; 8 — колчеданно-полиметаллические руды; 9 — серноколчеданные руды; 10 — геологические границы (а — достоверные, б — предполагаемые); 11 — разрывные нарушения; 12 — элементы залегания (а — контакты даек и рудных тел, б — разрывные нарушения); 13 — контуры карьера

Новые данные, полученные авторами статьи в результате детальной документации карьера Джусинского месторождения, позволяют существенно скорректировать представления о механизме формирования богатых руд и их структурной приуроченности к тектоническим нарушениям в Теренсайском районе.

Характеристика месторождения. Джусинское колчеданно-полиметаллическое месторождение (рис. 2) локализовано в нижней толще верхнекарамалыташской подсвиты, которая на участке месторождения существенно лавовая, имеет дацитовый состав с подчиненным количеством андезитов. Она прорывается субвулканическими габбро-порфиритами, плотность развития которых на участке месторождения выше, чем в среднем в Теренсайском районе, и дайками раннекаменноугольного магнитогорского диоритового комплекса [Ярцев и др., 2017].

Карамалыташская свита рассматривается в объеме базальт-андезит-дацит-риолитовой формации, отражающей этапы эволюции островодужного вулканизма от основного к кислому. Формация характеризуется неоднородностью строения и состава, в ней выделяются центры и участки интенсивного развития вулканизма, что выражено в развитии совокупности субвулканических тел, сопровождающих оруденение. С использованием геологической карты масштаба 1: 10 000 (1964 г.) нами построена схема в изолиниях концентрации субвулканических габбро-порфиритов на участке площадью 20 км<sup>2</sup> (рис. 3). На участке месторождения плотность развития субвулканических габбропорфиритов значительно выше, чем в среднем в Теренсайском районе (рис. 3). К областям сгущения субвулканических тел тяготеют и другие рудные объекты Теренсайского района (рудопроявления Северо-Джусинское-І, Западно-Джусинское). К сгущению габбро-порфиритов приурочено также рудопроявление Северо-Джусинское-III (В.И. Воробьев, 1967).

В тектоническом отношении месторождение отвечает локальной зоне смятия [Еремин, 1983]. Рудоносная зона северо-западного простирания тяготеет к границе андезидацитов и кварцсерицитовых метасоматитов (рис. 2). Рудные тела месторождения представляют собой крутопадающие на юго-запад столбообразные залежи, иногда сливающиеся в линзовидные. Подавляющее большинство руд сложено пиритом (до 90%), халькопиритом, сфалеритом, галенитом [Викентьев и др., 2007]. Месторождение обладает чертами, характерными для большинства колчеданных месторождений Южного Урала. Главные отличия состоят в обилии разновозрастных субвулканических и дайковых тел, промышленной концентрации галенита, а также в высокой степени метаморфизма, как контактового, так и регионального. Широкое проявление регионального метаморфизма выражено в сильном рассланцевании околорудных метасоматитов, в повсеместном развитии зон расланцевания в андезидацитах, дайках диоритов, субвулканических телах габбро-порфиритов и в образовании полосчатых текстур руд [Vikentyev et al., 2017].

Материалы и методы исследований. Структурные исследования рудовмещающих пород, дайковых и субвулканических тел Джуснского месторождения проводились на основе материалов, собранных в течение 6 полевых сезонов (2009–2015). Кинематика тектонических смещений анализировалась на основе замеров около 600 трещин, а также более 30 замеров элементов залегания контактов руд и пород, ориентировки плоскостей зеркал скольжения и направлений борозд скольжения в 13-ти зонах разломов.

Для изучения трендов распределения высоких значений концентрации металлов проанализированы погоризонтные планы с данными опробования Джусинского рудника. Ориентировки систем трещин получены с использованием программного обеспечения Stereo 32 [Rüller, Trepmann, 2008].

Анализ рудоконтролирующих структур проводился на разных масштабных уровнях: по геологическим картам района в масштабе 1:50 000 (В.И. Воробьев и др., 1970), картам Северного участка (Н.И. Еремин и др., 1967) и участка Карабутак Теренсайского района в масштабе 1:25 000 (В.И. Воробьев, и др., 1968), геологической карте палеозойских образований Джусинского месторождения в масштабе 1:10 000 (Н.И. Еремин, и др., 1964) и авторским картам карьера Джусинского месторождения в масштабе 1:2000, 1:1000 (по состоянию открытых горных работ на 2011, 2013, 2015 г.).

Результаты исследований и их обсуждение. На основе анализа карты в масштабе 1:50 000 выявлены ориентировки ореолов метасоматических изменений основных рудопроявлений района, а также ориентировки областей распространения пунктов минерализации (рис. 1). Сводные данные Таблица 1

Тектонический контроль оруденения и ореолов гидротермальнометасоматических изменений вмещающих пород

Π	Ореолы						
компонент	северо-западные	меридиональные	северо- восточные				
Cu-Pb-Zn	1	5 <sup>2</sup>					
Cu-Zn	1	3					
Cu	$1^{1}$	4 <sup>3</sup>	1				

Примечания. Приведено суммарное число рудных объектов: <sup>1</sup> — ореол изменений сечет пологую складку восточнее Джусинского месторождения; <sup>2</sup> — в районе Северо-Джусинского-III ореол изменений и пунктов минерализации контролируется периклиналью антиклинальной складки; <sup>3</sup> — Северо-Джусинское-I, дайки габбро-порфиритов изменены на контакте с колчеданной рудой (по данным геологической карты Теренсайского района в масштабе 1:50 000 (составлена Г.К. Воробьевой).



Рис. 3. Схема концентрации тел субвулканических габбро-порфиритов в районе Джусинского месторождения: а — число тел габбро-порфиритов на 1 км<sup>2</sup> площади в изолиниях (единицы измерения: тел/км<sup>2</sup>), составлена с использованием данных геологической карты 1:10 000 (Н.И. Еремин, Б.С. Коган, 1964); б — выкопировка из геологической карты участка в масштабе 1:50 000 (по материалам карты масштаба 1:50 000, составила Г.К. Воробьева, 1970): *1* — алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, углисто-глинисто-кремнистые сланцы; 2 — базальты; *3* — дациты, андезидациты; *4* — габбро, габбро-порфириты; *5* — гранодиорит-порфиры, граносиениты, плагиограниты, диориты, габбро-диориты; *6* — субвулканические дациты; 7 — дайки (а — субвулканических габбро-порфиритов; б — интрузивных диоритов, спессартитов, микродиоритов); *8* — гидротермально-метасоматически измененные породы (окварцевание, серицитизация, хлоритизация); *9* — разрывные нарушения, установленные: а — по геофизическим данным, б — по данным дешефрирования аэрофотоснимков; *11* — геологические границы; *12* — границы несогласно залегающих пород; *13* — границы ореолов метасоматических изменений; *14* — Джусинское (колчеданно-полиметаллическое); *16* — медноколчеданные пункты минерализации

Таблица 2

контроля оруденения основными тектоническими зонами Теренсайского района приведены в табл. 1.

Ранее было установлено [Еремин и др., 1968], что процесс оруденения был длительным и многостадийным. Неоднократно отмечены зоны дробления медноколчеданных руд, залеченных полиметаллической минерализацией и брекчиевые колчеданно-полиметаллические руды, в которых медноколчеданные обломки сцементированы полиметаллической основной массой. Подобные взаимоотношения сульфидов ранее [там же] интерпретировались как свидетельство разорванности во

Возраст вмещающих пород колчеданного оруденения района (по материалам В.И. Воробьева, 1967)

Полезный	Возраст и число рудопроявлений						
компонент	$D_2 ef-gv kr_2^{-1}$	$D_2 ef-gv kr_2^2$	$D_2 ef-gv kr_2^3$				
Cu	1	3	1				
Cu-Zn	1	1	2				
Cu-Zn-Pb	2		1				

Примечания.  $kr_2$  — верхняя толща карамалыташской свиты,  $kr_2^{1,2,3}$  — нижняя, средняя и верхняя подтолщи верхней толщи.

времени медноколчеданного и полиметаллического оруденения. Однако наши наблюдения позволяют считать более обоснованным формирование этих текстур вследствие перекристаллизации и перераспределения рудного вещества в результате динамометаморфизма (реоморфизма), который проявился наиболее интенсивно вдоль основных тектонических зон.

Реконструкция смены характера деформаций на месторождении. Анализ кинематики тектонических движений на основе определения ориентировок борозд и штрихов зеркал скольжения в разновозрастных породах при документировании бортов карьера месторождения показывает многоэтапность их развития в геологической истории района (табл. 3).

Из данных табл. 3 хорошо видно, что на относительно более раннем этапе развития преобладали преимущественно взбросовые смещения по разломам, главным образом наиболее распространенным северо-западным, а также по разломам широтной системы. На рудном и особенно на пострудном этапах преобладали сдвиговые смещения, как правило, со сбросовой составляющей по северо-западным и другим системам разломов и сопровождающим их зонам трещиноватости. Это в целом согласуется с аналогичными результатами, приведенными в работе [Знаменский, 2009] для многих золоторудных месторождений Башкирии. Взбросовая компонента движений связана с более ранним периодом развития Уральского складчатого пояса — инверсией, ранними складчато-надвиговыми деформациями в связи с формированием Магнитогорской островной дуги и началом коллизии. В более позднее время эти движения закономерно уступали место сдвиговым деформациям в связи с блоковыми перемещениями по основным региональным тектоническим нарушениям района. Они иногда сменялись, вероятно, более локальными сбросовыми смещениями в связи с ослаблением сжимающих тектонических напряжений либо в зависимости от ориентировки плоскости сместителя. Так, например, из данных табл. 3 видно, что для северо-восточных трещин сдвиговые смещения могли сменяться сбрососдвиговыми (ослабление напряжений бокового сжатия), в то время как основные сжимающие напряжения субширотного направления, связанные, очевидно, с дальнейшим развитием Уральского складчатого пояса, продолжали действовать на более поздних этапах развития района.

Структурные факторы локализации и механизм формирования богатых руд. По данным эксплуатационного опробования рудных тел месторождения, отраженным на погоризонтных планах ЗАО «ОРМЕТ» (В.М. Назаров, М.Т. Шапенов, С.В. Казаков), нами выявлен рудный столб, а в его пределах — тренды распределения Cu, Pb и Zn как его отдельные фрагменты (рис. 4, табл. 4). Анализ ориентировки трендов показал, что их простирания соответствуют основным разрывным тектоническим структурам (северо-западным, меридиональным, меньше северо-восточным), а их оси имеют крутое погружение в целом на юго-запад с разбросом от практически западных (Cu) до южных азимутов (Pb). На карте (рис. 2) видно, что отдельные рудные тела имеют меридиональное и северо-западное простирание, а по данным геологической карты центрального участка Джусинского месторождения по состоянию на 2011 г. [Ярцев и др, 2017] — и северо-восточное простирание, причем богатый рудный столб с полиметаллическим оруденением находится как раз на пересечении этих направлений.

Таблица 3

Породы (от ранних к	Ориентирова сколь:	ка плоскости жения	Ориентиро сколь:	вка борозд жения	Простирание зеркал скольжения и направление смещения			
поздним)	азимут падения, град.	угол падения, град.	азимут падения, град.	угол падения, град.	северо- западное	северо- восточное	широтное	меридио- нальное
A	75	60	21	58				
Андезиты	20	80	118	40	сдвиго-		2252222	
Полити	305	75	252	66	взбросы	соросы	взоросы	
Дациты	30	80	211	80				
Руда (полиметалли-	112	65	182	34	сбросо-			
ческая)	125	65	50	26	сдвиги			
	25	80	296	0				
Габбро-порфириты	225	65	136	0				
(поздние)	40	65	203	10	сдвиги			
	225	80	317	20				
Диориты	315	50	212	16		сдвиги, сбросо- сдвиги		сдвиго- взбросы

Эволюция тектонических движений при формировании рудоконтролирующих структур



Рис. 4. Блок-диаграмма рудного столба и его фрагментов на Джусинском месторождении (составилено с использованием материалов В.М. Назарова, М.Т. Шапенова, С.В. Казакова): 1 — контуры (а — рудных тел, б — рудного столба); 2 — типы руд (а - серноколчеданные, б колчеданно-полиметаллические); 3 — тренды высокого содержания элементов по эксплуатационным блокам (а — Си, б — Zn, в — Рb); 4 -оси фрагментов рудного столба (а - Си, б - Zn, в - Pb); 5 точки наибольшего содержания рудных компонентов в пределах погоризонтного плана (а – Си (4,5-8,3%), 6 - Zn (2,8-7,4%), в — Рb (1,4-3,2%)); 6 -границы (а – уступов, б – откосов); 7 – высотные отметки

1

2

3

4

5

6

7

Т	а	б	л	и	Ш	а	4
_		_			_		-

Элементы залегания фрагментов рудного столба на интервале горизонтов 260-60 м

Компонент в составе руд	Средние значения азимута и угла ныряния, град.	Среднее значения простирания, град.		
		A3 325*		
Cu	Аз 282, ∠71	A3 0		
		A3 40		
		A3 325*		
Zn	A3 <sub>.</sub> 206, ∠56	A3 0		
		A3 40		
Dh	A = 195 (59	A3 325		
Pb	A3, 185, ∠58	A3 40*		

\* Наиболее характерные средние значения азимутов простирания.

По данным нашей документации средних и глубоких горизонтов карьера выявлены основные наиболее часто встречающиеся ориентировки контактов вмещающих пород и руд (табл. 5), из данных этой таблицы также видно, что их главное простирание — северо-западное и север-северо-западное при крутом — субвертикальном — падении в основном в западных-юго-западных и южных румбах. Ориентировка рудного столба в целом совпадает с линией пересечения двух основных систем тектонических нарушений в карьере Джусинского месторождения (рис. 5). Именно пересечения северо-западных и север-северо-западных нарушений, а также в отдельных случаях и северовосточных с северо-западными хорошо объясняют ориентировку фрагментов рудного столба (рис. 4).

Эти данные в целом не противоречат более ранним исследованиям (В.И. Воробьев, 1970). Результаты, полученные нами, позволили уточнить не только структурные условия локализации, но и выявить признаки регенерации оруденения разного состава, а также механизм их возник-



Рис. 5. Стереопроекция линии пересечения двух основных систем тектонических нарушений, изученных в карьере месторождения

Таблица 5

	Элементы	залегания	
Порода	азимут падения, град.	угол падения, град.	Простирание
	200	80	
	240	85	
Габбро-порфириты	45	85	северо-западное
ранние (предруд-	200	70	
	111	76	
	305	90	северо-восточное
	225	83	
	228	80	северо-западное
Руды	235	75	
	343	90	северо-восточное
	270	85	меридиональное
	195	45	
	190	75	северо-западное
	190	75	
Габбро-порфириты	180	80	
поздние (поздне-	175	85	широтное
r ( , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	220	80	
	200	67	северо-западное
	325	90	северо-восточное
	190	85	
	240	70	
Диориты	240	70	северо-западное
	190	75	
	190	85	

Элементы залегания пород и руд

новения. Последний связан с метаморфическим преобразованием руд, а первичное оруденение представляется синвулканическим. Предположительно подводящим каналом рудоносной зоны северо-западного простирания служила зона развития метасоматитов в восток-северо-восточной части месторождения.

Сжимающие напряжения, зафиксированные бороздами скольжения, которые изучены в карьере месторождения, с одной стороны, приводили к растворению рудных минералов под давлением и переотложению их метаморфогенными флюидами, переносившими рудное вещество в растворенном виде, а с другой — к перераспределению рудного вещества в результате пластической деформации рудных тел. Повышенная концентрация наиболее пластичного сульфида — галенита (до 2-3 об.%), особенно по сравнению с другими южноуральскими объектами, высокое содержание халькопирита (до 20 об.%), второго по пластичности, а также обилие структур цементации сфалеритом наименее пластичного хрупкого пирита дают основание полагать, что второй механизм перераспределения вещества преобладал. Активизация метаморфогенных флюидов происходила в зонах трещиноватости, главным образом северо-западного и



Рис. 6. Ориентировки систем трещин во вмещающих породах и рудах Джусинского месторождения: *a* — в рудовмещающих андезитах (90 замеров), *б* — в дацитах (132 замера), *в* — в поздних габбро-порфиритах субвулканического комплекса (221 замер), *е* — в диоритах магнитогорского интрузивного комплекса (82 замера), *д* — ориентировка систем кварцевых жил в рудовмещающих андезитах и дацитах (25 замеров), *е* — трещины отдельности в колчеданно-полиметаллических рудах (62 замера). В прямоугольниках приведены азимуты и углы падения систем нарушений

меридионального направления. В соответствии с теоретическими расчетами [Мальковский, Пэк, 2014] скорость фильтрации флюида в зоне разлома в 1,75 раза больше, чем на максимальном удалении от него. На пересечениях разломов, возможно, она возрастает еще больше. Зона пересечения этих направлений была благоприятна и для вязко-пластического «выжимания» рудного вещества в эти зоны.

По ориентировкам диаграмм трещиноватости (рис. 6, *д*) ориентировка кварцевых жил во вмещающих андезидацитах совпадает с ориентировкой трещин отдельности в них. В дайках диоритов наибольшее развитие получила северо-восточная система трещин. Системы трещин разных направлений обычно связаны с первичной отдельностью как в вулканических, так и в субвулканических породах, иногда выполненных кварцевыми прожилками, реже мелкими жилами. В дайках они могут иметь контракционную природу. Подчеркнем, тектонические трещины образуют зоны и связаны с приразломными деформациями, что часто наблюдалось в процессе документации стенок карьера. Формирование этих зон обусловлено разновозрастными (как показано в [Еремин и др., 1968]) тектоническими нарушениями тех же ориентировок. Следует отметить, что общий структурный анализ всей приведенной информации показал, что относительно меньшие углы падения северо-западных разломов и зон трещиноватости при более крутых углах для меридиональной и северо-восточной систем позволяет объяснить в целом юго-западное склонение рудного столба. Развитие вышеуказанных систем трещин в связи с проявленной многоэтапностью тектонических подвижек по разломам позволяет понять возникновение разной ориентировки трендов распределения содержания металлов в рудных телах (рис. 7). Наложенный метаморфизм имел в зонах трещиноватости наибольшую интенсивность вследствие их высокой проницаемости для флюидов.

Образование рудного столба, таким образом, вероятнее всего, связано с механизмом непрерывного переотложения руд метаморфическим флюидом или с пластической деформацией рудных тел с участием флюида — наиболее реальными механизмами при деформации существенно пиритовых руд, как показано в [Добрецов и др., 1987]. В то же время интенсивное проявление метаморфизма руд сильно затушевывает первоначальную картину геологического строения месторождения и затрудняет генетическую интерпретацию полученных нами данных.

Принимая во внимание тесную пространственно-временную связь руд и габбро-порфиритов, а именно тот факт, что формирование оруденения заключено между двумя актами внедрения субвулканических тел основного состава [Ярцев и др., 2017] и, таким образом, ограничено довольно узкими временными рамками, мы рекомендуем дальнейшее доизучение района с целью выявления новых участков сгущения разновозрастных (предрудных раннеэйфельских и позднерудных раннеживетских) габбро-порфиритов, а также доразведку ранее выявленных. участков сгущения габбро-порфиритов и связанных с ними рудопроявлений. Рекомендация актуальна в свете возобновившегося интереса к району с целью выявления перспективных участков на колчеданное орудене-



Рис. 7. Тренды высоких значений концентрации Си и Zn по данным эксплуатационного опробования горизонта 55–50 м (составлено с использованием данных опробования Джусинского рудника): *а* – для меди, *б* – для цинка; *1* – границы рудных тел (а – по данным разведки, б – по данным отработки); *2* – изолинии содержания металлов, %; *3* – тренды высоких значений концентрации Cu, *4* – тренды высоких значений концентраций Zn

ние. Это связано с отработкой ранее выявленных рудных объектов.

Заключение. Установленные закономерности локализации богатых руд на месторождении, а также механизм их формирования в результате метаморфогенной ремобилизации первичных руд позволяют частично пересмотреть предыдущее заключение о том, что для формирования богатых рудных залежей необходимо экранирующее действие вышележащих пород основного состава (В.И. Воробьев, 1967).

Новая интерпретация позволит осознаннее подходить к поискам руд и ограничить области, благоприятные для локализации оруденения, сведя их к комбинации участков с максимальной концентрацией разновозрастных габбро-порфиритов, с одной стороны, и пересечения меридиональных, северо-западных и северо-восточных тектонических нарушений — с другой. С первым

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Викентьев И.В., Шишакова Л.Н., Магазина Л.О., Еремин Н.И. Особенности минерального состава руд Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 135–141.

Добрецов Н.Л., Меляховецкий А.А., Ащепков И.В. и др. Структурно-минералогические критерии метаморфогенного оруденения (на примере колчеданных месторождений. Новосибирск: Наука, 1987. 168 с.

Еремин Н.И., Воробьев В.И., Петрова Г.С., Яковлев Г.Ф. Теренсайский рудный район // Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. С. 177–208.

*Еремин Н.И.* Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. 256 с.

Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.

Косарев А.М., Артюшкова О.В. Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции // Геологический сб. № 6 ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 174–180. положением связано формирование первичных синвулканических руд, со вторым — их регенерация и перераспределение.

Составленная блок-диаграмма развития богатого оруденения Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения позволит дать обоснованный прогноз развития оруденения на глубину, ниже контура отработанного карьера, что поможет усовершенствовать начавшуюся недавно подземную добычу руд.

Обобщая полученные данные, представляется, что выявленный рудный столб погружается ниже контура отработанного карьера по азимутам 210– 240°, под углами 70–80°. Структуры пересечения северо-западных и меридиональных тектонических нарушений на глубоких горизонтах Джусинского месторождения могут контролировать и другие рудные столбы, подобные установленному.

*Мальковский В.И., Пэк А.А.* Влияние разрывных нарушений на процессы флюидного тепломассопереноса в земной коре. М.: ИФЗ РАН, 2014. 120 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.

Ярцев Е.И., Викентьев И.В., Прокофьев В.Ю. Минералого-геохимические свидетельства контактового преобразования руд Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 1. С. 39–44.

Ярцев Е.И., Еремин Н.И., Викентьев И.В. Субвулканические габбро-порфириты, интрузивные диориты и колчеданное оруденение Джусинского месторождения (Южный Урал) // Докл. РАН. 2017. Т. 476, № 2. С. 197–199.

Rüller K., Trepmann C.A. Stereo32. Version: 1.0.1. Germany, 2008.

*Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P.* Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. Ore geology // Ore Geol. Rev. 2017. Vol. 85. P. 30–63.

Поступила в редакцию 30.11.2017

УДК 624.131; 504

### **В.Т.** Трофимов<sup>1</sup>, **В.А.** Королев<sup>2</sup>

# МАССИВЫ ПЕСЧАНЫХ ГРУНТОВ КАК ОБЪЕКТЫ ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ<sup>3</sup>

В эколого-геологическом отношении песчаная грунтовая толща рассматривается как компонент эколого-геологической системы или биогеоценоза. Исследованы характерные эколого-геологические особенности песчаных массивов. Выделены типы песчаных эколого-геологических систем и описана их структура.

*Ключевые слова*: песок, песчаный массив, эколого-геологическая система, псаммофилы, псаммофиты, литотоп песчаный, экотоп песчаный, биоценоз песчаный.

The ecological and geological respect dirt sand stratum is considered as a component of ecological and geological systems or biogeocenoses. The characteristic ecological-geological features of sand massifs are considered. Type sand structure of sandy ecological-geological systems are distinguished.

*Key words:* sand, sand massif, ecological-geological system, psammophiles, psammophytes, sand lithotope, sandy ecotope, sandy biocoenosis.

Введение. Пески — один из самых распространенных на Земле типов осадочных горных пород. Их широкое распространение определяет проявляемый к ним большой практический и научный интерес в разных областях знаний: в геологии, прежде всего в литологии, инженерной геологии (грунтоведении и инженерной геодинамике), гидрогеологии, геокриологии, геофизике, геологии полезных ископаемых, а также в географии, почвоведении, строительстве, материаловедении и др. [Королев, Трофимов, 2017].

В инженерно-геологическом отношении песчаные массивы часто характеризуют как грунтовые толщи. Под грунтовой толщей обычно понимают верхнюю 10-метровую часть разреза грунтов, представленную грунтами и почвами различных геоморфологических элементов и находящуюся в зоне активного воздействия (реального или потенциального) инженерных сооружений [Базовые понятия..., 2012].

Массивы песчаных грунтов, традиционно изучаемые в инженерно-геологических целях, рассматриваются как основания и среда для инженерных сооружений. При этом песчаные грунты изучаются как фактор инженерно-геологических условий, как строительный материал или полезное ископаемое. В области грунтоведения установлены многочисленные закономерности формирования состава и строения песков, а также их свойств (физических, физико-химических, физико-механических), важных для инженерно-геологических исследований и изысканий [Королев, Трофимов, 2017]. Однако в эколого-геологическом отношении массивы песчаных грунтов изучены явно недостаточно. Не выявлены эколого-геологические особенности песчаных массивов, а также типы песчаных эколого-геологических систем. Исследованию этих вопросов и посвящена статья.

Эколого-геологические особенности песчаных массивов. Песчаные массивы как объекты эколого-геологических исследований имеют специфические особенности. В эколого-геологическом отношении песчаная грунтовая толща или массив рассматривается как компонент эколого-геологической системы (ЭГС) или биогеоценоза. Под эколого-геологической системой понимается открытая динамическая система, включающая подсистемные блоки — абиотический (включая литосферный) и биотический, а также источники природных и техногенных воздействий, тесно связанные прямыми и обратными причинно-следственными связями, обусловливающими ее структурно-функциональное единство [Теория..., 1997].

В практическом плане — это определенный объем литосферы с находящейся в ней и на ней биотой, включая людей, на который воздействуют природные и техногенные факторы, под их влиянием развиваются современные геологические процессы в названной системе, влияющие на условия жизни биоты в ее рамках. Эта система исследуется как многокомпонентная, включающая породы, подземные воды, нефть и газы, геохимические и геофизические поля и протекающие современные геологические процессы, и влияющая на существование и развитие биоты, в том числе

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, зав. кафедрой инженерной и экологической геологии, профессор; *e-mail*: trofimov@rector.msu.ru

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, профессор; *e-mail*: korolev@geol.msu.ru

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 17-05-00944а).

и человеческого сообщества [Трофимов, 2009; Базовые понятия..., 2012].

Исходя из этого можно конкретизировать эколого-геологические системы, формирующиеся на (в) массивах песчаных грунтов, — эколого-геологические системы песчаные (ЭГСП), или биогеоценозы песчаные. Их структура, а также вводимые нами новые понятия, показаны на рисунке.

Песчаная ЭГС (или биогеоценоз песчаный), как и любая ЭГС, состоит из двух подсистемных блоков: 1) абиотической подсистемы; 2) биотической подсистемы — биоценоза песчаного, а также влияющих на них источников различных природных и техногенных воздействий (рисунок).

Абиотическая подсистема ЭГС песчаных представлена песчаными литотопом, гидротопом (поверхностными и/или подземными водами песчаного массива), атмотопом (или климатопом — климатические факторы, обусловливающие термовлажностный режим песчаного массива и влияющие, в том числе, на условия жизнеобитания биоты), а также эдафотопом песчаным — почвы, развивающиеся на песчаных грунтах. Эдафотоп песчаный — переходный компонент абиотической и биотической подсистем ЭГСП, поскольку почва является «биокосным» (по В.И.Вернадскому) образованием, включающим как живые, так и неживые субкомпоненты.

Литотоп песчаный может быть представлен как природными песчаными массивами различного генезиса (аллювиального, флювиогляциального, озерного, морского и т.п.), так и техногенными (антропогенными) песчаными массивами (намывными, насыпными, техногенно преобразованными и т.п.). Это важнейшая часть ЭГС, ее литогенная основа.

Биоценоз песчаный в общем случае может формироваться за счет нескольких составляющих — псаммомикробиоценоза, псаммофитоценоза, псаммозооценоза и псаммосоциума, а в частном — за счет нескольких или лишь какой-либо одной из вышеуказанных составляющих. Дадим определения новым понятиям.

Псаммомикробиоценоз — естественное или искусственное сообщество микроорганизмов, экологически связанных с песчаным массивом (литотопом песчаным), существующее в пределах одного биотопа и характеризующееся относительной однородностью видового состава, структурой и системой взаимоотношений микроорганизмов между собой и внешней средой.

Микроорганизмы в псаммомикробиоценозах могут быть представлены как псаммофитами<sup>4</sup>, так и псаммофилами<sup>5</sup>. Из микроорганизмов прокариотов-псаммофилов в песчаных грунтах могут быть распространены бактерии, археи, цианобактерии (в том числе одноклеточные водоросли), среди эукариотов — низшие водоросли, грибы, а также одноклеточные животные. Диапазон экологических условий, в которых живут и функционируют микроорганизмы в песках, чрезвычайно широк.

Например, в песках пустынь общая численность микроорганизмов-псаммофилов в приповерхностном слое оценена в  $6 \cdot 10^8$  клеток/г грунта [Манучарова и др., 2011]. В образцах намывных песчаных грунтов бухты Даяоуань (Китай) обнаружено  $9 \cdot 10^8$  клеток бактерий, около 80 м мицелия актиномицет и 25 м грибов на 1 г грунта, общая биомасса составляет 0,3 мг/г.

В песчаных грунтах водоносных горизонтов содержится около 10<sup>8</sup> клеток бактерий-псаммофитов на 1 г грунта. При этом количество метаболически активных клеток в 10–100 раз меньше и резко сокращается с глубиной в верхних 5 м разреза (примерно в 10 раз), затем до изученной глубины (35 м) изменяется слабо [Kolbel-Boelkeetal, 1988].

Псаммофитоценоз — естественное или искусственное сообщество растений, экологически связанных с песчаным массивом (литотопом песчаным), существующее в пределах одного биотопа и характеризующееся относительной однородностью видового состава, структуры и системы взаимоотношений растений между собой и внешней средой.

Растения в псаммофитоценозах могут быть представлены различными псаммофитами — от водорослей и травянистых растений до кустарников и древесных растений. Для растений-псаммофитов песчаный грунт служит вмещающей и питательной средой для корневых систем. Специализация растений-псаммофитов достигла такого совершенства, что, например, некоторые растения-пионеры первого порядка даже отмирают при утере подвижности песков [Гаель, Смирнова, 1999].

Пески и песчаные почвы являются субстратом для многих растений-псаммофитов пустынь и полупустынь, как правило, эти виды растений нетребовательны к влаге и способны переносить длительную засуху. В средней полосе на песках произрастают иные растения, в основном нетребовательные к большому разнообразию питательных веществ, которыми обычно обеднены пески.

Развитие растений-псаммофитов на песках и песчаных почвах сильно зависит от термовлажностного режима и динамики песков. Низкая теплоемкость и высокая теплопроводность песков обусловливают их контрастный термический режим, т.е. быстрое прогревание — быстрое остывание поверхности. Поэтому маловлагоемкие сухие пески и песчаные почвы теплые, а тяжелые влагоемкие сырые почвы холодные, теплоемкость последних высокая, а прогреваются они медленнее [Гаель, Смирнова, 1999]. Значительная часть

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Псаммофиты — растения (включая низшие формы), произрастающие на песках или в песках.

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> *Псаммофилы* — живые организмы (включая микроорганизмы), обитающие в песках.

растений-псаммофитов хорошо приспособлена к двигающимся пескам, эоловым процессам, дефляции, эрозии и т.п.

Для фитоценозов на песках характерны специфические сукцессии. При зарастании накопивших влагу открытых песков растения-пионеры всегда более гидрофитны, чем растения последующих стадий зарастания песков. И, напротив, с превращением песчаных почв в развеиваемые пески состав растений становится все более мезофитным.

Псаммозооценоз — естественное или искусственное сообщество животных, экологически связанных с песчаным массивом (литотопом песчаным), существующее в пределах одного биотопа и характеризующееся относительной однородностью видового состава, структурой и системой взаимоотношений животных между собой и внешней средой.

Животные в псаммозооценозах могут быть представлены различными псаммофилами — от всевозможных беспозвоночных (червеобразные, членистоногие, ракообразные, насекомые и др.), головохордовых (ланцетники и мн. др.) до позвоночных (амфибии, рептилии, птицы и млекопитающие). Их видовой состав и количество в ЭГС песчаных обусловлены различными экологическими факторами: питательными ресурсами, тепло- и влагообеспеченностью и др.

Псаммосоциум — исторически сложившееся или искусственное сообщество людей, жизнь которых так или иначе экологически связана с песчаным массивом (литотопом песчаным), наложившим определенный отпечаток на формы их хозяйственной и иной деятельности, культуру и взаимоотношения. В качестве примеров псаммосоциума можно указать многие кочевые племена и народности, живущие в пустынях: бедуины Аравии и Африки, берберы Африки, кочевники Средней Азии, аборигены Австралии и т.п. Значительная часть социума древних цивилизаций Египта, Месопотамии и Китая также была связана с пустынями. По пустыням проходили многочисленные караванные торговые пути (в том числе Великий шелковый путь), играющие большую роль в культурных и экономических связях между разными народами и странами. Псаммосоциумы складывались в неблагоприятных экологических условиях. Формирование псаммосоциума в неблагоприятных условиях пустынь проходило под воздействием различных исторических факторов, а в качестве основной причины считается борьба за выживание и вытеснение одних племен другими в менее благоприятные пустынные условия.

В то же время глобальный процесс опустынивания на Земле влиял и влияет на социум, его расселение, уровень хозяйственного развития и т.п. Современное опустынивание южнее Сахары приводит к миграции миллионов людей в южные или северные районы Африки или в Европу, обостряя миграционный кризис. По этой же причине миграция происходит во многих странах Латинской Америки, юга Азии и др.

На снове концепции об экологических функциях литосферы [Трофимов, Зилинг, 2002] (главная суть которой сводится к оценке влияния неживого — литосферы — на живое — биоту, включая человечество) эколого-геологический анализ песчаных массивов заключается в оценке влияния этих массивов на биоту и их характеристике как эколого-геологических систем. При этом, анализируя массивы песчаных грунтов как объекты эколого-геологических исследований, необходимо учитывать их важнейшие эколого-геологические черты. Выделим их особенности.

Специфические эколого-геологические особенности песчаных грунтовых массивов обусловлены следующими факторами: эколого-ресурсными, эколого-геохимическими, эколого-геодинамическими, эколого-геофизическими и санитарноэпидемиологическими. Рассмотрим их подробнее.

Эколого-ресурсные особенности песчаных массивов определяют возможность реализации ресурсной экологической функции литосферы, а в данном случае — песчаных массивов. В ЭГС песчаных эта функция выполняется за счет всех подсистем песчаного биогеоценоза (рисунок).

За счет литотопа песчаного формируются: а) ресурсы геологического пространства; б) ресурсы полезных ископаемых; в) вещественно-энергетические ресурсы. При этом ресурсы геологического пространства песчаных ЭГС используются псаммофитами, а также различными микро- и макроорганизмами как среда их обитания (устройство нор, гнезд, убежищ и т.п.). Ресурсы полезных ископаемых, связанные с ЭГС песчаными, обусловлены возможностью использовать пески как важнейший строительный материал, а также с некоторыми специфическими типами других полезных ископаемых, формирующихся в песчаных массивах (нефтяные месторождения и т.п.). Вещественноэнергетические ресурсы ЭГС песчаных обусловлены наличием в песках высокой пористости и аэрируемости (в зоне аэрации), способствующей формированию доступных газовых ресурсов, необходимых аэробным псаммофилам и псаммофитам. В то же время необходимо отметить характерную для песков бедность ресурсными элементами минеральной и азотной пищи для биоты.

За счет *гидротопа песчаного* формируются ресурсы подземных вод, обусловленные наличием в песках высокой пористости и водопроницаемости. Поэтому при наличии водоупора песчаные толщи содержат горизонты подземных вод, рассматриваемые как ресурсы питьевого и/или технического водоснабжения. Водные ресурсы являются необходимым компонентом для существования биоты. В ЭГС песчаных они обусловлены наличием ресурсов воды в пределах капиллярной каймы и



Структура песчаной эколого-геологической системы

ниже, доступной для растений и иных организмов. Этот ресурс формируется и за счет *атмотопа (климатопа) песчаного*, поскольку влагообеспеченность песчаных массивов зависит от климатических факторов и в региональном плане подчиняется широтной и вертикальной зональности. От атмотопа зависит и теплообеспеченность песчаных ЭГС, влияющая на условия обитания биоты. Освоение и обитаемость песков животными-псаммофилами тесно связаны с их тепловлажностным режимом: животные не выносят температуры воздуха более 54-55 °C и тем более температуры поверхности песка свыше 80 °C.

За счет эдафотопа песчаного формируются почвенные ресурсы, рассматриваемые как источник плодородия в сельском хозяйстве. Почвы, формирующиеся на песчаных толщах, обладают специфическими особенностями [Гаель, Смирнова, 1999].

И наконец, за счет биоценоза песчаного формируются питательные ресурсы для самих организмов, которые обусловлены наличием различных пищевых цепей между продуцентами и консументами в пределах ЭГС песчаной.

Эти и другие эколого-ресурсные факторы, каждый в отдельности и вместе взятые, будучи нередко крайне обостренными, создают противоречия между песчаной средой и живыми организмами. В результате у обитателей песков возникают приспособления, позволяющие преодолевать воздействие среды и жить в ресурсных условиях, казалось бы, исключающих возможность жизни [Гаель, Смирнова, 1999].

Эколого-геохимические особенности песчаных массивов определяют возможность реализации геохимической экологической функции литосферы, а в данном случае — песчаных массивов. В ЭГС песчаных эта функция также выполняется за счет всех подсистем песчаного биогеоценоза (рисунок).

Так, например, за счет литотопа песчаного реализуется возможность относительно высокой геохимической миграции различных жидких, газообразных и биотических компонентов как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, что обусловлено высокими значениями коэффициента проницаемости и коэффициента фильтрации песков и их низкой сорбционной способностью.

При этом в пределах зоны аэрации наблюдается в основном вертикальная миграция компонентов (воды, газов, растворенных компонентов и т.п.). Испарение влаги с песчаной поверхности приводит к кристаллизации водорастворимых солей на фронте испарения, особенно характерной для районов с высоким индексом сухости.

Кроме того, геохимическая экологическая функция ЭГС песчаных обусловлена потенциальным наличием засоленности песков, особенно присущей пескам аридной зоны и обусловленной, в том числе и зонально-климатическими факторами (песчаным климатопом). В связи с этим рассматриваемая функция также определяется потенциальной возможностью формирования в песчаных грунтовых толщах специфических геохимических барьеров в зависимости от типа засоления (хлоридное, сульфатное, бикарбонатное и т.п.), играющих важную экологическую роль на пути миграции различных компонентов.

Эколого-геодинамические особенности песчаных массивов определяют возможность реализации геодинамической экологической функции литосферы, а в рассматриваемом случае — песчаных массивов, в пределах которых формируются специфические экзогенные геологические процессы, влияющие на экосистемы. В структуре ЭГС песчаных они формируются в основном за счет песчаных литотопа и атмотопа.

В эколого-геодинамическом отношении рассматриваемые особенности обусловлены:

1) потенциальным развитием на территориях распространения песчаных грунтовых толщ эоловых процессов, влияющих на формирование, состояние и деградацию природных экосистем, а также их биоразнообразие;

2) в региональном плане — подчиненностью районов распространения эоловых процессов климатической зональности;

3) влиянием эоловых процессов (эоловый перенос, движущиеся пески и т.п.) на урбанизированные экосистемы и социумы, вплоть до их уничтожения;

4) отрицательным влиянием эоловых процессов на инфраструктуру урбанизированных экосистем и инженерные сооружения;

5) положительным влиянием песчаных пляжей на подавление береговой абразии и их использованием для систем береговой инженерной защиты.

Можно привести множество негативных исторических примеров гибели городов и даже целых цивилизаций от наступающей пустыни, когда под слоем песка оказывались дома, дороги, сельхозугодья и т.п. (Древний Египет, Месопотамия, Хара-Хото и др.). Но и в наше время подобные явления не являются исключением, яркий пример — город Кольманскоп в пустыне Намиб (Намибия), который еще 100 лет назад процветал и был мировым центром по добыче алмазов, а сейчас превратился в покинутый город-призрак, засыпанный песком.

Эколого-геофизические особенности песчаных массивов определяют возможность реализации геофизической экологической функции литосферы, а в рассматриваемом случае — песчаных массивов, в пределах которых формируются специфические геофизические поля, влияющие на экосистемы. Указанные особенности изучены в наименьшей степени.

В эколого-геофизическом отношении они прежде всего обусловлены влиянием песчаных грунтовых толщ на формирование природных аномалий геофизических полей (теплового, электромагнитного и др.) вследствие наличия у песков специфических параметров теплофизических, электрических и других свойств.

Санитарно-гигиенические особенности песчаных массивов заключаются в наличии в пределах ЭГС песчаных определенных факторов, важных в санитарно-гигиеническом отношении.

Для ЭГС песчаных они обусловлены:

 потенциальным наличием в песках пляжей, используемых в курортно-рекреационных целях, патогенных микроорганизмов, что особенно актуально при массовом скоплении отдыхающих;

2) отрицательным влиянием на организмы (включая человека) цианобактерий (синезеленых водорослей), содержащихся в значительном количестве в песках морских побережий.

Например, по результатам обследования около 50 калифорнийских песчаных пляжей в песках было обнаружено около 1 тыс. таксонов микроорганизмов [Boehm et al., 2014]. При этом в пляжных песках выявлены фекально-индексные организмыпсаммофиты, являющиеся непатогенными микроорганизмами, используемыми для выявления степени фекального загрязнения. Они, как правило, присутствуют в пляжном песке в гораздо большем количестве, чем патогенные микроорганизмы, и легко выделяются, идентифицируются и подсчитываются. Фекально-индексные микроорганизмы, отмеченные на пляжах, включают колиформы (собственно колиформы, термостойкие колиформы и кишечную палочку), кишечные энтерококки, бактериофаги и клостридии [Guidelines..., 2003].

Но наряду с этим было установлено, что ряд обнаруженных в песке родов и видов микроорганизмов, которые могут встретиться в результате контакта человека с песком, являются для него потенциально патогенными. Вследствие этого высказывалась обеспокоенность тем, что пляжный песок может выступать в качестве резервуара или источника развития инфекций [Mendes et al., 1997; Nestor et al., 1984; Roses Codinachs et al., 1988].

В ряде морей (Балтийское, Северное и др.) наблюдаются периодические вспышки размножения цианобактерий, фиксируемого в виде «цветения воды». При этом резко увеличивается их количество и в прибрежных песках. Токсичные вещества, содержащиеся в цианобактериях, могут попадать в водоросли и по пищевым цепям в другие морские организмы, а также к человеку, вызывая отравления [Guidelines..., 2003].

**Типы природных эколого-геологических систем песчаных.** На основе вышерассмотренной структуры ЭГС песчаной (рисунок) можно предложить систематику ее типов, показанную в таблице.

Все многообразие природных эколого-геологических систем песчаных можно свести к двум основным типам: сухопутным и подводным (таблица). В перечне наиболее распространенных природных литотопов песчаных, обусловленных песчаными грунтовыми толщами, следует выделять следующие.

I. Среди *сухопутных* — литотопы песчаные (таблица):

a) речных террас, сложенных песчаными аллювиальными отложениями;

b) морских террас, сложенных песчаными морскими отложениями;

с) песчаных водоразделов и долин, сложенных флювиогляциальными песчаными отложениями;

 d) пустынь и полупустынь, сложенных преимущественно эоловыми песчаными отложениями;

е) песчаных кор выветривания, сложенных элювиальными отложениями;

f) прибрежных пляжей, сложенных морскими песчаными отложениями;

g) территорий распространения вулканогенно-осадочных песчаных отложений.

II. Среди *аквальных* (подводных) — литотопы песчаные:

а) донных песчаных аллювиальных отложений постоянных водотоков (рек, ручьев);

b) донных песчаных озерных отложений;

с) донных морских отложений.

Типы природных эколого-геологических систем песчаных. Для каждого из перечисленных литотопов характерен свой гидротоп песчаный (таблица). Так, для сухопутных литотопов песчаных могут выделяться гидротопы зоны аэрации и гидротопы подземных вод. Последние могут подразделяться на различные подтипы в соответствии с особенностями грунтовых вод, количеством водоносных горизонтов, гидрохимическим составом и динамикой подземных вод.

Кроме того, каждая из вышеперечисленных эколого-геологических систем, обусловленных песчаными грунтовыми толщами, может формироваться в разных условиях тепло- и влагообеспеченности, подчиняющихся климатической зональности. В связи с этим их необходимо подразделять по крайней мере на подтипы песчаных атмотопов, развитых на территориях: 1) с положительными температурами; 2) с сезонным промерзанием грунтов и 3) с многолетнемерзлыми песчаными породами.

Эдафотопы песчаные в пределах рассматриваемых типов ЭГС песчаных могут быть в той или иной степени развиты (как, например, на аллювиальных или флювиогляциальных литотопах

Тип ЭГСП	Тип литотопа песчаного	Гидротоп песчаный	Атмотоп песчаный	Эдафотоп песчаный	Преобладающий биоценоз песчаный
	речных террас	а) подземных	зональной тепло-	развитый	сухопутный псаммофитоценоз
	морских террас	вод;	влагообеспечен-	развитый	то же
	флювиогляциальных толщ	ции	ности	развитый	то же
Сухопутный	эоловых толщ пустынь и полупустынь		низкой влаго- и высокой теплообе- спеченности	отсутствует или слаборазвитый	сухопутный псаммозооценоз
	кор выветривания		зональной тепло- о влагообеспечен- с	отсутствует или слаборазвитый	сухопутный псаммофитоценоз
	прибрежных пляжей		ности	отсутствует	сухопутный псаммомикробио- ценоз
	вулканогенно-осадочных толщ			отсутствует или слаборазвитый	сухопутный псаммофитоценоз
юдво-	донных аллювиальных толщ	полного водо- насыщения	зональной тепло- обеспеченности	отсутствует	пресноводный псаммоми- кробиоценоз, псаммофито- и зооценозы
іьный (по дный)	донных озерных толщ				пресноводный псаммоми- кробиоценоз, псаммофито- и зооценозы
Аквал	донных морских толщ				морской подводный псаммо- микробиоценоз, псаммофито- и зооценозы

песчаных), а могут и отсутствовать (как, например, в пустынях).

Что касается биотопов песчаных, то их состав определяется всем комплексом вышеперечисленных факторов и подсистем, составляющих ЭГС. Среди них можно выделить два основных типа: сухопутные и подводные, а среди последних — пресноводные и солоноводные (морские). В пределах ЭГС песчаных могут формироваться и псаммомикробиоценозы, и псаммофитоценозы, и псаммозооценозы; они могут существовать все вместе, а могут присутствовать и по отдельности — это зависит от особенностей данной ЭГС песчаной.

Наряду с вышеуказанными типами природных ЭГСП могут быть выделены и их соответствующие техногенные аналоги в зависимости от оказываемых на ЭГСП видов антропогенных воздействий и масштабов искусственного преобразования этих систем.

Таким образом, массивы песчаных грунтов представляют собой сложные и специфические

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Базовые понятия инженерной геологии и экологической геологии. 280 основных терминов / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: ОАО Геомаркетинг, 2012. 320 с.

*Гаель А.Г., Смирнова Л.Ф.* Пески и песчаные почвы. М.: ГЕОС, 1999. 252 с.

Королев В.А., Трофимов В.Т. История инженерногеологического изучения песков в СССР и Российской Федерации // Инженерная геология. 2017. № 1. С. 4–19.

Манучарова Н.А., Власенко А.Н., Менько Е.В. Специфика хитинолитического микробного комплекса в почвах, инкубируемых при различных температурах // Микробиология. 2011. Т. 80, № 2. С. 219–229.

Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 368 с.

*Трофимов В.Т.* Эколого-геологическая система, ее типы и положение в структуре экосистемы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 48–52.

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

Boehm A.B., Yamahara K.M., Sassoubre L.M. Divrersity and transport of microorganisms in Intertidal sands of the объекты для эколого-геологических исследований, в ходе которых необходимо учитывать их важнейшие эколого-геологические особенности. В результате проведенного анализа можно сделать следующие выводы.

**Выводы.** 1. Обоснована структура экологогеологических систем песчаных (биогеоценозов песчаных).

2. Выделены новые понятия, раскрывающие структуру ЭГС песчаных (псаммофитоценоз, псаммозооценоз, псаммосоциум и др.), и даны их определения.

3. Установлены основные особенности ЭГС песчаных, обусловливающие реализацию экологических функций: ресурсной, геохимической, геодинамической, геофизической.

4. Предложена систематизация типов ЭГС песчаных на основе анализа составляющих их абиотической и биотической подсистем.

California Coast // Appl. and Environm. Microbiol. 2014. Vol. 80 (13). P. 3943–3951.

Guidelines for safe recreational water environments. Vol. 1. Coastal and fresh waters. Geneva: World Health Organization, 2003. 220 p.

*Kolbel-Boelke J., Anders E.-M., Nehrkorn A.* Microbial communities in the saturated groundwater environment. II. Diversity of bacterial communities in a Pleistocene sand aquifer and their *in vitro* activities // Microb. Ecol. 1988. Vol. 16, N 31.

*Mendes B., Urbano P., Alves C.* et al. Sanitary quality of sands from beaches of Azores islands // Water Sci. and Technol. 1997. Vol. 35, N 11–12. P. 147–150.

Nestor I., Costin-Lazar L., Sovrea D., Ionescu N. Detection of enteroviruses in sea water and beach sand // Zentralblatt für Bakteriologie, Mikrobiologie und Hygiene Abteilung 1. 1984. Bd. 178, N 5–6. S. 527–534.

Roses Codinachs M., Isern Vins A.M., Ferrer Escobar M.D., Fernandez Perez F. Microbiological contamination of the sand from the Barcelona city beaches // Revista de Sanidad e Higiene Publica. 1988. Vol. 62, N 5–8. P. 1537–1544.

Поступила в редакцию 25.08.2017

УДК 551.435.627: 550.93

# Ю.К. Васильчук<sup>1</sup>, Е.С. Слышкина<sup>2</sup>, А.В. Бершов<sup>3</sup>

# РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ОПОЛЗНЕЙ В ВЕРХОВЬЯХ Р. МЗЫМТА (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)<sup>4</sup>

Приведены материалы по исследованию оползневых отложений в верховьях бассейна р. Мзымта. Результаты <sup>14</sup>С анализа показали, что наиболее молодые оползни распространены на южном склоне хр. Псехако и датируются возрастом менее 200 и 390±90, 400±70 и более 770±150 лет. Наиболее древний блоковый оползень на северном склоне хр. Аибга датируется возрастом 1110±90 лет назад.

*Ключевые слова:* оползни, радиоуглеродное датирование, радиоуглеродный возраст, органические остатки, долина р. Мзымта, Западный Кавказ.

The article contains materials on the study of landslide deposits in the upper reaches of the Mzymta river basin. The results of  ${}^{14}C$  analysis showed that the youngest landslides are common on the southern slope of the Psekhako Ridge and date back to less than 200 and 390±90,  $400\pm70$  years ago BP and more than 770±150 years BP. The most ancient landslide-collapse on the northern slope of the Aibga Ridge and dates back to 1110±90 years BP.

*Key words:* landslide, radiocarbon dating, radiocarbon age, organic residues, Mzymta river valley, Western Caucasus.

Введение. В настоящее время метод радиоуглеродного датирования широко используется в научных исследованиях при изучении позднечетвертичных оползней, так как нижний предел точности рассматриваемого метода составляет 35–38 тыс. лет, а верхний — несколько сотен лет [Васильчук, Котляков, 2000]. При определении радиоуглеродного возраста оползня важно учитывать геоморфологическую и стратиграфическую позицию местонахождения захороненного органического материала, который предполагается датировать, а также его сопоставление с возможным временем обрушения оползня или обвала.

Показано, что молодые и древние оползни с успехом датируются по радиоуглероду органических остатков [Hancox et al., 2013; Booth et al., 2017]. Этот опыт был использован нами для выявления времени образования разномасштабных и разновозрастных оползней в горах Западного Кавказа на основании радиоуглеродных измерений в образцах органики из оползней, образцы собраны в ходе полевых работ.

Материалы и методы исследования. Изучены оползневые тела, распространенные в верховьях бассейна р. Мзымта (Западный Кавказ) [Слышкина, 2015, 2016]. Основные причины развития оползней — горный рельеф, атмосферные осадки и сейсмичность территории.

Во время полевых работ 2016 г. авторы изучили и опробовали 4 оползневых тела разного масштаба. Одним из них стал большой асеквентный оползень 16-С3 в центральной части южного склона хр. Псехако, расположенный на абсолютных отметках 1234-1207 м. Его базисом является правобережный безымянный приток р. Мзымта. Объем вовлеченных в смещение пород составил ~150 тыс. м<sup>3</sup> (длина ~80 м, ширина ~120 м, мощность отложений изменяется от 0,5 м в прибортовой части и до 15 м в теле оползня). Высота стенки отрыва достигает 3,5 м. Предполагаемая поверхность смещения находилась в делювиальных дресвяно-щебенистых грунтах с суглинистым заполнителем (рис. 1, А-3). Свежие трещины растяжения отсутствуют, что свидетельствует о временной стабилизации оползневых подвижек.

Ниже по течению безымянного притока р. Мзымта на абсолютных отметках 1093–1068 м обнаружен еще один большой асеквентный оползень 16-С5 (рис. 1, В-2). Для него характерна протяженность по оси смещения 160 м при ширине 120 м, мощность отложений в теле оползня составила 12–15 м. В смещение было вовлечено 250 тыс. м<sup>3</sup> горных пород. Поверхность оползня залесена, стенка отрыва замыта и слабо выражена в рельефе, признаки современной активности не наблюдаются. В прибортовой части оползневое

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии; географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, профессор, докт. геол.минерал. н.; *e-mail*: vasilch\_geo@mail.ru, vasilch@geol.msu.ru

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, аспирант; *e-mail*: lena.slyshkina@gmail.com

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, ассистент; *e-mail*: alexey.bershov@petromodeling.com

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке ООО «ПетроМоделинг» (полевые исследования и радиоуглеродные определения), гранта РНФ (проект № 14-27-00083, № 14-27-00083-П, обобщение данных) и бюджетного финансирования Московского университета имени М.В. Ломоносова.



тело 16-С5 подстилается болотными отложениями (мощность 0,6 м), а ниже по разрезу — оползневыми отложениями 16-С6. Очень большое оползневое тело 16-С6 пересекается безымянным притоком р. Мзымта, что свидетельствует о длительной стабилизации оползневых деформаций. Объем вовлеченных в смещение горных пород ~1,2 млн м<sup>3</sup>.

Очень большой блоковый оползень 16-С4 (рис. 1, Б-2) исследован в центральной части северного склона хр. Аибга (в непосредственной близости от Краснополянского разлома) на абсолютных отметках 904-782 м. Оползневые отложения состоят из грубообломочного, плохоокатанного, несортированного материала. Наиболее часто в них встречаются глыбы порфирита (диаметр 5-6 м и более), реже — обломки туфобрекчии и песчаника. Ниша отрыва представляет собой крутой обрыв высотой ~60 м и шириной ~260 м, покрытый слоем делювиально-осыпных отложений, редкой кустарниковой и древесной растительностью. В стенке отрыва вскрывается глыбовый грунт с суглинистым заполнителем, это указывает на то, что оползень 16-С4 развивался в обвальных отложениях, переместившихся в долину р. Мзымта на более ранних этапах. Объем вовлеченных в смещение горных пород ~3,5 млн м<sup>3</sup> (длина оползня 16-С4 ~290 м, ширина ~270 м, мощность отложений ~90-120 м). Блоковый оползень частично перекрыт осыпными отложениями и крупными глыбами, переместившимися из ниши отрыва на поверхность оползня. Поверхность оползня заросла деревьями и кустарниками, возраст которых достигает 200-250 лет. Все это указывает на давность и однократность оползневого события.

Методика отбора образцов. Установление времени активизации оползневого тела по единичным образцам органического материала снижает степень доверия к полученному возрасту из-за того, что образцы могут загрязняться углеродсодержащими материалами, как более древними, так и более молодыми [Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2017]. Это особенно актуально для горных районов со значительными перепадами рельефа, с большим количеством атмосферных осадков и высокой интенсивностью склоновых процессов. Используемая авторами во время полевых работ методика серийного отбора органического материала из разных элементов оползневого тела основывается на вариативности возраста внутри групп разнообразного органического материала и позволяет повысить доверие к полученному возрасту оползневого события.

При опробовании большого оползневого тела 16-С3 в качестве основных элементов датирования выбраны поверхность, тело оползня и его языковая часть. Оползневое тело вскрывается в двух естественных обнажениях, образованных боковой эрозией правобережного притока р. Мзымта, где сверху вниз в теле оползня обнаружены: 1) почва (0,0-0,1 м); 2) оползневые дресвяно-щебенистые грунты с суглинистым заполнителем (0,1-1,1 м); 3) суглинки щебенисто-глыбовые с обильным включением обломочного древесного материала (1,1-1,9 м), фрагменты селевых конусов выноса. В соседней зачистке в языковой части оползневого тела сверху вниз вскрыты: 1) почва (0,0-0,1 м); 2) оползневые дресвяно-щебенистые грунты с суглинистым заполнителем (0,1-0,55 м); 3) гумусовый горизонт — погребенный органический материал *in situ* (0,55-1,0 м); фрагменты селевых конусов выноса (1,0-1,6 м) — суглинки щебенисто-глыбовые, с обильным включением обломков древесины. Органический материал отбирался из всех вскрытых горизонтов.

В качестве основного элемента для радиоуглеродного датирования очень большого оползневого тела 16-С6 выбрана древняя поверхность оползня, перекрытая болотными бессточными отложениями и более молодым оползнем 16-С5. Отбор органического материала осуществлялся из естественного обнажения, вскрывшего отложения, накопившиеся на древней поверхности оползня. В обнажении сверху вниз обнаружены: 1) почва (0,0-0,1 м); 2) современные оползневые отложения (0, 1-1, 2 м), представленные дресвяно-щебенистыми грунтами с суглинистым заполнителем; 3) глина серо-коричневая тугопластичная с включением органики (1,2-1,8 м) — болотные отложения; 4) суглинок дресвяно-щебенистый твердый с редкими глыбами (вскрытая мощность 1,8-2,6 м) — древние оползневые отложения. Серийный отбор проб органического материала осуществлен из всех горизонтов.

При опробовании очень большого оползня 16-С4 в качестве основных элементов датирования выбраны поверхность и тело оползня. В его тыловой части, где наиболее часто накапливается торф, почвы или органические остатки, заложен шурф, вскрывший сверху вниз: 1) суглинок легкий пылеватый серо-зеленого цвета, слоистый (0,0-0,2 м) — болотные отложения; 2) бурые горно-лесные почвы (0,2-0,6 м); 3) глыбовый грунт с суглинистым заполнителем (0,6-2,6 м) — оползнеобвальные отложения.

Опробование среднего 15-С1 и небольшого оползневого тела 15-С2 осуществлялось в 2015 г. [Васильчук, Слышкина, 2017].

*Методика датирования*. Радиоуглеродное датирование органического материала, отобранного из всех оползневых тел, проводилось на ультранизкофоновом жидкосцинтилляционном спектрометре «Quantulus–1220» в лаборатории геохронологии четвертичного периода Института наук о Земле СПбГУ (заведующий лабораторией проф. Х.А. Арсланов).

Результаты исследований и их обсуждение. Проведенные исследования и полученный калиброванный радиоуглеродный возраста оползней

#### Радиоуглеродный возраст органического материала из оползневых тел на склонах хр. Псехако и хр. Аибга

Лабораторный номер	Полевой номер	Глубина отбора образца, м	Описание	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст (календарный), календ. лет
Оползневое тело 15-С1*					
ЛУ-8105	СЛ-1	2,1	древесина	180±50	≤200
Оползневое тело 15-С2*					
ЛУ-8106	СЛ-2	1,9	древесина	35 ±60	400±70
Оползневое тело 16-С3					
ЛУ-8399	СБ-26	0,35	древесная ветка	$\delta^{14}C^{**}=6,64\pm1,17\%$	1956-1957 (3,7%); 2001-совр (91,7%)
ЛУ-8400	СБ-31	0,5	древесная ветка	30±75	<200
ЛУ-8401	СБ-25	0,3	древесная ветка	$\delta^{14}C^{**}=0,56\pm1,2\%$	1676–1767 (29,5%); 1771–1778 (1,0%); 1799–1941 (63,1%); 1954–1956 (1,8%)
ЛУ-8402	СБ-24	0,1	древесная ветка	$\delta^{14}C^{**}=17,59\pm1,15\%$	1957-1959 (19,9%); 1985-1990 (75,5%)
ЛУ-8403	СБ-29	0,6	древесина	200±50	180±100
ЛУ-8404	СБ-28	0,5	древесина	$\delta^{14}C^{**}=14,52\pm1,22\%$	1957-1958(8,7%); 1988-1995 (86,7%)
ЛУ-8405	СБ-27	0,4	древесина	δ <sup>14</sup> C**=6,73±0,97%	1956—1957 (2,7%); 2001—совр. (92,7%)
ЛУ-8406	СБ-30	0,7	древесная ветка	$\delta^{14}C^{**}=20,92\pm1,15\%$	1958–1961 (29,4%); 1983–1987 (65,9%)
ЛУ-8407 (A)	СБ-32	0,55	гумус	δ <sup>14</sup> C**=14,2±1,39%	1957-1958 (8,3%); 1988-1996 (87,1%)
ЛУ-8407 (Б)	СБ-32	0,55	гумус	δ <sup>14</sup> C**=13,4±1,28%	1957-1958 (6,6%); 1989-1997 (88,8%)
ЛУ-8408	СБ-33	1,1	ствол дерева	200±50	180±100
ЛУ-8409	СБ-34	1,1	ствол дерева	155±55	<200
ЛУ-8410	СБ-35	на поверхности	древесная ветка	460±60	490±70
ЛУ-8411	СБ-36	0,65	древесная ветка	δ <sup>14</sup> C**=11,91±0,83%	1957-1958 (5,4%); 1993-1998 (90,0%)
ЛУ-8412	СБ-37	1,2	древесина	$\delta^{14}C^{**}=11,4\pm1,08\%$	1957-1958 (4,9%); 1993-2000 (90,5%)
Блоковый оползень 16-С4					
ЛУ-8419	СБ-8	0,2	древесные листья	$\delta^{14}C^{**}=6,41\pm1,77\%$	1956-1957 (5,5%); 1999-совр (89,8%)
ЛУ-8385 (Б)	СБ-9	0,35	горно-лесная почва	840±70	780±70
ЛУ-8386 (A)	СБ-10	0,6	горно-лесная почва	970±50	870±50
ЛУ-8386 (Б)	СБ-10	0,6	горно-лесная почва	1190±90	1110±90
ЛУ-8388	СБ-15	0,8	угольки древесины	1810±150	1750±170
ЛУ-8387	СБ-13	на поверхности	древесина	210±25	180±95
ЛУ-8390 (Б)	СБ-65	на поверхности	горно-лесная почва	δ <sup>14</sup> C**=6,03±1,31%	1956—1957 (4,3%); 2002—совр. (91,1%)
ЛУ-8391 (Б)	СБ-67	на поверхности	горно-лесная почва	δ <sup>14</sup> C**=13,02±0,98%	1957-1958 (6,1%); 1990-1996 (89,3%)
ЛУ-8392 (Б)	СБ-66	на поверхности	горно-лесная почва	$\delta^{14}C^{**}=11,56\pm1,12\%$	1957-1958 (5,3%); 1992-2000 (90,1%)
ЛУ-8393 (Б)	СБ-11	на поверхности	горно-лесная почва	100±50	<200
Озерные отложения между двумя оползневыми телами 16-С5 и 16-С6					
ЛУ-8417	СБ-56	1,6	древесная ветка	350±80	390±90
ЛУ-8416	СБ-59	1,7	древесина	800±170	770±150

Примечания. \*Оползневые тела, изученные ранее [Васильчук, Слышкина, 2017]. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы OxCal 4.2 (калибровочная кривая «IntCal 13» [Reimer et al., 2013], «Bomb13 NH1» [Hua et al., 2013]) ChristopherBronk Ramsey (https://c14.arch.ox.ac.uk). Датировки (А) получены по холодной вытяжке гуминовых кислот, датировки (Б) — по горячей вытяжке гуминовых кислот;  $\delta^{14}C^{**}$  — содержание избыточного радиоуглерода над современным стандартом, которому соответствуют два интервала времени на калибровочной кривой «Bomb13 NH1» 1957–1958 гг. (8,7%) и 1988–1995 гг. (86,7%) — вероятностные интервалы калиброванного возраста. 15-С1, 15-С2 (таблица) в верховьях р. Мзымта в 2015 г. показали, что их активизация произошла менее 200 (ЛУ-8105) и 400±70 (ЛУ-8106) календ. лет назад.

Результаты радиоуглеродного датирования оползневого тела 16-СЗ, указали на современный возраст исследуемого события (таблица). Фрагмент древесины (ЛУ-8404), так же, как и другие образцы органического материала (ЛУ-8412 и др.), отобранные из тела оползня, датированы двумя временными интервалами — 1957—1958 и 1988—1995 гг. из-за избыточного содержания радиоуглерода. Эти результаты, показали хорошую сходимость с датировками гумусового горизонта *in situ* (ЛУ-8407, ЛУ-8406), перекрытого языковой частью оползня. Последующее датирование древесных остатков из селевых отложений, подстилающих оползень (рис. 1, А-1, А- 2), указало на активизацию событий менее 200 и 500 лет назад.

Результаты датирования оползневых тел 16-С5 и 16-С6 (таблица) указывают на вероятное время активизации оползневых событий: менее 400 лет назад и более 800 лет назад соответственно (рис. 1, В-1). Возраст древесины из болотных отложений, перекрывающих и подстилающих оползни, составил 390  $\pm$  90 календ. лет (ЛУ-8417) и 770  $\pm$  150 календ. лет (ЛУ-8416) соответственно. Полученные результаты показали хорошую сходимость и монотонное увеличение возраста с глубиной.

Радиоуглеродный анализ образцов органического материала из разных элементов блокового оползня 16-С4 позволил утверждать, что процесс был активен около 1100 лет назад (рис. 1, Б-1). Наиболее молодые датировки получены по древесным листьям из болотных отложений (таблица), отложившихся в тыловой части блокового оползня, — менее 200 лет. Возраст ненарушенной верхней части бурых горно-лесных почв, накопившихся на поверхности блокового оползня, составил 780±70 календ. лет (ЛУ-8385), а возраст этой же почвы, отобранной из подошвы слоя, — 870±50 календ. лет (по холодной вытяжке гуминовых кислот) и  $1110 \pm 90$  календ. лет (по горячей вытяжке гуминовых кислот). Самый древний возраст древесных остатков из оползневого тела составил 1750±170 календ. лет.

В результате анализа данных радиоуглеродного датирования оползневых отложений и каталога землетрясений Кавказа [Годзиковская, 2001] у авторов возникло предположение, что помимо атмосферных осадков для части оползней на южном склоне хр. Псехако (возможно, подготовленных к смещению другими процессами) триггерным механизмом активизации послужила сейсмичность. Так, наиболее поздняя серия землетрясений (M=4,0÷4,4, H=3÷6 км) силой до 7–8 баллов [Ананьин, 1977], отмеченная в 1955–1956 гг. в 20 км юго-западнее хр. Псехако, могла стать причиной активизации большого оползневого тела 16-C3, датированного интервалом 1956–1958 гг.

Недалеко от эпицентра Бзыбского землетрясения В.С. Хромовских с коллегами обнаружили следы палеоземлетрясения с М~7,2 и интенсивностью сотрясения ~9–10 баллов и оценили его возраст в интервале 200–400 лет [Хромовских и др., 1979]. Можно предположить, что описанное палеоземлетрясение послужило причиной активизации одной из групп оползней: 15-С1, 16-С5 (менее 200 лет) или 15-С2, 16-С5 (менее 400 лет).

При исследовании сейсмической активности и связанных с ней эпизодов оползнеобразования в верховьях бассейна р. Мзымта А.Н. Овсюченко с соавторами использовали метод радиоуглеродного датирования. По единичным образцам почвы и чернозема они установили время активизации 1055-1183 и 1102-1140 лет назад для блокового оползня (Ш-16) в правом борту р. Мзымта, в районе устья р. Пслух, а также крупного блокаоползня (Ш-14) на северном склоне хр. Аибга соответственно [Овсюченко и др., 2016]. В непосредственной близости от этих оползней (Ш-14, Ш-16) определено время смещения блокового оползня 16-С4 — 1110±90 календ. лет. Можно полагать, что три события произошли в одно и то же время и стали ответной реакцией на сильное палеоземлетрясение.

При сравнении возраста единичных образцов почвы, перекрывающей поверхность инсеквентного оползня (Ш-9) в левом борту р. Мзымта (междуречье р. Монашка и р. Бешенка), а также почвы, накопившейся на поверхности инсеквентного оползня (Ш-8) на водоразделе р. Мзымта р. Пслушенок [Овсюченко и др., 2016], и древесины из болотных отложений, перекрывающих оползень 16-С6 на южном склоне хр. Псехако, обнаружены близкие датировки: 645-795 (ИГАН-3554), 636-685 (ИГАН-3879) и 770±150 календ. лет (ЛУ-8416), которые указывают на минимальный возраст событий. Единичный образец палеопочвы, отобранный А.Н. Овсюченко с соавторами из основания обвальных отложений (Ш-10) в правом борту р. Монашка (привершинная часть водораздела), датирован 697-798 календ. лет и указывает на максимальный возраст события. Эта группа датировок в интервале 650-800 лет назад может отражать результаты сейсмической активности.

Примерный сценарий формирования оползневого тела 16-С4 авторам статьи представляется следующим (рис. 2, А): около 1,8 тыс. лет назад произошел гигантский обвал (область транзита характеризуется высотой около 450 м, шириной около 1000 м), причиной которого могло быть мощное палеоземлетрясение. В теле этого обвала могли захорониться растущие на склоне деревья, остатки которых датированы нами 1750±170 календ. лет. Спустя 600-700 лет произошло смещение блокового оползня, охватившее верхнюю



Рис. 2. Схематические разрезы оползней с указанием мест отбора проб органики для <sup>14</sup>С-датирования: *А* – на южном склоне хр. Аибга (16-C4); *Б* – на северном склоне хр. Псехако (16-C3); *B* – на северном склоне хр. Псехако (16-C5) и 16-C6) *I* – почва; *2* – бурые горно-лесные почвы; *3* – гумусовый горизонт (*in situ*); *4*, *5* – оползневые отложения; *6* – оползне-обвальные отложения; *7* – делювиальные отложения; *8* – фрагменты селевых конусов выноса; *9* – болотные отложения; *10* – коренные породы (аргиллиты); *11* – первоначальное положение склона; *12* – современное положение склона; *13* – направление смещения

часть тела гигантского обвала. Этот оползень имел ширину около 270 м и длину 290 м. Он сместился вниз по склону приблизительно на 122 м. Вполне вероятно, что причиной активизации этого крупного оползня были ливневые осадки, которые привели к переувлажнению материала в верхней части гигантского обвала. Этот переувлажненный материал мог сместиться даже в результате не очень сильных сейсмических колебаний в Краснополянской приразломной зоне. После смещения блокового оползня на его поверхности сохранилось увлажненное болото, а затем здесь начали формироваться бурые горнолесные почвы в период от 1110 до 780 лет назад. На заключительном этапе этот почвенный массив подвергся вторичному обводнению и частично был перекрыты озерно-болотными глинами с высоким содержанием растительных остатков (датированы современностью).

Основываясь на данных радиоуглеродного датирования органического материала и данных исторических сейсмических событий, можно предположить, что оползание материала в районе оползня 16-СЗ (рис. 2, E) было трехкратным: 2 селевых схода 490±70 и 180±100 лет назад были вызваны ливневыми осадками и осуществлялись по долине вкрест простирания локального оползневого склона. Фрагменты селевых конусов вскрыты в долине ручья у подножия большого оползневого тела 16-С3. Причиной активиза-

ции оползня (ширина 120 м и длина 80 м) послужили сейсмические события 1955—1956 гг. Условием же крупного оползания материала стали обильные дожди, которые привели к переувлажнению и снижению физико-механических свойств глинистых грунтов. Активизировавшаяся оползневая масса сместилась вниз по склону, под языком этого крупного оползня оказалась часть конуса выноса двух предыдущих селей, а также перекрывающий их гумусовый горизонт, возраст которого по данным радиоуглеродного анализа около 60 лет.

Крупный оползень 16-С6 (объем 1,2 млн м<sup>3</sup>) сошел около 800 лет назад. Вероятной причиной его активизации стала повышенная в тот период сейсмическая активность [Овсюченко и др., 2016]. Огромный объем материала сместился вниз по склону, сформировав выровненную поверхность во фронтальной части оползня 16-С6 (рис. 2, В). Одновременно с этим оползневое тело перекрыло русло ручья и создало запруду. Впоследствии неоднократно происходил сход селей. Во время активизации селевых процессов около 750 и 400 лет назад выровненная поверхность оползня заполнялась взвешенной селевой массой с органическим материалом. Со временем эта взвесь осаждалась, формируя глинистые отложения с органикой. Менее 400 лет назад на локальном оползневом склоне вновь сместилась масса грунта. Оползень 16-С5 объемом 250 тыс. м<sup>3</sup> сполз вниз, захоронив

более древние оползневые (16-С6) и болотные отложения.

**Выводы.** 1. Исследования оползней в горах Западного Кавказа с использованием метода радиоуглеродного датирования показали, что наиболее молодые оползни распространены на южном склоне хр. Псехако и имеют возраст менее 200 и 400 лет и более 800 лет, а наиболее древний блоковый оползень на северном склоне хр. Аибга имеет возраст 1110 лет.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Ананьин И.В.* Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 149 с.

Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 616 с.

Васильчук Ю.К., Слышкина Е.С. Радиоуглеродное датирование небольших оползней на склонах в долине р. Мзымта // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 1. С. 45–48.

Годзиковская А.А. Каталог землетрясений Кавказа с М≥4,0 (К≥11,0) с древнейших времен по 2000 г. М.: Центр службы геодинамических наблюдений в электро-энергетической отрасли. Министерство топливной энергетики, 2001.

Овсюченко А.Н., Меньшиков М.Ю., Рогожин Е.А., Корженков А.М. Циклы сейсмической активности во второй половине голоцена на Западном Кавказе и их связь с этапами цивилизационного развития (на примере верховьев р. Мзымта) // Геофизические процессы и биосфера. 2016. Т. 15, № 2. С. 68–100.

Слышкина Е.С., Баранов А.А., Бершов А.В. Расчет устойчивости северного склона хребта Аибга в районе поселка Эсто-Садок (Сочи, Краснодарский край) // Инженерная геология. 2015. № 5. С. 62–70.

Слышкина Е.С., Бершов А.В., Баранов А.А. и др. Современная активность оползней южного склона хребта Псехако в бассейне р. Мзымта (Сочи, Краснодарский край) // Инженерная геология. 2016. № 3. С. 68–78.  Обобщение данных инструментальных сейсмологических наблюдений на территории Западного Кавказа, палеосейсмологических исследований и полученных радиоуглеродных датировок помогло выявить и установить взаимосвязь между оползневыми процессами и палеоземлетрясениями.

*Благодарности.* Авторы благодарны проф. В.Т. Трофимову за интерес, проявленный к нашей работе.

Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 188 с.

Booth A.M., LaHusen S.R., Duvall A.R., Montgomery D.R. Holocene history of deep-seated landsliding in the North Fork Stillaguamish River valley from surface roughness analysis, radiocarbon dating, and numerical landscape evolution modeling // J. Geophys. Res., Earth Surface. 2017. Vol. 122. P. 456–472.

*Hancox G.T., Langridge R.M., Perrin N.O.* et al. Recent mapping and radiocarbon dating of three giant landslides in northern Fiordland, New Zealand // GNS Sci. Rep. (2012). August 2013. 52 p.

*Hua Q., Barbetti M., Rakowski A.Z.* Atmospheric radiocarbon for the period 1950–2010 // Radiocarbon. 2013. Vol. 55, N 4. P. 2059–2072.

*Reimer P.J., Bard E., Bayliss A.* et al. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years Cal BP // Radiocarbon. 2013. Vol. 55, N 4. P. 1869–1887.

*Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C.* Validity of radiocarbon ages of Siberian yedoma // GeoRes J. 2017. Vol. 13. P. 83–95.

Oxford Radiocarbon Accelerator Unit. Research Laboratory for Archaeology [Электронный ресурс]. URL: https://c14.arch.ox.ac.uk

Поступила в редакцию 24.11.2017
## УДК 553.72 (575.3)

# Е.С. Казак<sup>1</sup>, Е.Г. Калитина<sup>2</sup>, Н.А. Харитонова<sup>3</sup>, Г.А. Челноков<sup>4</sup>, Е.В. Еловский<sup>5</sup>, И.В. Брагин<sup>6</sup>

# БИОСОРБЦИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИТТРИЯ В ВОДНОЙ СРЕДЕ ГЕТЕРОТРОФНЫМИ БАКТЕРИЯМИ<sup>7</sup>

Представлены результаты экспериментального определения значений коэффициента сорбции редкоземельных элементов и иттрия (REY) на отдельных штаммах гетеротрофных бактерий (Microbacterium sp., Curtobacterium sp., Bacillus subtilis, Pseudomonas putida, Bacillus pumilis), широко распространенных в природных и техногенных водах Дальнего Востока РФ, в условиях кислых значений рН. В ходе работ установлено незначительное фракционирование между тяжелыми и легкими редкоземельными элементами, а также отрицательная аномалия церия и диспрозия, положительная аномалия европия. Выявлена избирательность биосорбции REY грамположительными и грамотрицательными бактериями, а также инерционность процесса биосорбции при более кислых условиях среды.

*Ключевые слова:* редкоземельные элементы (РЗЭ), биосорбция, гетеротрофные бактерии, коэффициент сорбции, подземные воды.

This study shows the experimental results of the rare earth element and Y (REY) distribution patterns between heterotrophic bacteria and water under acidic pH conditions for five different bacterial strains (Microbacterium sp., Curtobacterium sp., Bacillus subtilis, Pseudomonas putida, Bacillus pumilis) which are widespread in natural and technogenic ground- and surface waters of the Far East of the Russian Federation. The insignificant distribution pattern between heavy and light REE, a negative Ce and Dy anomalies and a positive Eu anomaly were found. It was discovered the selectivity of the REY biosorption by the Gram-positive and Gram-negative bacteria and the time response of the biosorption process in a more acid environment.

*Key words:* rare earth element (REE), biosorption, heterotrophic bacterium, distribution coefficient, groundwater.

Введение. Редкоземельные элементы и иттрий (REY) уже более полувека активно используются в геохимии для решения принципиальных вопросов реконструкции условий протекания геологических процессов, выявления источников вещества, определения геодинамических обстановок формирования горных пород и месторождений полезных ископаемых [Muecke et al., 1979; Price et al., 1991; Балашов, 1976]. Установлено, что содержание REY в горных породах и соотношение между отдельными элементами — важнейшие геохимические индикаторы, которые позволяют реконструировать основные геодинамические обстановки формирования различных геологических комплексов.

Использование REY в гидросфере долгое время оставалось ограничено их низкой концентрацией в водной среде и трудностью определения, однако в настоящее время в связи с развитием новых высокоточных методов анализа вещества исследование поведения и накопления редкоземельных элементов в водных средах активно развивается. Изучение REY представляет собой новое перспективное направление в гидрогеохимии, которое позволяет решать многие вопросы выявления условий формирования и эволюции как природных, так и техногенных вод. Основная причина пристального внимания ученых-гидрогеохимиков заключается в возможности применения REY в качестве маркеров при выявлении областей питания подземных вод, при реконструкции процессов взаимодействия вода-порода, при распозновании геохимических типов и пропорций смешения вод и т.д. [Sholkovitz, 1992, 1995; Taylor, McLennan, 1988;

<sup>6</sup> Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, лаборатория гидрогеохимии и океанического литогенеза, ст. науч.

с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail*: bragin\_ivan@mail.ru

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail*: Kanigu@mail.ru

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, лаборатория гидрогеохимии и океанического литогенеза, ст. науч. с., канд. биол. н.; *e-mail:* microbiol@mail.ru

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, докт. геол.-минерал. н., кафедра гидрогеологии, профессор, гл. науч. с.; *e-mail*: tchenat@mail.ru

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, лаборатория гидрогеохимии и океанического литогенеза, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail*: geowater@mail.ru

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, лаборатория аналитической химии, мл. науч. с.; *e-mail*: matri@list.ru

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект № 14-17-00415).

Wood, 2003; Харитонова и др., 2016; Bragin et al., 2017; Johannesson et al., 2017].

Рядом исследователей показано, что многие микроорганизмы (особенно бактерии) обладают способностью аккумулировать металлы и, соответственно, влиять на процесс их водной миграции [Beveridge, Doyle, 1989; Бузолева и др., 2006]. Однако для REY, несмотря на всю важность этой группы элементов в гидрогеохимии, таких работ очень мало [Takahashi et al., 2005, 2007]. Таким образом, основная цель нашей работы — экспериментальное изучение влияния отдельных штаммов гетеротрофных бактерий, широко распространенных в природных и техногенных водах Дальнего Востока РФ [Калитина и др., 2015], на процессы водной миграции и фракционирования REY в условиях кислых значений pH.

Материалы и методы исследований. Исследование биосорбции REY было выполнено на 5 различных бактериальных штаммах, устойчивых к этим элементам и выделенных из различных типов природных и техногенных вод (табл. 1). Идентификацию чистых культур бактерий осуществляли молекулярными методами 16 S р PHK.

Выделенные чистые культуры микроорганизмов формировали круглые, выпуклые колонии желтого (Microbacterium sp.), розового (Curtobacterium sp.), белого (Bacillus subtilis) и бежевого цвета (Pseudomonas putida, Bacillus pumilis) и были представлены грамположительными и грамотрицательными палочками разной длины 0,52-4,52 мкм (рис. 1). Для получения чистых культур бактерий использовали метод Дригальского [Руководство..., 1995]. Морфологию бактерий определяли на оптическом микроскопе «Axio Lab.A1» («Carl Zeiss»). Дифференцировку бактерий по биохимическим свойствам их клеточной стенки проводили с помощью метода Грама [Руководство..., 1995]. Бактерии выращивали на питательной среде ҮК следующего состава (г/л): CaCO<sub>3</sub> 1; MgSO<sub>4</sub> 1; пептон 5; агар 15; дрожжевой экстракт 5; глюкоза 0,2; К<sub>2</sub>НРО<sub>4</sub> 0,2; дистиллированная вода 1 л.

Предварительно чистые культуры бактерий засевали в чашки Петри с питательной средой и инкубировали при 30 °С в течение 24 ч. Затем бактериальные суспензии переносили в колбы с питательной средой объемом 50 мл и выращивали в термостате при 30 °С в течение суток. После этого 5 колб, содержащих 500 мл жидкой питательной среды ҮК, инокулировали бактериальными культурами и культивировали в течение 17 ч, что соответствовало стационарной фазе роста исследуемых бактерий. Затем бактерии отделяли от питательной среды центрифугированием при 3000 оборотов в мин в течение 15 мин, супернатант сливали и осадок промывали 5 раз 1,0 мМ раствором NaCI. Определение сухой массы бактерий выполнено путем дегидратации суспензии (5 мл) в сушильном

шкафу при 50 °С. Сорбционные эксперименты проводили в полипропиленовых колбах объемом 50 мл. В колбы наливали 0,01 М раствор NaCl в количестве 50 мл, куда вводили раствор REY, который составлял в среднем 1,0605986 мкг/л. Затем в колбу вводили биомассу, концентрация которой в пересчете на сухую массу составила в среднем 3,4578459 г/л.

	Таблица	1
Исходные данные эксперимента		

і клеточной нки	Источник микроорганизмов	Род, вид выделенных бактерий	Начальная концентра- ция суммы REY, ppb	
Тиг сте		_	pH 2	pH 4
Грамположительные гетеро- трофные бактерии	Подземные рассолы Приморского края	Microbacterium sp.	14,48	14,22
	Кислые техногенные воды золотополиметал- лического месторожде- ния, Восточная Сибирь	Bacillus subtilis	14,22	13,96
	Кислые техногенные воды хвостохранилища Краснореченской обо- гатительной фабрики, Приморский край	Bacillus pumilis	15,19	14,79
Грамотрицатель- ные гетеротрофные бактерии	Горячие источники вулкана Мутновский, Камчатка	Curtobacterium sp.	15,89	15,59
	Нейтральные воды хво- стохранилищ Красноре- ченской обогатительной фабрики, Приморский край	Pseudomonas putida	15,05	15,10

Исследование сорбции REY на различных видах бактерий проводилось при разных значениях pH (pH 4, pH 2). После внесения биомассы образцы осторожно встряхивали на качалке при режиме 100 оборотов/мин и спустя 10, 35, 70, 140, 260 мин и 1 сут отделяли растворенные формы REY от сорбированных на клеточных стенках бактерий путем фильтрации через мембранные нитроцеллюлозные фильтры (25 мм, 0,22 мкм, Sartorius). После этого фильтрат подкисляли высокочистой концентрированной HNO<sub>3</sub> до 5% по объему для консервации и стабилизации растворенных форм REY до проведения инструментальных испытаний.

Для определения концентрации элементов в подкисленных фильтратах использовался квадрупольный масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой «Agilent 7700х» с фторопластовой системой введения образца в режиме анализа низкоминерализованных растворов.

Для описания распределения REY между водным раствором и различными видами бактерий использовали коэффициент распределения *K<sub>d</sub>*:

$$K_d = \frac{[REY]_{sorb}}{[REY]_{dis}} = \frac{[REY]_{init} - [REY]_{dis}}{[REY]_{dis}},\qquad(1)$$













Рис. 1. Фото морфологических форм бактерий, выделенных из природных и техногенных вод Дальнего Востока России

где  $[REY]_{sorb}$  — содержание REY, адсорбированных на бактериях, мкг/кг;  $[REY]_{dis}$  — содержание REY в растворе, мкг/кг;  $[REY]_{ini}$  — начальная концентрациях REY, мкг/кг.

Результаты исследований и их обсуждение. Известно, что сорбция ионов металлов микроорганизмами происходит двумя возможными способами: она может быть либо активной (биоаккумуляция), либо пассивной (биосорбция). При этом биоаккумуляция характерна для живых клеток и регулируется их метаболической активностью, а пассивная может происходить как на поверхности живых, так и мертвых микроорганизмов и не зависит от метаболической активности клеток. При биосорбции происходит химическое взаимодействие металлов по механизмам ионного обмена, адсорбции, комплексо- и хелатообразования с функциональными группами на поверхности клеточных оболочек. Физико-химические параметры этих процессов регулируются, во-первых, формами нахождения металлов в растворе, а во-вторых, поверхностными свойствами клеток.

Поверхность клеточной оболочки грамположительных бактерий организована сравнительно просто. Клеточная стенка имеет значительную толщину (около 35 нм) и состоит преимущественно из множества слоев пептидогликана (до 90% ее сухой массы), кроме того в ее состав входят тейхоевые кислоты, полисахариды и белки.

Грамотрицательные бактерии, наоборот, имеют сравнительно тонкую клеточную стенку (не более 10 нм), в которой не больше двух слоев пептидогликана (не более 20% сухой массы). На пептидогликановом каркасе находится пластичный слой, толщина которого значительно превышает размеры монослоя пептидогликана, на котором расположены фосфолипиды, липополисахариды и белки.

В ходе проведения эксперимента выявлено постоянное перераспределение содержания REY между всеми штаммами бактерий и раствором, а также установлено значительное влияние кислотности среды на сорбционную емкость бактерий. Графики изменения коэффициента распределения биосорбции REY в зависимости от pH среды в различные интервалы времени (10, 35, 70, 140, 280 мин и 1 сут) представлены на рис. 2. Очевидно, что наиболее интенсивно процесс биосорбции протекает при pH 4, в то время как в более кислых условиях (pH 2) процесс замедлен. Наибольшая скорость сорбции REY бактериями выявлена в начале эксперимента, далее отмечается их десорбция.

Для штаммов Microbacterium sp., Bacillus pumilis и Pseudomonas putida при pH 4 наибольшая скорость сорбции с практически полным насыщением биомассы REY отмечена в первые 10 мин экспериментов, а для штаммов Curtobacterium sp. и Bacillus subtilis — после 35 мин с момента культивирования (рис. 2). Более позднее насыщение REY клеток микроорганизмов штаммов Curtobacterium sp. и Bacillus subtilis, возможно, связано с отличающимся (от других бактериальных штаммов) элементным составом клеточных стенок.

В более кислых условиях (при рН 2) наибольшая сорбция REY достигалась через 10 мин только для штаммов Microbacterium sp. и Pseudomonas putida, через 140 мин — для штамма Bacillus subtilis, через 280 мин — для штамма Bacillus pumilis и через сутки — для штамма Curtobacterium sp. На рис. 2 видно, что для всех штаммов бактерий понижение pH растворов до 2 приводит к тому, что сорбируется меньшее количество REY. Известно, что в кислых растворах функциональные группы биополимеров бактериальной клетки протонизированы, и при взаимодействии катионов REY с потенциальными центрами связывания происходит высвобождение протонов [Кореневский и др., 1997], вероятно, поэтому при подкислении среды до рН 2 происходит снижение сорбционной способности биомассы всех изученных бактерий.

Кроме того, для штаммов Curtobacterium sp., Bacillus subtilis, Bacillus pumilis отмечено измене-

ние скорости биосорбции. Интересно отметить, что максимальная сорбция REY на грамотрицательных бактериях штамма Pseudomonas putida, как при pH 2, так и при pH 4, происходит после 10 мин эксперимента. Это может быть связано с тем, что клеточная стенка грамотрицательных бактерий имеет защитную внешнюю мембрану, поэтому, возможно, они более устойчивы к изменению кислотно-щелочных условий среды и, соответственно, имеют больший потенциал для биосорбции в кислых растворах.

Инерционность процесса сорбции при более кислых условиях среды также отмечена в работе [Takahashi et al., 2007] для бактерий чистых культур (Bacillus subtilis, Escherichia coli, Alcaligenes faecalis, Shewanella putrefaciens, Pseudomonas fluorescens), культивированных в лаборатории. Наиболее вероятно, наблюдаемая инерционность связана с уменьшением протонировании при низких значениях pH [Fein et al., 2001; Châtellier, Fortin, 2004] и регулируется процессами приспособления микроорганизмов к неблагоприятным условиям среды.

В ходе экспериментов выявлена избирательность биосорбции REY бактериями. Установлено, что грамположительные бактерии (штаммы Microbacterium sp., Bacillus subtilis, Bacillus pumilis) при pH 2 меньше всего сорбируют Er, а при pH 4 — Ce, активнее предпочитая Pr (штамм Microbacterium sp., pH 2; Bacillus subtilis, pH 2; Bacillus pumilis, pH 4), Eu (Microbacterium sp., pH 4), Tb (Bacillus subtilis, pH 2 и 4), Yb (Bacillus pumilis, pH 4) (рис. 2, табл. 1).

В случае грамотрицательных бактерий (штаммы Curtobacterium sp. и Pseudomonas putida) наименьший коэффициент сорбции характерен для Се при pH 4, а при pH 2 — для Се (Pseudomonas putida) и Er (Curtobacterium sp.), наибольший — для Sm (Curtobacterium sp., pH 2; Pseudomonas putida, pH 2) и Tm (Pseudomonas putida, pH 4) (рис. 2, табл. 1). Таким образом, полная зависимость селективной сорбции REY от типа клеточной стенки бактерий на данном этапе не выявлена.

Селективность биосорбции REY бактериями чистых культур (B. subtilis, E. coli, A. faecalis, S. putrefaciens, P. fluorescens) упоминается в работах [Takahashi et al., 2005, 2007]. В этих исследованиях выявлено, что максимальную сорбцию среди REY имеют Sm и Eu, а активными сорбционными центрами на стенках бактерий служат фосфорильные и другие соединения. В случае биосорбции РЗЭ на биопленках, содержащих бактерии Gallionella, Leptothrix, Propionibacterium ssp, Leptothrix ssp и др., отобранных из донных отложений пруда Будо в Хиросиме (Япония), как и в случае чистых культур бактерий, обнаружена похожая картина селективности сорбции и показано похожее изменение значений коэффициента сорбции РЗЭ, в частности обогащение тяжелыми P39 [Takahashi et al., 2007].



Рис. 2. Изменение коэффициента сорбции различных форм бактерий, выделенных из природных и техногенных вод Дальнего Востока России при разных pH среды (2 и 4): *a*, *δ* − Microbacterium sp.; *b*, *e* − Curtobacterium sp.; *d*, *e* − Bacillus subtilis;→



Рис. 2 (Окончание). ж, з – Bacillus pumilis; и, к – Pseudomonas putida. Пояснение о номерах штаммов см. табл. 1

Наиболее вероятный механизм биосорбции REY, скорее всего, заключается в быстром поглощении REY из раствора клетками бактерий за счет хемосорбции. При этом, согласно данным [Takahashi et al., 2005, 2007], можно предположить, что сорбция РЗЭ микроорганизмами связана с фосфатсодержащими соединениями микробных клеток, таких, как фосфаты, полифосфаты, нуклеиновые кислоты, фосфолипиды, фосфорилированные полисахариды. После сорбции бактерии, возможно, выделяют ферменты или трансферазы, которые способствуют частичному извлечению REY из клеточных стенок и вызывают дальнейшие колебания процессов сорбции-десорбции REY. Более того, трансферазы обладают способностью перемещать функциональные группы от одной молекулы к другой, в том числе перемещать фосфатные группы между соединениями, и таким образом колебать процесс сорбции.

В отличие от результатов эксперимента, проведенного Такаши с соавторами [Takahashi et al., 2007], нам не удалось проследить отличия в профилях распределения REY в зависимости от типа бактерий (положительные или отрицательные) при одних и тех же значениях pH.

Для всех штаммов на время максимальной сорбции была рассчитана общая сумма РЗЭ ( $\Sigma$ REE), сумма легких РЗЭ (LREE) и сумма тяжелых РЗЭ (HREE) (табл. 2).

Также был рассчитан ряд отношений — Y/Ho, Nd/ $\Sigma$ REE, (La/Yb)<sub>NASC</sub>, в том числе нормиро-

ванных к североамериканскому сланцу (NASC) [Gromet et al., 1984] — Ce/Ce<sub>n</sub>, Eu/Eu<sub>n</sub>, Dy/Dy<sub>n</sub>, Nb/Nb<sub>n</sub>:

$$\operatorname{Ce/Ce}_{n} = \log\left(\frac{2\operatorname{Ce}}{\operatorname{La}_{n} + \operatorname{Pr}_{n}}\right),$$
 (2)

$$\mathrm{Eu}/\mathrm{Eu}_{n} = \log\left(\frac{2\,\mathrm{Eu}}{\mathrm{Sm}_{n} + \mathrm{Gd}_{n}}\right),\tag{3}$$

$$Dy/Dy_n = \log\left(\frac{2Dy}{Tb_n + Ho_n}\right),$$
(4)

$$Nd/Nd_n = log\left(\frac{2Nd}{Pr_n + Sm_n}\right),$$
 (5)

где La<sub>n</sub>, Yb<sub>n</sub>, Ce<sub>n</sub>, Eu<sub>n</sub>, Dy<sub>n</sub>, Nb<sub>n</sub> — нормализованные содержания элементов по отношению к североамериканскому сланцу [Gromet et al., 1984]. Для всех исследованных штаммов выявлена отчетливо выраженная отрицательная цериевая аномалия Ce/Ce<sub>n</sub> (изменяется от -0.76 до -0.80), которая подтверждает присутствие окислительной обстановки во время эксперимента сорбции и

предполагает окисление  $Ce^{3+}$ до  $Ce^{4+}$ , тем самым способствуя его преимущественной сорбции на бактериях из воды (табл. 2, рис. 2).

Следует отметить, что наблюдается слабое фракционирование между тяжелыми и легкими РЗЭ в ходе сорбции всеми исследуемыми штаммами бактерий. В среднем при pH 2 сорбируется 42,84% LREE и 57,16% HREE от общего содержания, а при pH 4 — 43,46% LREE и 56,54% HREE (табл. 2).

Отношение  $(La/Yb)_{NASC}$  практически одинаково во всех случаях и лежит в диапазоне 0,09–0,1. Положительная европиевая аномалия  $(Eu/Eu_n)$  составляет 0,66; отрицательная диспрозиевая аномалия  $(Dy/Dy_n) = -0.8$ , причем они одинаковы для всех штаммов (табл. 2).

Заключение. Результаты экспериментального исследования влияния гетеротрофных бактерий на фракционирование REY в условиях кислой среды (pH 2:4) показывают, что кислотность среды значительно влияет на фракционирование (биосорбцию) REY, что характерно для биосорбции

Таблица 2

Значения коэффициента максимальной сорбции РЗЭ и У на гетеротрофных бактериях по экспериментальным данным

	Microbacterium sp.		Curtobacterium sp.		Bacillus subtilis		Bacillus pumilis		Pseudomonas putida	
Элемент	pH 2	pH 4	pH 2	pH 4	pH 2	pH 4	pH 2	pH 4	pH 2	pH 4
	К <sub>d</sub> (10 мин)	К <sub>d</sub> (10 мин)	К <sub>d</sub> (1 сут)	К <sub>d</sub> (35 мин)	К <sub>d</sub> (140 мин)	К <sub>d</sub> (35 мин)	К <sub>d</sub> (280 мин)	К <sub>d</sub> (10 мин)	К <sub>d</sub> (10 мин)	К <sub>d</sub> (10 мин)
Y	3,82	124,74	24,83	147,41	15,66	102,90	5,79	48,15	30,14	109,87
La	5,32	107,85	26,75	145,36	24,43	107,92	9,28	58,27	42,35	113,18
Ce	3,90	69,02	22,05	80,84	18,31	71,09	7,00	32,93	21,43	52,63
Pr	7,56	184,63	49,11	238,96	27,45	180,88	11,95	103,58	77,38	255,53
Nd	5,82	109,06	40,12	126,74	22,67	98,39	9,04	52,21	53,15	126,13
Sm	6,69	190,76	64,46	204,96	25,47	158,65	9,58	83,18	78,15	225,04
Eu	7,03	221,80	61,57	263,02	27,07	199,82	9,72	88,19	74,71	225,19
Gd	6,58	143,88	53,63	209,48	25,78	142,42	8,99	77,96	61,26	204,89
Tb	7,04	190,00	59,04	308,26	27,76	203,24	10,05	96,45	72,17	259,88
Dy	6,58	148,88	47,80	226,60	23,18	149,38	9,81	74,40	64,34	194,34
Но	6,73	208,78	43,85	261,77	22,24	169,76	10,43	95,90	60,81	259,81
Er	3,45	126,70	21,82	133,14	11,37	100,03	5,73	61,71	26,75	131,57
Tm	7,25	204,78	32,45	195,48	17,58	131,60	12,87	82,75	62,39	273,00
Yb	7,55	168,49	29,97	167,91	14,16	117,65	13,55	78,56	65,08	176,00
∑РЗЭ	12,43	14,12	15,46	15,50	13,52	12,86	13,77	14,58	14,77	15,00
Y	0,82	1,01	1,09	1,11	0,95	0,99	0,93	1,04	1,04	1,07
LREE	5,29	6,05	6,63	6,64	5,85	5,93	5,87	6,24	6,32	6,42
HREE	7,14	8,08	8,82	8,86	7,67	6,93	7,90	8,35	8,45	8,59
LREE, %	42,58	42,81	42,91	42,82	43,24	46,13	42,65	42,76	42,78	42,78
HREE, %	57,42	57,19	57,09	57,18	56,76	53,87	57,35	57,24	57,22	57,22
(La/Yb) <sub>NASC</sub>	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10
Nd/∑P3Э	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07
Y/Ho	0,91	1,00	0,98	1,00	0,98	1,00	0,93	0,99	0,98	0,99
Ce/Ce <sub>n</sub>	-0,80	-0,76	-0,77	-0,76	-0,77	-0,76	-0,78	-0,77	-0,77	-0,77
Eu/Eu <sub>n</sub>	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66
Dy/Dy <sub>n</sub>	-0,80	-0,80	-0,80	-0,80	-0,80	-0,80	-0,80	-0,80	-0,80	-0,80
Nb/Nb <sub>n</sub>	-0,71	-0,70	-0,70	-0,70	-0,70	-0,70	-0,70	-0,70	-0,70	-0,70

многих металлов. Установлено, что наибольшая сорбируемость REY характерна для водных сред с pH 4, значения K<sub>d</sub> в водных растворах с pH 2 практически на порядок ниже, чем в более нейтральных растворах. Биосорбционные свойства бактерий регулируются присутствием в их структуре определенных функциональных групп, которые способны образовывать химические связи с металлами.

Обнаружено постоянное перераспределение содержания REY между бактериями и раствором — для всех штаммов наибольшая скорость сорбции REY выявлена в начале эксперимента, далее отмечается их десорбция, затем происходит дальнейшая биосорбция REY. Во всех опытах выявлена избирательность биосорбции всех штаммов бактерий к REY, однако отчетливая зависимость селективной биосорбции от типа клеточной стенки бактерий на данном этапе не установлена.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.

Бузолева Л.С., Безвербная И.П., Журавель Е.В., Калитина Е.Г. Микробиологический мониторинг качества морской среды окраинных морей Российского Дальнего Востока // Океанология. 2006. Т. 46. С. 55–62.

Калитина Е.Г., Харитонова Н.А., Челноков Г.А., Bax E.A. Микробиологический состав углекислых минеральных вод Приморского края (распространение, численность бактерий, условия их обитания // Вестн. ДВО РАН. 2015. Т. 183, № 5. С. 53–62.

Кореневский А.А., Сорокин В.В., Каравайко Г.И. Взаимодействие ионов РЗЭ с клетками Candida utilis // Микробиология. 1997. Т. 66. С. 198–205.

Руководство к практическим занятиям по микробиологии / Под ред. Н.С. Егорова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 224 с.

Харитонова Н.А., Вах Е.А., Челноков Г.А., Чудаев О.В. и др. Геохимия редкоземельных элементов в подземных водах Сихотэ-Алиньской складчатой области (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геол. 2016. Т. 35. С. 68–83.

*Beveridge T.J., Doyle R.J.* Metal Ions and Bacteria. N.Y.: John Wiley & Sons, 1989. 323 p.

Bragin I.V., Chelnokov G.A., Chudaev O.V., Kharitonova N.A. Fractionation of Rare-earth elements in surface streams of Baransky Volcano (Etorofu, Southern Kuriles) // Proced. Earth and Planet. Scien. 2017. Vol. 17. P. 45–48.

*Châtellier X., Fortin D.* Adsorption of ferrous ions onto Bacillus subtilis cells // Chem. Geol. 2004. Vol. 212. P. 209–228.

*Fein J.B., Martin A.M., Wightman P.G.* Metal adsorption onto bacterial surfaces: development of a predictive approach // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2001. Vol. 65. P. 4267–4273.

Gromet L.P., Haskin L.A., Korotev R.L., Dymek R.F. The «North American shale composite": Its compilation, major

Полученные результаты показывают, что при рН 2 грамположительные бактерии меньше всего сорбируют Er, а грамотрицательные — Се, в то же время при рН 4 грамположительные — Се, а грамотрицательные — Се и Ег. Установлено, незначительное фракционирование между тяжелыми и легкими РЗЭ в ходе биосорбции всеми исследуемыми штаммами бактерий. В среднем при рН 2 сорбируется 42,84% легких и 57,16% тяжелых РЗЭ от общего содержания, а при рН 4—43,46% легких и 56,54% тяжелых РЗЭ. Для всех исследованных штаммов выявлена отчетливо выраженная отрицательная цериевая и диспрозиевая аномалии (Ce/Ce<sub>n</sub> изменяется от -0,76 до -0,80,  $Dy/Dy_n$  составляет -0.8), а также положительная европиевая аномалия (Eu/Eu<sub>n</sub>=0,66) и практически одинаковое отношение (La/Yb)<sub>NASC</sub>, лежащее в диапазоне 0,09-0,1.

and trace element characteristics // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 48. P. 2469–2482.

Johannesson K.H., Palmore C.D., Fackrell J., Prouty N.G., Swarzenski P.W., Chevis D.A., Telfeyan K., White C.D., Burdige D.J. Rare earth element behavior during groundwater — seawater mixing along the Kona Coast of Hawaii // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2017. Vol. 198. P. 229–258.

*Muecke G.K., Pride C., Sarkar P.* Rare-earth element geochemistry of regional metamorphic rocks // Physics and Chemistry of the Earth. 1979. Vol. 11. P. 449–464.

*Price R.C., Gray C.M., Wilson R.E.* et al. The effects of weathering on rare-earth element, Y and Ba abundances in Tertiary basalts from southeastern Australia // Chem. Geol. 1991. Vol. 93. P. 245–265.

*Sholkovitz E.R.* Chemical evolution of rare earth elements: fractionation between colloidal and solution phases of filtered river water // Earth and Planet. Scien. Lett. 1992. Vol. 114. P. 77–84.

Sholkovitz E.R. The aquatic chemistry of rare earth elements in rivers and estuaries // Aquatic Geochem. 1995. Vol. 1. P. 1-34.

*Takahashi T., Chatellier X., H. Hattori K.* et al. Adsorption of rare earth elements onto bacterial cell walls and its implication for REE sorption onto microbial mats // Chem. Geol. 2005. Vol. 219, N 1–4. P. 53–67.

*Takahashi Y., Hirata T., Shimizu H.* et al. A rare earth element signature of bacteria in natural waters // Chemi. Geol. 2007. Vol. 244. P. 569–583.

*Taylor S.R., McLennan S.M.J.* The significance of the rare earths in geochemistry and cosmochemistry // Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths. 1988. Vol. 11. P. 485–578.

*Wood S.A.* The geochemistry of rare earth elements and yttrium in geothermal waters // Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 2003. Vol. 10. P. 133–158.

Поступила в редакцию 18.10.2017

# А.В. Старовойтов<sup>1</sup>, М.Ю. Токарев<sup>2</sup>, Я.Е. Терехина<sup>3</sup>, Н.А. Козупица<sup>4</sup>

# СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОАКУСТИКИ<sup>5</sup>

Впервые рассмотрено геологическое строение акваторий, прилегающих к Беломорской биологической станции МГУ, — губы Ругозерской и пролива Великая Салма (Кандалакшский залив Белого моря) по сейсмоакустическим данным. Изучены морфология кровли архейского фундамента, строение четвертичного осадочного покрова и рельеф дна. Выделен комплекс ледниковых отложений последнего оледенения и сложнопостроенная толща ледниково-озерных, ледниково-морских и морских осадков. Исследовано их пространственное расположение и характер изменения мощности. Показано, что современный рельеф дна определяется разрывными нарушениями в основном северо-западного и северо-восточного простирания, которые затрагивают весь осадочный разрез, включая голоценовые осадки.

*Ключевые слова*: Кандалакшский залив, Белое море, сейсмоакустика, ледниковые отложения, поздне-послеледниковый комплекс, архейский фундамент.

The geological structure of the water area adjacent to the White Sea biological research station of the Moscow State University (the Rugoserskaya bay and the Great Salma strait, the Kandalaksha gulf of the White Sea) was examined for the first time basing on seismoacoustic data. The morphology of top of the Archaean basement, the structure of the Quaternary sedimentary cover and the bottom topography were studied. A sequence of glacial deposits dating back to the last glaciation and a compound sequence of glaciolacustrine, glacial-marine and marine sediments were delineated. Spatial configuration and thickness behavior were examined. It was demonstrated that the recent bottom topography is controlled by the faults, characterized predominantly by north-western and the north-eastern strike, and affecting the entire sedimentary cover including the Holocene sediments.

*Key words:* The Kandalaksha gulf, the White Sea, seismoacoustics, glacial deposits, late-post-glacial sequence, Archaean basement.

Введение. С 2004 г. на Белом море в районе Беломорской биологической станции (ББС) МГУ имени М.В. Ломоносова проводится учебно-научная морская геофизическая практика для студентов-геофизиков геологического факультета. Цель практики — ознакомление студентов с методами непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), гидролокации бокового обзора (ГЛБО) и георадиолокации (на пресноводных озерах и суше). Исследования проводились последовательно на отдельных участках, и к настоящему времени практически вся прилегающая к ББС акватория покрыта плотной сеткой профилей НСП и ГЛБО (рис. 1).

Район практики находится в пределах Беломорского мегаблока, который подстилает большую часть Белого моря. Слагающие его породы архея (возраст 3,0-2,5 млрд лет) выступают на поверхность на северном, южном и западном побережьях. Беломорская серия состоит в основном из различных гнейсов, преимущественно биотитовых и гранат-биотитовых, а также амфиболитов. Общая мощность серии предположительно составляет 8-10 км, но, возможно, она завышена. Структура чрезвычайно сложная, образована в результате проявления нескольких фаз деформации. В рифее структура Беломорского мегаблока осложнилась образованием наложенного на его осевую часть Кандалакшского грабен-прогиба. Отложения этого прогиба в настоящее время выступают на дневную поверхность вдоль Терского берега Белого моря в виде сероцветной мелководно-морской

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, доцент; *e-mail*: starovoytov\_msu@mail.ru

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, вед. науч. с.; *e-mail*: tokarev@decogeo.com

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, науч. с. *e-mail*: yana.msu@gmail.com

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра литологии и морской геологии, аспирант; *e-mail*: natako1701@gmail.com

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Работа выполнена в рамках темы «Разработка программно-аппаратных комплексов для поиска, разведки, геофизического и геохимического мониторинга разработки месторождений углеводородов, в том числе в труднодоступных регионах и сложных природно-климатических условиях» при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации с использованием оборудования, приобретенного по Программе развития МГУ имени М.В. Ломоносова (соглашение № 14.607.21.0187 о предоставлении субсидии от 26 сентября 2017. Уникальный идентификатор соглашения RFMEFI60717X0187).



Рис. 1. Схема расположения профилей НСП в губе Ругозерская и проливе Великая Салма

турьинской и красноцветной аллювиальной терской обломочных свит, которые относятся к рифею-венду. Опускания Кандалакшского грабена возобновились в новейшее время, что привело к образованию одноименного залива и современной центральной акватории Белого моря [Хаин, 1977; Слабунов, 2008; Балуев и др., 2009]. В западной части Беломорской впадины, где находится ББС, на породах фундамента залегают четвертичные отложения позднеплейстоценового-голоценового возраста, которые имеют разнообразный состав от ледниковых до морских [Невесский и др., 1977; Спиридонов и др., 1980]. Более древние осадочные отложения здесь не обнаружены.

Начало планомерному изучению строения осадочного чехла в Беломорской впадине с помощью геофизических методов было положено во время комплексных геолого-геофизических экспедиций, проводившихся с 1972 г. сотрудниками лаборатории сейсмоакустики геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и отдела морских исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). На большей части акватории Белого моря была выделена кровля кристаллического фундамента архейского возраста, изучена верхняя часть разреза рифейских и вендских отложений и выявлены основные особенности разреза позднеплейстоценовых-голоценовых отложений. Полученные данные обобщены в ряде работ [Девдариани и др., 1976; Спиридонов и др., 1980; Девдариани, 1985]. Для всех частей разреза определены основные типы волновых картин [Девдариани, 1985; Девдариани и др., 1993], что позволило в дальнейшем использовать разработанную методику интерпретации данных НСП для анализа материалов, полученных при работах на шельфах Баренцева и Карского морей.

В районе расположения практики вдоль югозападного побережья Кандалакшского залива Белого моря по имеющимся материалам отложения рифея и венда отсутствуют, а позднеплейстоценовые-голоценовые отложения залегают на архейских гнейсах Беломорского мегаблока [Слабунов, 2008; Кубышкина и др., 2012; Сорокин и др., 2009]. Полученные материалы позволили существенно дополнить методику интерпретации как сейсмоакустических данных, так и материалов гидролокации бокового обзора применительно к гляциальному шельфу Западной Арктики, впервые получить данные о строении осадочного чехла в губе Ругозерская и проливе Великая Салма Кандалакшского залива Белого моря и значительно уточнить рельеф дна на этих участках. В статье рассматриваются основные результаты сейсмоакустических исследований.

Материалы и методы исследований. Сейсмоакустические наблюдения проводились с двумя типами источников — электроискровым (спаркером) и электродинамическим (бумером). Частотный состав возбуждаемых колебаний менялся от нескольких сотен герц до 1500 Гц. Работы выполнялись в двух методических вариантах — приповерхностном, когда источник и приемник находились на согласованной глубине [Калинин и др., 1983], и заглубленном [Токарев, 2016]. Разрешающая способность по вертикали менялась от нескольких



Рис. 2. Фрагмент сейсмограммы с примером выделения основных комплексов в разрезе губы Ругозерской: 1, 2 – границы между фундаментом и мореной (1) и мореной и надморенным слоистым комплексом (2); 3 – кровля газонасыщенных отложений. Справа от разреза показаны значения амплитуды

десятков сантиметров до 1,0–1,5 м. Бо́льшая часть материалов получена с многоканальной косой, состоящей из 16 приемников, расположенных с шагом 2 м, длина косы 32 м. Позиционирование осуществлялось при помощи эхолота-навигатора «Lowrance LMS 320». Эта модель совмещает в одном корпусе эхолот и GPS-навигатор. Точность привязки по паспортным данным — 15 м. Расстояние между профилями, как правило, не превышало 100 м (рис. 1).

Результаты исследований и их обсуждение. Примеры типов разрезов. По данным сейсмоакустического профилирования выделено несколько основных типов строения разрезов, которые наиболее часто встречаются в рассматриваемом районе. Типичный для губы Ругозерская разрез представлен на рис. 2. Нижняя часть разреза имеет хаотический тип волновой картины, от залегающих выше сейсмокомплексов отделяется интенсивными осями синфазности отраженных волн (на рис. 2 показаны цифрой 1). Этот сейсмокомплекс соотносится с комплексом архейских гнейсов (фундамент). Выше залегает сейсмокомплекс с хаотическим типом волновой картины, резко изменчивой мощностью и холмообразной формой в разрезе, который по комплексу признаков отнесен к ледниковым образованиям [Девдариани, 1993]. Самые молодые осадки, которые перекрывают ледниковые отложения, имеют слоистый тип волновой картины и характерные сейсмические признаки наличия газонасыщенности в осадках [Шалаева, Старовойтов, 2010; Иванова и др., 2016].

В проливе Великая Салма разрез существенно меняется. Ледниковые образования встречаются только на мелководных участках. В глубоководной центральной части пролива мощность отложений, залегающих на фундаменте, резко увеличивается, и они в основном сложены оползневыми толщами



Рис. 3. Фрагмент поперечного сейсмоакустического профиля через центральную глубоководную часть пролива Великая Салма: 1 — кровля фундамента (подошва оползневого тела); 2 — кровля оползневого тела. Справа от разреза показаны значения амплитуды



Рис. 4. Фрагмент поперечного сейсмоакустического профиля через центральную часть пролива Великая Салма (расположен на юге от м. Корожный, см. рис. 1): 1, 3 — нижнее и верхнее оползневые тела соответственно; 2, 5 — нижний и верхний слоистые комплексы соответственно; 4 — смена слоистого комплекса на хаотический. Черная вертикальная линия — разрывное нарушение. Справа от разреза — значения амплитуды

разной мощности с сложной внутренней структурой, на которых залегает комплекс тонкослоистых, субгоризонтально залегающих, по-видимому, морских осадков (рис. 3).

Далее по направлению к месту впадения пролива в собственно Кандалакшский залив Белого моря на многих участках строение четвертичного покрова усложняется еще больше (рис. 4). Разрез представлен здесь чередованием комплексов с хаотическим и слоистым типами волновой картины. Хаотические комплексы (1 и 3 на рис. 4) — типичные оползневые образования. Показана резкая смена отложений с горизонтально-слоистым типом волновой картины на образования с хаотическим внутренним строением (т.е. деформированных, 4 на рис. 4). Верхний стратифицированный сейсмокомплекс, очевидно, представлен голоценовыми морскими осадками.

Сводный разрез. На основе результатов предыдущих сейсмоакустических исследований в Беломорской впадине и данных, полученных в рассматриваемых районах, была выделена кровля архейского фундамента и изучен залегающий на нем сложный комплекс четвертичных отложений. Обобщенный разрез представляется следующим (рис. 5). Все выделенные сейсмические комплексы (СК) в основном существенно отличаются по типу волновой картины и разделены границами несогласий.

Породы фундамента (архейские гнейсы Беломорского блока) имеют акустически прозрачный или хаотический типы записи. Последний тип, вероятно, отражает строение более разрушенных, трещиноватых блоков. Оси синфазности отраженных волн в породах фундамента отсутствуют. Рельеф кровли довольно сложный, может быть представлен отражениями различного частотного состава. На сейсмоакустических разрезах кровля гнейсов архея в районе — самая нижняя отражающая граница.

Четвертичная толща, залегающая на архейских гнейсах, в основании которой практически везде присутствуют ледниковые отложения, имеет максимальную мощность несколько десятков метров. Собственно ледниковые отложения (морена) на сейсмограммах характеризуются неслоистым типом волновой картины — от акустически прозрачной до хаотической с резко изменчивой мощностью (рис. 2) [Девдариани и др., 1993]). При исследованиях на высоких частотах (>800-1000 Гц) и при мощности морены >15-20 м в некоторых случаях не удается уверенно выделить подошву ледникового сейсмокомплекса, что затрудняет его картирование вследствие схожести волновых картин, соответствующих породам фундамента и морене. Волновые картины в ледниковых отложениях отличаются, очевидно, в зависимости от их литологического состава и могут меняться от акустически прозрачной до хаотической.

Сейсмические комплексы, залегающие на ледниковых отложениях, а иногда и на породах архея (объединяемые в надморенный комплекс), отличаются прежде всего наличием слоистости различного типа (рис. 2–5). Резкие изменения мощности отдельных элементов этой части разреза (вплоть до исчезновения) и в целом всего над-



моренного комплекса на небольшом расстоянии сильно затрудняют его картирование, особенно сопоставление отдельных толщ по латерали. На основе результатов донного опробования отложения, залегающие на морене, были разделены на три основных сейсмокомплекса, которые разделены границами несогласий и соответствуют (снизу-вверх), по-видимому, ледниково-озерным, ледниково-морским и морским отложениям [Спиридонов и др., 1980; Кубышкина и др., 2012]. Суммарная мощность надморенного осадочного комплекса может достигать 120 м.

**Рельеф дна.** Район, прилегающий к биостанции МГУ, в целом представляет собой один из небольших заливов, являющихся частью Кандалакшского залива Белого моря. В кутовой (западной) части находится так называемая Ругозерская губа, восточная часть получила название пролив Великая Салма (рис. 1). В рельефе поверхности дна выделяются два основных участка, отличающихся по глубине. Граница между ними проходит немного восточнее п-ова Киндо (м. Киндо). На западном участке, более мелководном, глубина не превышает 30–35 м, восточнее п-ова Киндо наблюдается довольно резкое увеличение глубины до 50–80 м, а в восточной части района исследований в месте впадения пролива Великая Салма в Кандалакш-

ский залив глубина увеличивается до 130-140 м (рис. 6). Одновременно с увеличением глубины происходит довольно резкое расширение пролива. Его центральная, наиболее глубоководная часть представляет собой вытянутую в юго-восточном направлении узкую долину шириной до 2 км, углы наклона дна на бортах которой достигают 4-7° (редко больше). Долина имеет прямолинейную форму, в целом параллельна юго-западному побережью о-ва Великий, в плане продолжает пролив, соединяющий губу Ругозерская и пролив Великая Салма. Следует отметить, что на плоском днище долины выделяются вытянутые также в юго-восточном направлении локальные впадины. Прилегающие к долине с северо-востока и юго-запада мелководные участки сильно отличаются — югозападный характеризуется сильной изрезанностью береговой линии, наличием многочисленных островов и мелководных участков, занимающих значительную площадь (рис. 6).

Строение кровли архейского фундамента. На сейсмоакустических разрезах самая нижняя отражающая граница, как правило, представлена кровлей архейских пород фундамента — гнейсов, имеющих возраст 2,8–3,0 млрд лет [Слабунов, 2008]. На некоторых участках породы фундамента выходят на дно. На большей части изученной



акватории кровля архейского комплекса залегает на глубине до 50 м, за исключением юго-восточной части пролива Великая Салма, где в устьевой части кровля погружается до глубины около 200 м (рис. 7). В плане наиболее погруженная часть кровли коренных пород практически полностью совпадает с современной подводной долиной, вытянутой по длинной оси пролива (рис. 6 и 7). На архейских гнейсах с несогласием залегает осадочная толща четвертичного возраста, более древние осадочные образования в этом районе не обнаружены. Поверхность кровли, как правило, сильно сглажена, а местами имеет блоковое строение. На рис. 8 приведен пример блокового строения фундамента, кровля которого выделяется на профиле по характерной низкочастотной волновой картине.

Ледниковые отложения. Осадочный чехол начинается с ледниковых отложений максимальной стадии последнего (Валдайского) оледенения (осташковский горизонт, 20–18 тыс. лет назад), которые широко распространены в изученном районе. Выделяется также днепровская морена, однако, как предполагают, она сохранилась только в понижениях кровли фундамента, главным образом в долинах рек, а на остальной территории предположительно уничтожена Валдайским ледником. Валдайская морена представлена супесями и суглинками, реже глинами и содержит обломочный материал местного происхождения (гнейсы, граниты, амфиболиты и т.д.) [Невесский и др., 1977]. Отложения ледникового комплекса имеют резко изменчивую мощность (от нескольких метров, а в некоторых местах 50 м), отличаются от более молодых слоистых отложений хаотической волновой картиной и отделяются отчетливой границей несогласия (рис. 2, 9).

Морена с максимальной мощностью около 50 м обнаружена на севере от восточного окончания п-ова Киндо и на одном участке в мелководной юго-западной части пролива Великая Салма (рис. 9). В среднем мощность ледниковых отложений составляет 10–15 м. В плане незначительные значения мощности приурочены к подводной долине глубоководной части пролива Великая Салма, более мощные ледниковые отложения (до 15–20 м) развиты преимущественно на мел-



Рис. 7. Рельеф кровли архейского фундамента с разрывными нарушениями



Рис. 8. Фрагмент сейсмоакустического профиля, иллюстрирующий блоковое строение фундамента. Стрелками (1) показана его кровля, разрывы — черные вертикальные линии



Рис. 9. Фрагмент сейсмоакустического профиля с основными сейсмокомплексами: 1 — кровля фундамента; 2 — кровля морены; 3 — нижний слоистый сейсмокомплекс (ледниково-озерный?) в надморенной толще; 4 — кровля нижнего слоистого сейсмокомплекса в надморенной толще; 5 — кровля среднего сейсмокомплекса (ледниково-морской?) в надморенной толще; 6 — верхний слоистый сейсмокомплекс (морской) в надморенной толще. Черные вертикальные линии — разрывные нарушения

ководной юго-западной отмели пролива и в губе Ругозерская (рис. 10). Морена обычно перекрыта более молодыми слоистыми осадками (рис. 2), но на некоторых участках может обнажаться на дне.

В плане ледниковый комплекс тяготеет преимущественно к более мелководным участкам, другие закономерности не наблюдаются.

Надморенный комплекс. Ледниковый комплекс с несогласием перекрыт осадочными верхнеплейстоценовыми-голоценовыми отложениями разнообразного литологического состава и генезиса, которые, в отличие от морены, имеют слоистый тип волновой картины (рис. 2, 5, 9). Основные сведения о литологии этой части разреза получены в результате изучения грунтовых колонок [Невесский и др., 1977; Спиридонов и др., 1980; Медведев, Невесский, 1971]. По данным этих авторов, в надморенной толще выделяются ледниково-морской и морской комплексы (подкомплексы). Первый представлен озерно-ледниковыми и ледниково-морскими отложениями, причем озерно-ледниковые распространены гораздо шире, чем ледниково-морские. Четвертичный разрез Беломорской впадины завершают морские осадки. По составу надморенные отложения отличаются большим разнообразием (глины, суглинки, пески, илы). В отличие от ледникового комплекса (рис. 10), минимальная мощность перекрывающих его более молодых отложений

выделена на мелководных участках акватории (до 15–20 м, а максимальная (120–130 м) наблюдается в осевой части подводной долины пролива Великая Салма (рис. 11). Волновая картина, соответствующая надледниковым отложениям, меняется от практически акустически прозрачной до тонкослоистой.

В глубоководной долине пролива Великая Салма и на ее склонах развиты отложения со сложной внутренней структурой различной мощности, генезис которых обусловлен, видимо, действием гравитационных процессов. Мощность этих отложений может достигать нескольких десятков метров, причем оползание отложений происходило в несколько этапов (рис. 3, 4). Их мощность значительно меняется не только по падению склона, но и вдоль дна долины, вследствие чего часто трудно определить преобладающее направление движения масс и тип их движения. Можно предположить, что на некоторых участках оползневые отложения могут включать в себя морену.

В поздне-послеледниковых и морских осадках, несмотря на в целом слоистую структуру, можно выделить несколько сейсмокомплексов, отделенных один от другого границами угловых несогласий. Как указано выше, число этих комплексов может меняться на небольшом расстоянии, тем не менее, основываясь на материалах пробоотбора, можно уверенно выделить три основных



Рис. 10. Схема мощности ледникового комплекса: *А* — пролив Великая Салма (сечение изолиний 10 м); *Б* — губа Ругозерская (сечение изолиний 10 м). Вертикальные шкалы справа в м

комплекса, которые предположительно сопоставляются (снизу вверх) с озерно-ледниковыми, ледниково-морскими и современными морскими отложениями соответственно (рис. 5, 9).

В губе Ругозерская и на некоторых других участках в осадочной толще по характерным сейсмическим признакам выделены газонасыщенные осадки (рис. 2) [Иванова и др., 2016]. Средняя глубина залегания их кровли от поверхности дна составляет 3,5–4,0 м, минимальная — около 2 м. Предполагаемая мощность газонасыщенных отложений, по-видимому, не более 1,8–2,0 м. Максимальные размеры в плане 350–200 м, обычно существенно меньше, приурочены они к понижениям в кровле ледниковых отложений. Следует отметить, что газонасыщенные осадки встречаются только в южной половине губы Ругозерская.

18.809

Разрывные нарушения. На новейшем этапе развития в Кандалакшском грабене возобновились опускания, вследствие чего образовались Кандалакшский залив и Центральный бассейн Белого моря [Хаин, 1977; Девдариани, 1985; Балуев и др., 2009]. Эти движения сопровождались широким развитием здесь блоковых субвертикальных разрывных нарушений преимущественно северозападного простирания, совпадающих в основном с простиранием Кандалакшского грабена. Опускания в Кандалакшском грабене сопровождались возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов



землетрясений [Балуев и др., 2009]. Отмечены также поперечные разрывы северо-восточного направления. Имеющиеся данные «позволили рассматривать новейшую тектонику Балтийского щита в основном с позиции субвертикальных движений весьма умеренной, платформенной интенсивности, что стало общепринятым» [Зыков, 2001, с. 18], однако появляются данные и о горизонтальных движениях и деформациях.

В западной части Беломорья происходит воздымание берегов, что связано с продолжающимся общим сводово-купольным воздыманием Балтийского щита в поздне-послеледниковое время. Суммарное поднятие в Карелии после таяния ледового покрова (14–12 тыс. лет назад) в отдельных районах достигает 250 м. На территории, прилегающей к ББС, скорость поднятия в настоящее время составляет несколько миллиметров в год — от 2 до 6 [Кошечкин, 1979; Геоморфология Карелии ..., 1977; Путешествие ..., 2001].

Разрывные дислокации довольно широко распространены в изучаемой акватории. При их картировании использовались как геоморфологические, так и кинематические (структурные) признаки. Отражающих границ в верхней части архейского комплекса, как показывает многолет-



ний опыт сейсмоакустических наблюдений на акватории Белого моря, нет, поэтому для выделения разрывов, затрагивающих этот комплекс, необходим анализ поверхности кровли фундамента, т.е. морфологический. Выделение разрывных дислокаций по наличию уступов в кровле фундамента проводилось, очевидно, не по отдельным профилям, анализировалось пространственное расположение этих форм рельефа (т.е. их линейность). Высота уступов иногда может достигать 35–40 м, и они часто хорошо выражены в современном рельефе дна (рис. 4), хотя это наблюдается не всегда.

Превышение кровли отдельных блоков над соседними (т.е. амплитуда смещения кровли) в среднем составляет 10–12 м. Необходимо отметить, что рельеф поверхности дна на рассматриваемом участке практически полностью повторяет рельеф кровли фундамента, т.е. движения по разломам, по-видимому, активны и в настоящее время (рис. 8). Наиболее крупные разрывные дислокации на суше выражены, как правило, либо Рис. 12. Разрывные нарушения (вертикальные черные линии), смещающие кровлю фундамента, кровлю морены и надморенную толщу: 1 — кровля фундамента; 2 — морена; 3 — интенсивный отражающий горизонт в нижней части надледниковых отложений; 4 — слоистая надледниковая толща

в виде линейных отрицательных форм рельефа шириной несколько метров, либо в виде уступов различной высоты. В фундаменте наблюдаются также трещины, практически не выраженные в рельефе.

На многих участках субвертикальные разрывные нарушения прослеживаются и в верхней стратифицированной части отложений, перекрывающих ледниковый комплекс и фундамент, смещая не только кровлю фундамента, но и кровлю ледникового комплекса и слои в самой верхней части разреза (рис. 12 и 13). Амплитуда

смещения, как правило, не превышает несколько метров. Таким образом, на рассмотренных участках Кандалакшского залива широко распространены разрывные дислокации, которые смещают отложения всех выделенных комплексов вплоть до голоценовых (?) осадков. Большая их часть хорошо выражена в современном рельефе, т.е они активны и в настоящее время. Максимальная амплитуда смещения по сейсмоакустическим данным может достигать 35–40 м.

Опытно-методические сейсмоакустические исследования, проведенные в губе Бабье море (рис. 1), показали, что строение разреза в ней аналогично таковому в рассмотренных акваториях [Старовойтов и др., 2016].

Выводы. 1. Впервые изучены рельеф кровли архейского фундамента и четвертичный осадочный чехол рассматриваемого района. В осадочном чехле снизу вверх выделены: 1) сейсмокомплекс, который соотнесен с ледниковыми отложениями (мореной), его максимальная мощность около

> 40 м; 2) сейсмокомплексы, залегающие на морене, которые на некоторых участках предположительно можно сопоставить с ледниково-озерными, ледниково-морскими и морскими отложениями. Максимальная мощность надморенных отложений достигает 120 м.

> Рис. 13. Разрывные нарушения, затрагивающие весь разрез четвертичных отложений вплоть до голоценовых (?). Разрывы — вертикальные черные линии, стрелки (1) — отражающий горизонт в надморенной толще, по которому отчетливо видны смещения по разрывам



2. В надледниковых отложениях выявлены газонасыщенные осадки — в южной части губы Ругозерская, в губе Черная и в северо-западной части пролива Великая Салма. Максимальная ширина газонасыщенных отложений в плане достигает 500 м. Глубина залегания их кровли в среднем составляет 3–4 м.

3. В проливе Великая Салма надморенные отложения на многих участках сложены оползневыми образованиями мощностью несколько десятков метров.

4. По данным морфологического и структурного анализа выявлены основные разрывные нарушения преимущественно северо-западного и

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море)// Докл. РАН. 2009. Т. 425, № 2. С. 249–252.

Геоморфология Карелии и Кольского полуострова / Под ред. В.Г. Печнова. Л.: Наука, 1977. 181 с.

*Девдариани Н.А.* Геологическое строение Беломорской впадины: Автореф. канд. дисс. М., 1985.

Девдариани Н.А., Ковальская И.Я., Рыбалко А.Е., Пивоваров Б.Л. Некоторые черты истории развития Кандалакшского залива на основании данных сейсмоакустического профилирования // Океанология. 1976. Т. 16, № 3. С. 501–505.

Девдариани Н.А., Старовойтов А.В., Рыбалко А.Е., Стручков В.А. Типы волновой картины и условия залегания ледниковых отложений Белого и Баренцева морей по данным непрерывного сейсмопрофилирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 3. С. 117–122.

Зыков Д.С. Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 146 с.

Иванова А.А., Соловьева М.А., Рыбалко А.Е. и др. Обобщение материалов о газонасыщенных осадках в Кандалакшском заливе Белого моря // Тез. докл. конф. «Инженерная геофизика 2016», 2016, 25–29 апреля, Анапа, 2016.

Калинин А.В., Калинин В.В., Пивоваров Б.Л. Сейсмоакустические исследования на акваториях. М.: Недра, 1983. 204 с.

*Кошечкин Б.И.* Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1979. 158 с.

Кубышкина А.И., Старовойтов А.В., Токарев М.Ю. Строение осадочного чехла на модельном полигоне «Глубоководный» по данным сейсмоакустического профилирования. Комплексные исследования подводных ландшафтов в Белом море с применением дистанционных методов // Тр. Беломорской биостанции МГУ. Т. 11. М.: Тов-во науч. изданий КМК, 2012. С. 34–40. северо-восточного простирания, которые затрагивают архейские гнейсы, а на некоторых участках и позднеплейстоценовые—голоценовые (?) осадки. Генезис разрывных дислокаций связан с активизацией тектонических движений в Кандалакшском грабене в позднем плейстоцене—голоцене после неотектонического воздымания территории, обусловленного гляциоизостатическим поднятием Балтийского щита после схода последнего ледникового покрова. Рельеф дна в проливе Великая Салма практически везде отражает морфологию кровли архейского фундамента, имеющего в целом блоковое строение.

Медведев В.С., Невесский Е.Н. Основные этапы осадкообразования в Белом море в верхнечетвертичное время // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука, 1971. С. 111–118.

*Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калиненко В.В.* Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

Сорокин В.М., Старовойтов А.В., Токарев М.Ю. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования осадочного чехла пролива Великая Салма // Разведка и охрана недр. 2009. № 2. С. 47–52.

Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др. Геология Белого моря // Сов. геология. 1980. № 4. С. 45-55.

Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Потемка А.К., Токарев А.М. Опытно-методические сейсмоакустические исследования в губе Бабье море // Комплексные исследования Бабьего моря, полуизолированной беломорской лагуны: геология, гидрология, биота — изменения на фоне трансгрессии берегов // Тр. Беломорской биостанции МГУ. Т. 12. М.: Тов-во науч. изданий КМК, 2016. С. 5–16.

Токарев М.Ю. Разработка технологии многоканальных сейсмоакустических исследований с заглубленными системами на мелководных акваториях: Автореф. канд. дисс. М., 2016.

*Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 360 с.

Шалаева Н.В., Старовойтов А.В. Основы сейсмоакустики на мелководных акваториях. М.: Изд-во Моск.-ун-та, 2010. 256 с.

Поступила в редакцию 25.08.2017

УДК 550.837.3

## **В.А. Шевнин**<sup>1</sup>

# РАСПОЗНАВАНИЕ АНОМАЛИЙ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ДИФФУЗИОННО-АДСОРБЦИОННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Диффузионно-адсорбционные (ДА) потенциалы являются одними из трех основных аномалий в методе естественного поля (ЕП), но редко вызывают практический интерес, в отличие от аномалий окислительно-восстановительного и фильтрационного происхождения. Однако эти аномалии встречаются повсеместно и их нередко ошибочно принимают за аномалии иного происхождения. Способом распознавания ДА аномалий можно считать корреляцию поля ЕП и поля кажущихся сопротивлений. На учебной геофизической практике студентов МГУ имени М.В. Ломоносова в Калужской области получено немало профилей, на которых зафиксированы аномалии ЕП и коррелированные с ними изменения кажущегося сопротивления, что позволяет считать происхождение аномалий ЕП результатом диффузионно-адсорбционных процессов.

*Ключевые* слова: метод естественного электрического поля (ЕП), диффузионноадсорбционные аномалии, распознавание природы аномалий ЕП, сочетание значений потенциала ЕП с сопротивлением и нормализованной поляризуемостью.

Diffusion and adsorption (DA) potentials are frequently the sources of self-potential anomalies, but they not arouse such practical interest as anomalies of red-ox and filtration origin. DA anomalies can be found everywhere and geophysicists sometimes make mistakes considering DA anomalies as examples of filtration anomalies. Identification of DA anomalies is based on correlation of SP and apparent resistivity values along the same profiles. At MSU students geophysical practice in Kaluga region we obtained profiles with SP and resistivity anomalies with good correlation between them. That fact allows consider such SP anomalies as a result of DA processes.

*Key words*: Self potential (SP) method, diffusion and adsorption (DA) anomalies, identification of SP anomalies origin, integration of SP potential values with resistivity and normalized chargeability.

Введение. Аномалии в методе естественного электрического поля (ЕП) порождаются несколькими процессами: окислительно-восстановительными на электронопроводящих объектах, фильтрационными при движении воды в пористых средах и диффузионно-адсорбционными (ДА), связанными с зонами изменения солености грунтовых вод, сменой литологии пород, с изменениями адсорбционных свойств и влажности пород. Естественные электрические поля существуют на земной поверхности повсеместно, хотя далеко не всегда встречаются электронопроводящие руды или зоны активной фильтрации подземных вод. Можно предполагать, что в отсутствие окислительно-восстановительных и фильтрационных аномалий естественное поле отражает влияние ДА процессов. В ряде случаев геофизики допускают ошибки, когда ДА аномалии принимают за фильтрационные. Возможность распознавания ДА аномалий описана в работах [Семенов, 1980; Комаров, 1994] и основана на корреляции потенциала ЕП и сопротивления. На учебной практике студентов МГУ имени М.В. Ломоносова в Калужской области в течение ряда лет измеряли поля ЕП и сопротивления по одним и тем же профилям; таким

образом, был накоплен материал по изучению ДА аномалий ЕП.

Метод изучения. Измерения естественного электрического поля проводились по методике потенциала (один электрод неподвижен, а другой движется по профилю). Шаг наблюдений составлял 1 м, длина каждого профиля не превышала 100 м, поэтому не было необходимости переносить неподвижный электрод. Использовались неполяризующиеся электроды Петье [Petiau, 2000], представляющие собой свинец в растворе хлористого свинца. Точность съемки с электродами Петье составила в условиях практики студентов 2,5 мВ (при 100%-ном контроле). Для измерений электрического поля использовался мультиметр с ценой деления 0,1 мВ и входным сопротивлением свыше 1 МОм. По тем же профилям выполнялись измерения методом ЭП-ВП [Шевнин и др., 2016] с установкой Шлюмберже (AB=5 м, MN=1 м, шаг по профилю 1 м). Использовались генератор «Астра» и измеритель «МЭРИ», разработанные фирмой «Северо-Запад». Графики кажущегося сопротивления (и вызванной поляризации) сопоставлялись с ЕП для изучения ДА аномалий. Плановая привязка точек измерения выполнялась

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизики, доцент, докт. физ.-мат. н.; *e-mail*: shevninvlad@yandex.ru



Рис. 1. Схематический разрез склона от реки к плато, где проводились измерения ЕП, сопротивления и ВП

с помощью GPS, высотная привязка — по встроенному в GPS барометру с корректировкой высот по топокарте.

Все профили проходили в сходных геологических условиях с поймы р. Воря, сложенной суглинками, с подъемом на Александровское плато, возвышающееся над поймой на 10-20 м (рис. 1). Участок работ сложен четвертичными ледниковыми отложениями (моренными суглинками и флювиогляциальными песками). Участок вытянут вдоль берега реки на 600 м, его ширина около 100 м. В разрезе четвертичных отложений до глубины 20 м прослеживаются два цикла оледенения, и в пределах каждого профиля встречаются два слоя суглинков (с р=30÷70 Ом·м) и два слоя песков (с *р*=120÷5000 Ом·м). Уровень грунтовых вод находился на глубине около 10 м от поверхности плато, поэтому на плато сформировалась мощная зона аэрации с объемной влажностью песков вблизи поверхности 1-2% и сопротивлением до 5000 Ом м. Неподвижный электрод ЕП устанавливали на пойменных суглинках вблизи реки, и его потенциал принимали за ноль. Потенциал на сложенной песком поверхности плато достигал 25-30 мВ относительно ноля на пойменных суглинках. Соленость грунтовых вод в среднем составляла 0,24 г/л.

На рис. 2 представлена карта потенциала ЕП, снятая в ходе практики студентов МГУ имени М.В. Ломоносова в 2013–2016 гг. Общее число точек измерения ЕП составило 3000. В северозападной части карты находится пойма р. Воря, сложенная суглинками, в юго-восточной — возвышенное Александровское плато, покрытое песками. Наиболее сильные аномалии ЕП находятся в восточной части участка, где присутствует два слоя песков. В западной части участка верхний слой песков отсутствует и величина аномалии потенциала в 2 раза слабее. Цель работы — объяснить происхождение изображенной на карте положительной аномалии ЕП.

Основы возникновения ДА аномалий ЕП. По данным работ [Семенов, 1980; Дахнов, 1982], диффузионный потенциал зависит от валентности ионов, их подвижности, разной концентрации ионов в соприкасающихся средах, а также от температуры и ряда других факторов:

$$\Delta U_D = \frac{u_+ - u_-}{u_+ + u_-} \cdot \frac{\text{RT}}{n\text{F}} \ln \frac{\gamma_2 m_2}{\gamma_1 m_1},$$
 (1)

где R, F и T — известные физические постоянные и абсолютная температура соответственно;  $u_+$ ,  $u_$ и n — подвижность и валентность ионов;  $\gamma_1$ ,  $\gamma_2$ ,  $m_1$ ,  $m_2$  — значения коэффициентов активности и концентрации ионов соответственно. При концентрации соли, отличающейся в несколько раз, значение диффузионного потенциала не будет превышать нескольких милливольт, а при значениях концентрации, отличающейся в 100—1000 раз, оно может достигать 23—35 мВ. Сильные изменения солености в верхней части разреза изучаемого участка нами не отмечены, поэтому диффузия не рассматривалась в качестве причины возникновения ДА аномалий.



Рис. 2. Карта потенциала ЕП, составленная по результатам работ в 2013-2016 гг.

Диффузионные процессы в реальных геологических средах сопровождаются адсорбцией, особенно в мелкопористых или слабонасыщенных водой породах. Действуя совместно с диффузионными, они определяют особое электрохимическое свойство горных пород, которое В.Н. Дахнов назвал диффузионно-адсорбционной активностью. Скачки потенциала на границе водосодержащих пористых сред, обусловленные этими процессами, называются диффузионно-адсорбционными потенциалами. В природной обстановке, особенно в приповерхностной области, широкая распространенность диффузионно-адсорбционных потенциалов (полей) не вызывает сомнений [Семенов, 1980].

Фактор, дополнительно влияющий на результаты наблюдений ЕП, — разные условия заземления. Контакт насыщенного электролитом пористого сосуда (измерительного электрода) с почвой является сложной системой, в которой создается ДА потенциал, зависящий от свойств почвы и соприкасающегося с ней электрода. ДА потенциалы достигают наибольших значений в случае тонкопористых пород при их малой водонасыщенности и незначительной минерализации поровых вод. Один из признаков проявления неидентичности условий заземлений — плохая воспроизводимость наблюдений. Например, погрешность измерений ЕП в условиях практики составляла 1,7–2 мВ на суглинках и 2,4–4 мВ на сухих песках.

На рис. 3 показаны графики изменения сопротивления (толстые черные линии) и объемной влажности (штриховые линии) с глубиной. Эти графики привязаны к положению границ слоев разного литологического состава на участке работ. Сопротивление слоев и их изменения определены по методам ВЭЗ, электротомографии и ЭП-ВП, а влажность оценивалась по величине сопротивления, как это изложено в работе [Рыжов, Шевнин, 2014]. Колебания влажности в разрезе составляли 1–20%, колебания сопротивлений — 40–5000 Ом·м (т.е. изменялись в 100 раз и более).

Из формулы из работы В.А. Комарова [1994] следует, что:

$$\Delta U_{E\Pi} = U_{E\Pi}^{(M)} - U_{E\Pi}^{(N)} = b \cdot Lg(\rho^{(M)} / \rho^{(N)}), \quad (2)$$



Рис. 3. Схема распределения сопротивления и влажности с глубиной

различия потенциала ЕП связаны с сопротивлением  $\rho$  по профилю. Коэффициент *b* мало меняется в пределах однородных по составу участков пород, но в разных районах мира колеблется в интервале -250...+50 мВ. Именно корреляция *U* и  $\rho$ , проверяемая по формуле (2), служит доказательством того, что аномалия ЕП порождена ДА процессом.

Результаты исследований и их обсуждение. В ходе практики студентов-геофизиков с 2013 г. для ЕП и с 2014 г. для ЭП-ВП в геологических условиях, показанных на рис. 1, было пройдено свыше 30 профилей ЕП и свыше 20 профилей ЭП-ВП. Из этих данных отобраны пары профилей ЕП и  $\rho$ , пройденные по одним и тем же местам, хотя и в разные дни, чтобы изучить корреляцию значений потенциала ЕП и кажущегося сопротивления, опираясь на формулу (2) и идею о том, что корреляция ЕП и сопротивлений свидетельствует о ДА природе аномалий ЕП.

По опыту измерений потенциалов ЕП диффузионно-адсорбционного происхождения в скважинах [Дахнов, 1982] пласты песка характеризуются отрицательными значениями потенциала, а пласты глин — положительными. При наземных измерениях в Калужской области для песчаного плато выявлена положительная аномалия ЕП (25—30 мВ) относительно суглинистого основания разреза. Вероятная причина этого заключается в резком отличии влажности песков на поверхности плато и суглинков в основании разреза (до 20 раз), а также сопротивления (до 100 раз), глинистости и ионообменной емкости.

На одном из профилей, схематически показанном на рис. 1, был обнаружен родник. Место выхода воды на поверхность выявлено на контакте нижних песков и подстилающих суглинков и сопровождалось слабой аномалией потенциала ЕП с амплитудой до 5–7 мВ. Типичная ДА аномалия потенциала ЕП на плато положительна по отношению к условному нулю на суглинках вблизи реки и достигает 25–35 мВ, т.е. в 5 раз больше фильтрационной.

Рассмотрим пример одного такого профиля с измерениями ЕП и ВП (рис. 4, 5). График корреляции сопротивления и ЕП по этому профилю (рис. 4) состоит из относительно скученных и разрозненных групп точек, что связано с измерением поля то в пределах пород одного литологического состава, то в зоне его смены.

Судя по графику сопротивления (рис. 5), на участке профиля от 0 до 28 м разрез сложен пойменными отложениями суглинков и супесей, от 28 до 38 м — отмечается выход слоя песков, от 38 до 45 м — слоя суглинков, а дальше по профилю следует слой песков, слагающих Александровское плато. График ЕП начинается с нулевых значений потенциала, возрастает до 10 мВ на подошве нижнего слоя песка (этой аномалией ЕП отмечен родник), затем график ЕП снижается до 5 мВ на слое суглинков (42 м) и увеличивается до 25 мВ на верхнем слое песков (45–70 м).

На рис. 4 штриховая линия показывает характер корреляции ЕП и значений сопротивления. График сопротивления построен в логарифмическом масштабе в соответствии с формулой (2). Коэффициент b для формулы (2) равен 17,2 мВ. Среднее значение b для ряда профилей участка составляет 19–20 мВ.

Геологический разрез на рис. 1 построен с учетом рельефа этого профиля, а также графиков сопротивления и ЕП на рис. 5.

Рассчитан также градиент потенциала (grad U) на участке наибольшего увеличения U, согласованного с ростом сопротивления и с рельефом (рис. 5). Для разных профилей градиент меняется от 0,6 до 2,6 мВ/м, среднее значение градиента ЕП равно 1 мВ/м.

ДА аномалии, по данным работы [Семенов, 1980], связаны с изменениями солености (это не рассматриваемый случай), с контактами пород разного литологического состава и с разными адсорбционными свойствами, а также с изменени-



Рис. 4. Корреляция сопротивления и ЕП по профилю ЭП-ВП за 15.06.2015, ЕП 13.06.2015







Рис. 6. Корреляция нормированной поляризуемости Mn и ЕП по профилю ЭП-ВП за 24.06.2016, ЕП за 22.06.2014

ями влажности. Адсорбционные свойства связаны с глинистостью пород. Хорошим показателем глинистости является нормированная поляризу-емость *M<sub>n</sub>*:

$$M_n = \frac{\eta_k}{\rho_k},\tag{3}$$

определяемая в методе вызванной поляризации (ВП), она, по данным [Weller et al., 2013], пропорциональна поверхностной проводимости, которая в свою очередь тесно связана с глинистостью. Поэтому корреляция потенциала ЕП с  $M_n$  также представляет интерес для анализа и распознавания природы аномалий ЕП. На рис. 6 показана такая корреляция ЕП с  $M_n$  для профиля ЭП за 24.06.2016 и ЕП за 22.06.2014, где  $M_n$  изменяется в 20 раз от 0,001%/Ом·м на песках до 0,02%/Ом·м на суглинках.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дахнов В.Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. М.: Недра, 1982. 448 с.

*Комаров В.А.* Геоэлектрохимия: Учеб. пособие. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1994. 136 с.

*Рыжов А.А., Шевнин В.А.* О повышенной поляризуемости песка, вызванной влажностью // Геофизика. 2014. № 6. С. 30–38.

*Семенов А.С.* Метод естественного электрического поля. Л.: Недра, 1980. 447 с.

Шевнин В.А., Рыжов А.А., Квон Д.А. Измерение сопротивления и вызванной поляризации грунтов в полеВыводы. 1. Обнаруженная во время учебной геофизической практики в Калужской области аномалия ЕП с амплитудой 25–35 мВ имеет диффузионно-адсорбционное происхождение, что подтверждается корреляцией потенциала ЕП и логарифма сопротивления или ЕП и нормированной поляризуемости, отражающей глинистость.

2. Эта аномалия четко привязана к участку подъема рельефа от реки к плато и переходу от нижних суглинков к вышележащим пескам. На плато величина потенциала ЕП достигает максимума в области максимальных значений сопротивления. Корреляция ЕП с  $M_n$  выглядит иначе: максимальные потенциалы ЕП соответствуют минимальным значениям  $M_n$ .

Знание природы аномалий ЕП полезно тем, что позволяет избавиться от ложной трактовки выявленных аномалий ЕП.

вых условиях // Мат-лы Междунар. конф. «Инженерная геофизика-2016», Анапа, 25–28 апреля 2016. Анапа, 2016.

*Petiau G.* Second generation of lead-lead chloride electrodes for geophysical applications // Pure and Applied Geophys. 2000. Vol. 157. P. 357–382.

*Weller A., Slater L., Nordsiek S.* On the relationship between induced polarization and surface conductivity: Implications for petrophysical interpretation of electrical measurements // Geophys. 2013. Vol. 78, N 5. P. D315–D325.

Поступила в редакцию 15.12.2017

УДК [550.837.311 + 550.837.81 + 550.838.3 + 550.838.4]

# В.А. Куликов<sup>1</sup>, Н.В. Лубнина<sup>2</sup>, А.Ю. Паленов<sup>3</sup>, А.В. Соловьева<sup>4</sup>

# КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАБОТЫ НА АНОМАЛИИ «КОЗЛОВКА» (КАЛУЖСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Работа посвящена комплексным геофизическим исследованиям, выполненным для определения природы интенсивной магнитной аномалии, выявленной по результатам наземной съемки на правом берегу р. Слушка на территории Юхновского района Калужской области. Комплексная интерпретация геофизических данных и лабораторных измерений керна позволила уточнить природу и параметры аномалиеобразующего объекта, расположенного в верхней части разреза и представленного суглинками, содержащими такие магнитные минералы, как грейгит, пирротин и магнетит.

*Ключевые слова*: спектральная вызванная поляризация, магнитометрия, термокаппаметрия, озерно-болотные отложения.

This paper deals with the complex geophysical studies carried out to determine the nature of the intense magnetic anomaly identified by the results of ground surveys on the right bank of the river Slushka on the territory of Yukhnovsky district of Kaluga region. Integrated interpretation of geophysical data and laboratory core measurements allowed to define the nature and parameters of the anomalous object located in the upper part of the section and presented by loam containing such magnetic minerals as greigite, pyrrhotite and magnetite.

*Key words*: spectral induced polarization, magnetometry, thermomagnetic susceptibility measurements, lacustrine-swamp deposits.

Введение. В рамках проведения учебно-научных практик со студентами кафедры геофизики геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на территории Калужской области была изучена локальная магнитная аномалия «Козловка», выявленная по результатам рекогносцировочных работ вблизи д. Козловка на правом берегу р. Слушка (рис. 1).

В геологическом отношении аномалия «Козловка» приурочена к зоне развития реликтов миоценовых палеорусловых отложений.

В течение учебной геофизической практики 2016 г. проведено детальное исследование обнаруженной аномалии методами наземной магниторазведки, вертикального электрического зондирования и спектральной вызванной поляризации (ВЭЗ-СВП). Зимой 2017 г. в рамках научно-экспериментальной зимней практики по одному из профилей ВЭЗ-СВП выполнены сейсморазведочные работы методами ОГТ и МПВ и пробурены две разведочные скважины с последующим измерением физических свойств керна.

Результаты магнитометрии. Площадная магнитная съемка выполнена по регулярной сети профилей северо-восточного простирания с шагом по профилю 5 м и расстоянием между профилями 10 м. Измерения магнитного поля осуществлялись с использованием магнитометров ММПОС-1. Первичная обработка данных заключалась в учете вариаций геомагнитного поля и введении поправки за вековой ход вариаций. Параметры нормального магнитного поля вычислялись по модели IGRF11 и составили для участка работ: склонение восточное 9,3°, наклонение 71,5°, модуль вектора магнитного поля 51201 нТл. Эти параметры нормального поля использовали при дальнейшем решении обратной задачи магниторазведки.

По результатам площадной съемки выявлено несколько локальных положительных магнитных аномалий, положение которых показано на рис. 2. Наиболее интенсивная аномалия выявлена в северо-восточной части площади работ, ее амплитуда достигает 100 нТл, в южной части планшета установлена аномалия интенсивностью 60-70 нТл. Линейные размеры аномалий  $\Delta T_a$  составляют несколько десятков — несколько сотен метров.

Результаты электроразведочных работ методом ВЭЗ-СВП. На втором этапе работ выполнены измерения методом ВЭЗ-СВП по профилю № 1 длиной 120 м (рис. 2), пересекающему северо-западный край южной магнитной аномалии. Выбор профиля работ обусловлен несколькими причинами, главная из которых — высокие значения сопротивления заземления на всем изучаемом

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, доцент, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail*: vic@nw-geophysics.ru

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail*: natalia.lubnina@gmail.com

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, ассистент; *e-mail*: palenov@mail.ru

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> ООО «Северо-Запад», геофизик, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail*: solovieva@nw-geophysics.ru



Рис. 1. Расположение магнитных аномалий в районе полигона «Александровка» на фоне геологической карты домезозойских отложений, по [Бобров, 2007]

участке работ. Низких значений переходного сопротивления можно добиться только при расположении установки вдоль лесных дорог или просек.

При проведении полевых работ методом ВЭЗ-СВП использовали многоканальный измеритель вызванной поляризации «ИМВП-8» и электроразведочный генератор «АСТРА-100» (ООО «Северо-Запад», Москва). Измерения проводилась с использованием симметричной четырехэлектродной установки Шлюмберже со специально подобранными разносами. Диапазон разносов AB/2 = = 3÷105 м, длина приемных линий MN 2 и 14 м. Измерения проведены в интервале частот от 0,15 до 39 Гц.

На рис. 3 представлены псевдоразрезы кажущегося сопротивления, кажущейся
поляризу


Рис. 2. Карта аномального магнитного поля

жительными значениями 0,3–0,6% (рис. 3, *д*). Эта аномалия может быть связана с зоной частичного водонасыщения в обводненных песках.

Инверсия данных ВЭЗ-СВП. Двумерная инверсия данных ВЭЗ-СВП выполнена в программе ZondRes2D (автор А.Е. Каминский) с подбором параметров модели Cole-Cole [Pelton, 1983]. По результатам инверсии построены глубинные модели (рис. 4) удельного электрического сопротивления  $\rho$  (УЭС), поляризуемости *m* и  $\tau$  — временного параметра ВП. Двумерный подбор аномального магнитного поля выполнен в программе ZondRes2D на основе поляризационной модели. В центральной части профиля на глубине 14—15 м выделяется слой, обладающий аномальными электрическими и магнитными свойствами. Мощность слоя по результатам инверсии составляет около 5 м, однако в реальности она может быть меньше.

Разведочной скважиной № 1 (рис. 2) в этом интервале глубины вскрыт горизонт глин, которые по результатам каппаметрии керна характеризуются высокими значениями магнитной восприимчивости. К сожалению, по ряду объективных причин выход керна в скважине № 1 был низкий, границы геологических слоев определены с большой погрешностью, провести скважинные геофизические измерения не удалось.

Горизонт глин характеризуется пониженными значениями удельного электрического сопротивления (50 Ом·м), высокой поляризуемостью (2,5%), низкими значениями временного параметра ВП (несколько десятков миллисекунд), высокими значениями магнитной восприимчивости ( $50\div200\cdot10^{-5}$  ед. СИ). Аналогичные параметры получены ранее для горизонтов глин на аномалиях «Мокрово» и «Борисенки» [Куликов, Бобачев и др., 2014, 2016]. Минимальные значения УЭС



Рис. 3. График аномального магнитного поля (*a*) и псевдоразрезы кажущегося сопротивления  $\rho_{\kappa}(\delta)$ , кажущейся поляризуемости  $\eta_{\kappa}^{d\Phi\Pi}$  на частоте 0,15 Гц (*в*) и 9 Гц (*г*), разницы кажущейся поляризуемости  $\Delta \eta_{\kappa}^{d\Phi\Pi}$  (0,15–9 Гц) по профилю № 1 (*d*)

и максимальные значения магнитной восприимчивости фиксируются на дистанциях по профилю 30-60 м и совпадают с максимумом  $\Delta T_a$ . Продолжение горизонта в южной части профиля (60-110 м) в основном связано с боковым влиянием, возникающим в связи с пространственным положением профиля относительно аномалиеобразующего объекта (рис. 2).

Высокие значения УЭС в приповерхностной части разреза отвечают пескам, мощность которых

по результатам бурения составляет 7,5 м. Нижняя часть песков обводнена, над уровнем грунтовых вод (УГВ) существует зона частичного водонасыщения, которая проявляется на поляризационной модели в повышенных значениях параметров m и  $\tau$  на абсолютных отметках около 150 м.

Природа аномальных магнитных и поляризационных свойств глин. Для определения минерального состава образцов магнитных пород, отобранных при бурении, была выполнена тер-



Рис. 4. Результаты интерпретации данных электроразведки и магниторазведки. График аномального магнитного поля (*a*), модель УЭС (*b*), модель поляризуемости (*b*), модель временного параметра ВП (*c*), модель магнитной восприимчивости (*d*)

мокаппаметрия — исследование магнитной восприимчивости (МВ) при непрерывном нагреве, это чувствительный метод диагностики магнитных и некоторых железосодержащих минералов, включая сульфиды железа — пирит, арсенопирит, пирротин, грейгит и т.д.

Исследования магнитной восприимчивости при высоких значениях температуры проводились в петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на многофункциональном каппаметре «KLY-4S» с термоприставкой CS-3 («AGICO Ltd.»). Образцы нагревали до 700 °C с последующим охлаждением до комнатной температуры со скоростью нагрева и остывания 11 °С/мин.

В исследовании участвовали магнитные образцы, отобранные из скважины № 1 на аномалии «Козловка», а также образцы, отобранные ранее на схожей по строению аномалии «Мокрово» (рис. 1) [Куликов, Бобачев и др., 2016].

На аномалии «Козловка» все образцы отобраны из горизонта глин-суглинков с глубины 15–15,5 м, характеризующегося высокими значениями магнитной восприимчивости (по каппаметрии керна). На аномалии «Мокрово» исследованы образцы, отобранные из горизонта магнитных



Рис. 5. Аномалия «Мокрово». Температурные зависимости магнитной восприимчивости: *a*, *в* — кривые нагрева; *б*, *г* — кривые нагрева (сплошная линия) и охлаждения (пунктирная линия)

глин с глубины 15 м, а также несколько образцов суглинков с глубины 10 м.

На рис. 5, *а* приведены кривые нагрева образцов из магнитного и поляризующегося горизонта глин аномалии «Мокрово» (глубина 15–16 м). Для удобства сравнения образцов с разным уровнем магнитных свойств значения магнитной восприимчивости нормировались на максимальное значение k(T) для каждого образца. На рис. 5, *б* графики нагрева и охлаждения для этих же образцов по-казаны на одном бланке без нормировки.

Характер кривых нагрева позволяет предположить присутствие в глинах грейгита. Грейгит ( $F_3S_4$ ) — сульфидный аналог магнетита [Skinner et al., 1964], широко распространен в осадочных породах, обогащенных органическим веществом. Встречается в озерных глинистых отложениях, ленточных глинах, богатых сульфидами. Грейгит устойчив при температуре ниже +180...+200 °С, сильномагнитен [Бабанин, Трухин, 1998].

Грейгит и магнетит в пресноводных водоемах синтезируются магнитотактическими бактериями. Такие бактерии существуют в водной среде в условиях достаточно резкой окислительно-восстановительной границы (ОВГ) и именно вблизи этой границы [Лубнина, Бычков, 2015; Корр, Kirschvink, 2008]. Бактерии-производители кристаллов магнетита могут жить несколько выше границы окислительной и восстановительной зон (ОВЗ). Ниже этой границы живут магнитотактические бактерии, производящие грейгит [Нургалиев и др., 2009].

Для кривых нагрева грейгита характерно снижение магнитной восприимчивости при тем-

пературе 350—420 °С, что связано с его разрушением. При дальнейшем увеличении температуры наблюдается максимум, связанный с образованием устойчивого к нагревам магнитного минерала, предположительно магнетита. Кривые остывания лежат, как правило, выше кривых нагрева [Минюк, Тюкова и др., 2013].

На аномалии «Мокрово» было отобрано несколько образцов из горизонта суглинков на глубине 10 м. Эти образцы слабомагнитны, но характеризуются высокими значениями электрической поляризуемости [Куликов, Бобачев и др., 2016]. Кроме того, по результатам рентгенофлюоресцентного анализа в этом интервале отмечено высокое содержание железа (6%). Кривые нагрева этих образцов имеют вид, характерный для пирита и арсенопирита (рис. 5, в). Однако для пирита на кривых остывания при температуре ~320 °C должен наблюдаться резкий пирротиновый пик, свидетельствующий об образовании моноклинного пирротина [Wang et al., 2008]. Для арсенопирита перегиб, связанный с образованием моноклинного пирротина, может вообще отсутствовать или быть малозаметен [Минюк, Тюкова и др., 2013]. О присутствии в породе арсенопирита свидетельствует также смещение максимума МВ в область более высокой температуры на кривых остывания, что связано с образованием катион-дефицитного магнетита (рис. 5, г).

Интенсивный магнетитовый пик (увеличение MB после прогрева в 100 раз) позволяет предположить, что здесь мы имеем дело с зернами сульфидов микроскопического размера, так как фрам-



Рис. 6. Аномалия «Козловка». Температурные зависимости магнитной восприимчивости: *а* — кривые нагрева; *б* — кривые нагрева (сплошная линия) и охлаждения (пунктирная линия)

боидальный пирит, широко распространенный в осадках, интенсивнее подвержен температурным превращениям, чем крупнокристаллический пирит [Ferrow, Sjoberg, 2005; Wilkin, Barnes, 2007].

Судя по характеру кривых нагрева и остывания образцов из магнитного горизонта аномалии «Козловка», в породах присутствует смесь моноклинного и гексагонального пирротина.

На кривой нагрева начиная с температуры 230-260 °С наблюдается первый резкий рост магнитной восприимчивости (рис. 6, *a*), обусловленный переходом гексагонального пирротина в ферримагнитное состояние ( $\lambda$ -переход). После температуры 300 °С происходит небольшое замедление роста MB, которое связано с точкой Кюри этой фазы. При температуре 500 °С наблюдается магнетитовый пик. Наличие пирротина подтверждается также максимумами на кривых остывания при температуре 200–280 °С (рис. 6, *б*).

Заключение. Результаты интерпретации геофизических материалов, данные бурения и лабораторные анализы керна показали, что аномалии связаны с горизонтами озерно-болотных глин и

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Верховцева Н.В. и др. О биогенном происхождении магнетита и грейгита в осадках водоемов и почвах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 3. Физика. Астрономия. 1998. № 6. С. 36.

*Бобров С.П.* Геологический атлас Калужской области. Калуга: ООО ПГП «Притяжение», 2007. 70 с.

Куликов В.А., Бобачев А.А., Косоруков В.Л. и др. Результаты комплексных геофизических работ на аномалии «Мокрово» (Юхновский район, Калужская область) // Геофизика. 2016. № 2. С. 32–42.

Куликов В.А., Бобачев А.А., Модин И.Н. и др. Исследование неогеновой палеодолины на территории национального парка Угра // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 3. С. 54–60.

Куликов В.А., Зорин Н.И., Манжеева И.Т., Яковлев А.Г. Разделение аномалий вызванной поляризации по частотным характеристикам дифференциального фазового параметра // Геофизика. 2013. № 6. С. 23–31.

Лубнина Н.В., Бычков А.Ю. Магнитотактические бактерии и биомагнетизм: критерии отбора образцов суглинков, залегающих на глубине 15-20 м от поверхности земли.

Повышенная намагниченность объясняется присутствием в породах магнитных минералов грейгита, пирротина, магнетита. В вышележащих отложениях возможно присутствие пирита и арсенопирита. Наличие сульфидов объясняет повышенную электрическую поляризуемость пород.

Грейгит и магнетит в озерных отложениях могут образовываться, в том числе, за счет деятельности магнитотактических бактерий. Фрамбоидальные агрегаты пирита формируются в пресных водоемах в условиях интенсивного поступления органического вещества и широко распространены в голоценовых озерных осадках.

Размеры магнитных и электронопроводящих минералов — микроскопические. Они не обнаруживаются методом рентгенофазового анализа в кристаллической фазе. Косвенно этот вывод подтверждается большими магнетитовыми пиками при нагреве некоторых исследованных нами образцов. Микроскопическими размерами электронопроводящих включений объясняется также высокая скорость вызванной поляризации.

для национального банка-депозитария живых систем // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 4. С. 49-52.

Минюк П.С., Тюкова Е.Э., Субботникова Т.В. и др. Термокаппаметрия природных сульфидов железа Северо-Востока России // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 4. С. 601-614.

*Нургалиев Д.К., Утемов Э.В., Ясонов П.Г.* и др. Остатки магнитотактических бактерий в отложениях современных озер — новый инструмент палеогеофизики // Уч. зап. КазГУ. Сер. Естественные науки. 2009. Т. 151. Кн. 4. 251 с.

*Ferrow E.A., Sjoberg B.A.* Oxidation of pyrite grains: a Mossbauer spectroscopy and mineral magnetism study // Hyperfi ne Interactions. 2005. Vol. 163. P. 95–108.

*Kopp R.E., Kirschvink J.L.* The identification and biogeochemical interpretation of fossil magnetotactic bacteria // Earth Sci. Rev. 2008. Vol. 86. P. 42–61.

*Pelton W.H., Sill W.R., Smith B.D.* Interpretation of complex resistivity and dielectric data // Geophys. Transactions. 1983. Vol. 29, N 4. P. 297–330.

Skinner B.J., Erd R.C., Grimaldi F.S. Greigite, the thio-spinel of iron; a new mineral // Amer. Miner. 1964. Vol. 49. P. 543–555.

*Wang L., Pan Y., Li J., Qin H.* Magnetic properties related to thermal treatment of pyrite // Sci. China. Ser. D: Earth Sci. 2008. Vol. 5 (8). P. 1144–1153.

*Wilkin R.T., Barnes H.L.* Formation processes of framboidal pyrite // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61. P. 323–339.

Поступила в редакцию 18.06.2017

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.424

# A.B. Cabenko<sup>1</sup>, B.C. Cabenko<sup>2</sup>

## ИММОБИЛИЗАЦИЯ ФТОРА НА ДОЛОМИТОВОМ ГЕОХИМИЧЕСКОМ БАРЬЕРЕ

Экспериментально обоснована возможность использования доломитового геохимического барьера для глубокой очистки от фтора щелочных сточных вод предприятий угольной теплоэнергетики. Установлено, что при pH 10,4–10,6 остаточная концентрация фтора соответствует оптимуму для вод питьевого назначения (0,7–0,9 мг/л), тогда как при pH >12,0 степень удаления фтора из раствора максимальна и составляет 99,2% при остаточной концентрации фтора <0,1 мг/л. Оптимальная остаточная концентрация фтора достигается при стехиометрическом избытке доломита над реакционноспособным СаО в золошлаках, что позволяет по составу и интенсивности образования последних рассчитывать необходимую мощность доломитового барьера.

*Ключевые слова:* фтор, доломит, иммобилизация, искусственные геохимические барьеры.

The possibility of using of dolomitic geochemical barrier to integrated treatment from fluorine of the alkaline waste water of coal heating enterprises was experimentally proved. It was established that residual fluorine concentration at pH 10,4–10,6 conforms to the optimum for drinking water (0,7–0,9 mg/l) whereas degree of fluorine removal from solution at pH >12,0 is maximal and makes 99,2% at the residual fluorine concentration <0,1 mg/l. The optimum residual fluorine concentration is reached at the stoichiometric surplus of dolomite above reactive CaO in ashes and slag waste. It allows to calculate necessary capacity of the dolomitic barrier on chemical composition and intensity of formation of the last.

Key words: fluorine, dolomite, immobilization, artificial geochemical barriers.

Введение. Фтор относится к биологически активным микроэлементам и способен негативно воздействовать на живые организмы (растения, микробы и животные) как в случае низкой, так и в случае высокой концентрации в окружающей среде [Weinstein, Davison, 2004]. Для человека наибольшее значение имеет содержание фтора в питьевой воде, обеспечивающей около 70% его поступления в организм. Оптимальная концентрация фтора в питьевой воде находится в диапазоне 0,7-1,5 мг/л [СанПиН, 2002]. При низком содержании фтора (<0,1÷0,2 мг/л) у человека развивается кариес зубов, при высоком содержании (>5 мг/л) возникает флюороз зубов и скелета [Ковальский, 1974; Габович, Минх, 1979]. По некоторым данным [Ніleman, 1990; Башкин, 2008], потребление большого количества фтора приводит к онкологическим заболеваниям.

Источниками загрязнения вод фторидами могут быть как природные, так и антропогенные процессы. Возникновению природных фторидных геохимических аномалий способствует сочетание двух главных факторов: повышенное содержание фтора в горных породах и щелочная реакция водной среды, облегчающая переход фтора из фторсодержащих минералов в растворенное состояние. Считается, что основная масса антропогенного фтора поступает в окружающую среду при производстве алюминия, а также в результате использования фосфорных удобрений и фторсодержащих веществ при проведении мелиоративных мероприятий [Гладушко, 1991]. Высокая концентрация фтора обнаружена в прудах-отстойниках городских сточных вод с повышенной величиной рН [Савенко и др., 2014]. Мощным источником поступления техногенного фтора могут быть золоотвалы предприятий теплоэнергетики, работающих на угле [Жариков и др., 2001; Усманова, Усманов, 2010; Павлов и др., 2014].

Для дефторирования вод разработаны разные методы: осаждение труднорастворимого CaF<sub>2</sub>, соосаждение с гидроксидами магния, алюминия, железа и фосфатами кальция, сорбция на неорганических и органических материалах [Клячко, Апельцин, 1971; Кульский, 1980; Корабельников и др., 1982; Мусалев и др., 1986; Ковальчук и др., 1988; Нап, Вie, 1992; Нап, 1993; Истомин и др., 1995; Луцкая и др., 1995; Жулин, 1996]. Эти

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с.; *e-mail*: alla\_savenko@rambler.ru

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, профессор, вед. науч. с.; *e-mail*: alla\_savenko@rambler.ru

технологии позволяют добиться необходимой степени очистки, однако все они достаточно затратны и нуждаются в специальном оборудовании, что накладывает ограничения на их практическое применение. Особенно сложно проводить дефторирование очень большого объема сточных вод, возникающих, в частности, в производственном цикле работающих на угле теплоэнергетических предприятий, где используется гидросмыв и образуются огромные площади выщелачиваемых поверхностными водами золоотвалов. В таких условиях явное преимущество приобретают искусственные геохимические барьеры на основе немодифицированных природных материалов, обладающих высокой поглотительной способностью по отношению к растворимому фтору.

Цель работы состояла в экспериментальном обосновании возможности использовать доломитовый геохимический барьер для дефторирования щелочных сточных вод предприятий угольной теплоэнергетики.

Материалы и методы исследований. Методика экспериментов. Из практики дефторирования вод известно, что фтор эффективно удаляется из раствора в процессе соосаждения с гидроксидом магния. Образование твердой фазы Mg(OH)<sub>2</sub> происходит в щелочной среде при добавлении в воду NaOH или CaO. При низком исходном содержании растворенного магния его концентрацию увеличивают внесением MgSO<sub>4</sub> или MgCl<sub>2</sub> с таким расчетом, чтобы добиться требуемой остаточной концентрации фтора. Для удаления 1 мг фтора необходимо осаждение 2 мг-экв магния, что соответствует массовой доле фтора в гидроксиде магния, равной 1,7% [Кульский, 1980].

К характерным особенностям сточных вод многих предприятий угольной теплоэнергетики относится сильная исходная щелочная реакция (до рН 12), обусловленная присутствием в золе и шлаке значительного количества CaO. В этих условиях магний образует труднорастворимый Mg(OH)<sub>2</sub>, однако относительно низкое содержание в золошлаках подвижного магния не позволяет достичь существенной иммобилизации растворимого фтора. В силу большого объема сточных вод предприятий угольной теплоэнергетики (даже с учетом возможности перехода на замкнутый цикл водопотребления) внесение добавок растворимых солей магния экономически нерентабельно. Решением этой проблемы может стать использование в качестве источника магния доломита  $CaMg(CO_3)_2$ , который при взаимодействии со щелочными растворами гидроксида кальция образует карбонат кальция и гидроксид магния:

$$CaMg(CO_3)_2 + Ca^{2+} 2OH^- =$$
  
= 2CaCO<sub>3</sub> + Mg(OH)<sub>2</sub>. (1)

Гидроксид магния (брусит) захватывает растворенный фтор, который замещает гидроксилионы в кристаллической решетке, что приводит к дефторированию воды.

Для проверки этого предположения были выполнены модельные эксперименты. К 100 мл раствора NaF, содержащего 9,5 мг F/л, добавляли 1 г доломита (химический реактив марки х.ч.) и вносили разное количество (0–0,5 г) оксида кальция (химический реактив марки х.ч.).

Опыты выдерживали в течение 110 дней при периодическом перемешивании несколько раз в неделю. По завершении эксперимента пробы отфильтровывали через запаренный плотный бумажный фильтр «синяя лента». В фильтрате определяли величину pH с точностью  $\pm 0,01$ , концентрацию растворенного фтора с использованием фторидного ионоселективного электрода по методике [Савенко, 1986] с относительной погрешностью ±4%, а также содержание растворенных кальция и магния объемным трилонометрическим методом с относительной погрешностью ±3%. Повторное измерение величины рН, выполненное через 1 год после начала эксперимента, показало сходимость с данными, полученными через 110 дней, в пределах  $\pm 0,1$  pH, что указывает на достижение состояния равновесия.

Результаты исследований и их обсуждение. Результаты экспериментов, представленные в табл. 1, показали, что при увеличении количества добавленного CaO наблюдается закономерное изменение содержания растворенных кальция и магния и ступенчатое повышение pH (рис. 1). При увеличении pH с 9,2 до 10,6 удаление фтора резко возрастает: с 13,8 до 91,7% (рис. 2). В этом диапазоне pH концентрация кальция в растворе остается на постоянно низком уровне (0,1-0,5 мгэкв/л), что свидетельствует о протекании реакции (1), при которой происходит расходование до-



Рис. 1. Изменение концентрации растворенных кальция (1), магния (2) и величины pH (3) в зависимости от количества добавленного CaO
109

Исходное содержание твердых фаз, г/л		Концентрация растворенного фтора, мг/л		Удаление фтора,	Равновесный	Равновесные концентрации в растворе, мг-экв/л	
доломит	CaO	исходная	равновесная	%	рн	Ca	Mg
10	0	9,50	8,19	13,8	9,18	0,53	1,61
10	0,25	9,50	6,38	32,8	9,83	0,12	2,48
10	0,5	9,50	2,64	72,2	10,38	0,12	1,56
10	1,5	9,50	0,88	90,7	10,45	0,12	1,47
10	2,5	9,50	0,79	91,7	10,56	0,41	0,89
10	3,5	9,50	0,08	99,2	12,19	10,7	0,05
10	5,0	9,50	0,07	99,2	12,58	39,6	0,00

Иммобилизация растворенного фтора при взаимодействии доломита с СаО в водной среде

статочно хорошо растворимого оксида кальция (Са(ОН)<sub>2</sub>). По стехиометрии реакции (1) для полного замещения 10 г доломита необходимо 3.04 г CaO. Начало увеличения pH и концентрации растворенного кальция отмечается при внесении от 2,5 до 3,5 г/л СаО, что подтверждает вывод о замещении доломита на кальцит и брусит. При превышении стехиометрической массы навесок СаО величина рН и концентрация растворенного кальция резко увеличиваются, стремясь к значениям, равновесным с Са(ОН)<sub>2</sub>. При этом также возрастает степень удаления фтора из раствора, которая при рН >12,0 достигает максимальной величины 99,2% (рис. 2). Снижение концентрации растворенного фтора при pH >10,6 связано, по-видимому, с осаждением дополнительного количества Mg(OH)<sub>2</sub>, что обусловлено повышением концентрации гидроксил-ионов.

Сделанные заключения согласуются с результатами термодинамических расчетов. Вычисленная по данным табл. 2 константа равновесия реакции (1) при 25 °C равна



Рис. 2. Зависимость эффективности удаления фтора из раствора от величины pH

$$K_r^0 = \frac{1}{a_{\operatorname{Ca}^{2+}} a_{\operatorname{OH}^{-}}^2} = 10^{12,45}$$

где  $a_{Ca^{2+}}$  и  $a_{OH^-}^2$  — активности соответствующих растворенных компонентов. Замещение доломита кальцитом и бруситом будет осуществляться при выполнении условия

$$a_{\text{Ca}^{2+}}a_{\text{OH}^-}^2 > 10^{-12,45}.$$
 (2)

Таблица 2

Свободные энергии образования компонентов системы, по [Наумов и др., 1971]

Вещество	Фазовое состояние	$\Delta G_{\!f}^{0}$ , ккал/моль	
CaCO <sub>3</sub>		-269,68	
Ca(OH) <sub>2</sub>	VDUCTO TIMIACKOA	-214,39	
CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	кристаллическое	-514,32	
Mg(OH) <sub>2</sub>		-199,23	
Ca <sup>2+</sup>	pactbopaulioa	-132,10	
OH-	растворенное	-37,594	

Поскольку рассчитанное по данным табл. 2 произведение растворимости гидроксида кальция составляет

$$L_{\rm Ca(OH)_2}^0 = a_{\rm Ca^{2+}} a_{\rm OH^-}^2 = 10^{-5,21},$$

в насыщенном растворе Ca(OH)<sub>2</sub> произведение  $a_{Ca^{2+}}a_{OH^-}^2$  в 10<sup>7,24</sup> раз превышает величину, при которой происходит образование Mg(OH)<sub>2</sub> по реакции (1). С помощью неравенства (2) и допустив слабую закомплексованность ионов кальция в пресных водах [Савенко и др., 1975]

$$a_{\operatorname{Ca}^{2+}} \approx [\operatorname{Ca}^{2+}] \gamma_{(2)}$$

где  $\gamma_{(2)}$  — коэффициент активности свободных двухзарядных ионов, вычисленный по полуэмпирическому уравнению Девиса для стандартных условий [Робинсон, Стокс, 1963], мы определили значения pH, выше которых реакция (1) смещена вправо при различном содержании кальция и переменной ионной силе раствора (табл. 3).

Таблица З

Зависимость величины рН начала реакции замещения доломита кальцитом и бруситом от концентрации кальция в растворе

[Ca <sup>2+</sup> ], мМ (мг/л)	Ионная сила раствора	рН начала реакции (1)
10 (400)	0,02	8,90
10 (400)	0,03	8,92
10 (400)	0,05	8,95
5 (200)	0,01	9,02
5 (200)	0,02	9,05
5 (200)	0,03	9,07
2 (80)	0,005	9,19
2 (80)	0,01	9,22
2 (80)	0,02	9,25
0,5 (20)	0,005	9,49
0,5 (20)	0,01	9,52
0,5 (20)	0,02	9,55

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Башкин В.Н. Биогеохимия. М.: Высшая школа, 2008. Габович Р.Д., Минх А.А. Гигиенические проблемы фторирования питьевой воды. М.: Медицина, 1979.

Гладушко В.И. Техногенное рассеивание фтора в окружающей среде и его последствия // Агрохимия. 1991. № 11. С. 84-88.

Жариков В.А., Сергеев В.И., Шимко Т.Г. и др. Использование природных и искусственных геохимических барьеров для предотвращения антропогенного загрязнения окружающей среды: эксперимент и практика // Глобальные изменения природной среды-2001. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. С. 333–340.

*Жулин Н.В.* Способ очистки сточных вод от фтора // Патент РФ № 2068395 С1; опубл. 27.10.1996. Бюлл. № 30.

Истомин С.П., Плеханов И.Г., Заруба А.А. Способ удаления фтора из фторсодержащих растворов // Патент РФ № 2042626 С1; опубл. 27.08.1995. Бюлл. № 24.

*Клячко В.А., Апельцин И.Э.* Очистка природных вод. М.: Стройиздат, 1971.

*Ковальский В.В.* Геохимическая экология. М.: Наука, 1974.

Ковальчук Л.И., Андрианов А.М., Поладян В.Э. и др. Способ очистки сточных вод от ионов фтора // Авторское свидетельство СССР № 1393802 А1; опубл. 07.05.1988. Бюлл. № 17.

Корабельников В.М., Рапопорт Я.Д., Николадзе Г.И., Ломако С.В. Способ обесфторивания природных вод // Авторское свидетельство СССР № 947066 А1; опубл. 30.07.1982. Бюлл. № 28.

Кульский Л.А. Теоретические основы и технология кондиционирования воды. Киев: Наукова думка, 1980.

Луцкая Л.П., Бураев М.Э., Гроо Э.Н. и др. Способ очистки сточных вод от фтора // Патент РФ № 2036844 С1; опубл. 09.06.1995. Бюлл. № 16. Таким образом, доломитовый искусственный геохимический барьер позволяет снизить содержание фтора в большом объеме сточных вод до уровня гигиенического оптимума и ниже (<0,1 мг/л) с помощью фильтрации щелочных известковых вод через слой доломита — широко распространенную осадочную горную породу без применения специального оборудования и дорогостоящих реагентов.

Заключение. Результаты экспериментального моделирования подтверждают возможность использования доломитового геохимического барьера для глубокой очистки от фтора щелочных сточных вод предприятий угольной теплоэнергетики.

При pH 10,4–10,6 остаточная концентрация фтора соответствует оптимуму для вод питьевого назначения (0,7–0,9 мг/л). При pH >12,0 степень удаления фтора из раствора максимальна и составляет 99,2% при остаточной концентрации фтора <0,1 мг/л. Оптимальная остаточная концентрация фтора достигается при стехиометрическом избытке доломита над реакционноспособным CaO в золошлаках, что позволяет по составу и интенсивности образования последних рассчитывать необходимую мощность доломитового барьера.

Мусалев Н.С., Попов В.В., Степанов В.К. Способ очистки сточных вод от фтора // Авторское свидетельство СССР № 1244103 А1; опубл. 15.07.1986. Бюлл. № 26.

Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971.

Павлов С.Х., Оргильянов А.И., Бадминов П.С., Крюков И.Г. Фильтрационные утечки из золошлакоотвала и их взаимодействие с геологической средой // Изв. Иркутского гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2014. Т. 7. С. 100–115.

*Робинсон Р., Стокс Р.* Растворы электролитов. М.: ИЛ, 1963.

*Савенко В.С.* Введение в ионометрию природных вод. Л.: Гидрометеоиздат, 1986.

Савенко В.С., Зезин Д.Ю., Савенко А.В. Фтор в поверхностных и грунтовых водах бассейна среднего течения р. Клязьмы // Водные ресурсы. 2014. Т. 41, № 5. С. 544–552.

Савенко В.С., Петрухин В.А., Андриевский Е.И. и др. О термодинамических методах в изучении форм нахождения химических элементов в пресных водах // Мат-лы V Всесоюз. науч. симпоз. по современным проблемам самоочищения и регулирования качества воды. Секция III. Гидрохимические аспекты самоочищения. Таллин: Минвуз СССР, 1975. С. 75–78.

СанПиН 2.1.4.1074-01. Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества. М.: Минздрав РФ, 2002.

Усманова Л.И., Усманов М.Т. Влияние золоотвалов Читинских ТЭЦ-1 и ТЭЦ-2 на природные воды прилегающих территорий // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2010. № 16. С. 167–178. *Han C.* A study of the exchanging fluorine anions on the  $\gamma$ -Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> produced by thermal phase transformation of natural boehmite // Sci. Geol. Sin. 1993. N 2. P. 177–182.

*Han C., Bie W.* A study of the thermal phase transformation of boehmite and its fluorine-reducing capacity // Sci. Geol. Sin. 1992. N 3. C. 291–297.

Hileman B. Fluoride/cancer: Equivocal link in rats endorsed // Chem. Eng. News. 1990. Vol. 68, N 19. P. 4.

Weinstein L.H., Davison A.W. Fluorides in the environment: Effects on plants and animals. Wallingford-Cambridge: CABI Publ., 2004.

Поступила в редакцию 25.08.2017

# ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ «ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, актом экспертизы, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимают на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

#### Требования к оформлению статьи и краткого сообщения

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуется стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы) и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6-8 строк) и ключевые слова (6-8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов авторов и названия статьи на английский язык.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляют на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подрисуночные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание.

 Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для непериодических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепринятые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на белой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки необходимо предоставлять в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть чернобелыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске), рисунки следует записывать в той программе, в которой они сделаны. На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название статьи. Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.

11. Подрисуночные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право производить сокращение и редакционные изменения текста статей.

Плата за публикацию не взимается. Благодарим вас за соблюдение наших правил и рекомендаций!

http://www.geol.msu.ru/vestnik/index.htm

### УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; геологический факультет МГУ

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

**Д.Ю. ПУШАРОВСКИЙ** — главный редактор, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН **Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ** — зам. главного редактора, доктор геолого-минералогических наук, профессор Р.Р. ГАБДУЛЛИН — ответственный секретарь, кандидат геолого-минералогических наук, доцент И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания И.С. БАРСКОВ — доктор биологических наук, профессор А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция С.В. БОГДАНОВА — профессор Университета Лунд, Швеция М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор **Т.В.** ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ЕТН Zurich) М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США **Н.В. КОРОНОВСКИЙ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор **Д.Г. КОЩУГ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор А.С. МАРФУНИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

В.В. ШЕЛЕПОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Редактор А.Е. ЛЮСТИХ

#### Адрес редакции:

e-mail: vmu\_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 18.01.2018. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>8</sub>. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс. Усл. печ. л. 14,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз. Изд. № 10 968. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15 (ул. Академика Хохлова, 11) Тел.: (495) 939-32-91; e-mail: secretary@msupublishing.ru ISSN 0201-7385 ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог "Роспечать") ИНДЕКС 34114 (каталог "Пресса России")

> ISSN 0201-7385. ISSN 0579-9406. ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4. ГЕОЛОГИЯ. 2018. № 2. 1-112