

Вестник Московского университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 1 · 2022 • ЯНВАРЬ–ФЕВРАЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Пущаровский Д.Ю. Современная кристаллография: полезна ли она наукам о Земле?	3
Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю. Внедрение становских олиолитов Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра по геологическим данным и результатам численного моделирования	24
Герасимов В.Ю., Ульянов А.А., Снежко В.А., Мозар Д., Лаврищев В.А., Газеев В.М., Гурбанов А.Г. Цирконометрия юрских базальтов Гойтхской вулканической области Западного Кавказа	35
Широкова Т.П., Лыгин И.В., Соколова Т.Б. Особенности сейсмогравитационного моделирования в разных физико-геологических ситуациях	42
Королев В.А., Трофимов В.Т. К построению общей классификации континентальных эколого-геологических систем	54
Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Замотина З.С., Терехина Я.Е. Роль ледникового и литодинамического факторов в формировании осадочного чехла пролива Великая Салма (Белое море)	62
Родькина И.А., Казак Е.С. Связанная вода в породах баженовской свиты до и после экстракции углеводородов	71
Каюкова Е.П., Филимонова Е.А. Качество пресных подземных вод Горного Крыма (долина р. Бодрак)	79

CONTENTS

Pushcharovsky D.Yu. The Modern Crystallography: Is It Useful for the Earth's Sciences? .	3
Demina L.I., Zakharov V.S., Promyslova M.Yu. Introduction of the Stanovsky ophiolites of Faddeevsky block of Northeastern Taimyr according to geological data and numerical modeling results	24
Gerasimov V.Yu., Uliyanov A.A., Snezhko V.A., Mosar J., Lavrishev V.A., Gazeev V.M., Gurbanov A.G. The Zircon Isotope Dating of the Jurassic Basalts from the Ghoithsk Volcanic Area of the Western Greater Caucasus (Russia)	35
Shirokova T.P., Lygin I.V., Sokolova T.B. Features of the seismic-gravity modeling in different physical-geological situations	42
Korolev V.A., Trofimov V.T. To the construction of a general classification of continental ecological and geological systems	54
Starovoytov A.V., Tokarev M.Yu., Zamotina Z.S., Terehina Ya.E. Role of glacial and lithodynamic factors in the formation of the sedimentary cover structure of the Great Salma Strait (White sea)	62
Rodkina I.A., Kazak E.S. Bound water of the rock samples of the Bazhenov formation before and after extraction	71
Kayukova E.P., Filimonova E.A. Quality of fresh groundwater of the Crimean Mountains (the Bodrak River Basin)	79

Посвящается 270-летию Московского государственного университета

УДК 548.736.6

Д.Ю. Пущаровский¹

СОВРЕМЕННАЯ КРИСТАЛЛОГРАФИЯ: ПОЛЕЗНА ЛИ ОНА НАУКАМ О ЗЕМЛЕ?

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

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

Кристаллография, рожденная в XVII веке на стыке минералогии и математики, впоследствии стала рассматриваться как наука, более близкая к физике, химии, биологии и даже медицине. Это сказалось на ее сдержанном восприятии научным сообществом, связанном с науками о Земле. На конкретных примерах показана важная роль самых современных кристаллографических методов, результатов исследований и идей в развитии представлений о составе и строении Земли и планет.

Ключевые слова: апериодическая кристаллография, квазикристаллы, глубинные геосфера, нелинейно-оптические кристаллы, марсианские породы.

Formed in XVII century at the junction between mineralogy and mathematics subsequently crystallography is considered as the science which is closer to physics, chemistry, biology and even to medicine. Due to this fact, the community, associated with the Earth's sciences, accepts it with some restraint. The importance of the most advanced crystallographic approaches, the results obtained and the new insights which contribute the further development of the new scientific ideas about the composition and the structure of the Earth and some terrestrial planets are considered.

Keywords: aperiodic crystallography, quasicrystals, deep-seated geospheres, nonlinear optical crystals, Martian rocks.

Введение. Полувековой опыт преподавания рентгеноструктурного анализа и минералогической кристаллографии студентам-геохимикам убеждает автора в том, что у студентов других специальностей остаются представления об этой науке, ограниченные знакомством с элементами симметрии и точечными группами симметрии. Геофизики, гидро-геологи, геологи-нефтяники и представители других специальностей не находят место кристаллографии среди других наук о Земле, а увидев полиздрический рисунок какой-либо структуры, не скрывают свое непонимание. Этим узким взглядом на кристаллографию как на науку, весьма условно связанную с геологией, определяется вопрос, вынесенный в название статьи.

В статье отражены многие проблемы современной кристаллографии, которые непосредственно имеют отношение к наукам о Земле. Среди них:

- апериодическая кристаллография, возникновение которой частично связано с большими трудностями в интерпретации морфологии калаверита ($\text{Au}_{1-x}\text{Ag}_x\text{Te}_2$, где $0 \leq x \leq 0,33$);

- открытие природных квазикристаллов и новых минералов, структуры которых в наши дни изучают с применением синхротронного излучения;

- результаты экспериментов при высоких давлениях и температуре, позволяющие смоделировать состав глубинных оболочек Земли;

– использование нелинейно-оптических кристаллов в установках на борту космических аппаратов для анализа состава марсианских пород.

На протяжении последних десятилетий появляются все новые аргументы, подтверждающие важную роль кристаллографии в науках о Земле и расширяющие представления о ее составе, строении и эволюции. Многие из них автор постарался изложить в двух своих учебниках (рис. 1), которые, судя по отзывам коллег, полезны при подготовке геологов в ряде ведущих российских университетов. Мысли о тесной связи кристаллографии с науками о Земле, проявленной на всех этапах ее развития, составили основное содержание этой работы.

Представления о внешней и внутренней структуре кристаллов в раннюю эпоху развития кристаллографии. Первые работы в XVI и XVII вв., связанные с изучением огранки кристаллов, базировались на идеи о плотнейшей упаковке частиц и на заключении датского анатома и геолога Николаса Стенона (1638–1686) о постоянстве углов между гранями кристалла одного и того же минерала. Основой для них послужили проведенные им исследования кристаллов горного хрусталия и гематита.

С этим законом, по мнению многих современников, связано зарождение кристаллографии на стыке минералогии и математики. Как католический епископ, Н. Стенон в 1988 г. был причислен церковью

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, декан, профессор, академик РАН; e-mail: dean@geol.msu.ru



Рис. 1. Учебники автора по кристаллографическим курсам для студентов геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

к лицу блаженных. Основные идеи Н. Стенонона в дальнейшем получили развитие в работах Рене-Жюста Гаю (1743–1822).

Именно им была вначале предложена модель кубического кристалла (рис. 2, *a*), состоящая из микроблоков (интегральных молекул). В дальнейшем, в 1784 г., в качестве иллюстрации связи микроблоков с габитусом Р.-Ж. Гаю описан укладку ромбоэдрических ячеек у кальцита.

В 1802 г. по указу Наполеона Р.-Ж. Гаю возглавил кафедру минералогии в Музее естественной истории в Париже. Именно Гаю впервые предложил характеризовать грани кристалла отрезками, отсекаемыми ими на координатных осях (рис. 2, *b*), и показал, что отношения этих отрезков равны отношению целых небольших чисел (закон целочисленных индексов граней).

По мнению современных ученых, эти заключения имели большое значение для развития естествознания. Однако сформулированный Р.-Ж. Гаю закон получил признание лишь после его доработки заведующим кафедрой минералогии Кембриджского университета Уильямом Миллером в «Трактате о кристаллографии», опубликованном в Париже в 1842 г. [Ferraris et al., 2020] (рис. 3, *a*). Обращает на себя внимание, как тщательно изучалась эта монография исследователями того времени. На правой части рис. 3, *a* видны пометки известного минералога Анри де Сенармона (рис. 3, *b*). Его именем назван добываемый в Алжире минерал сенармонтит, Sb_2O_3 (рис. 3, *c*), открытый в 1851 г. Дж.Д. Дэна — автором впервые опубликованной в 1837 г. минералогической классификации. Недавно уточненная структура сенармонтита, содержащая изолированные комплексы

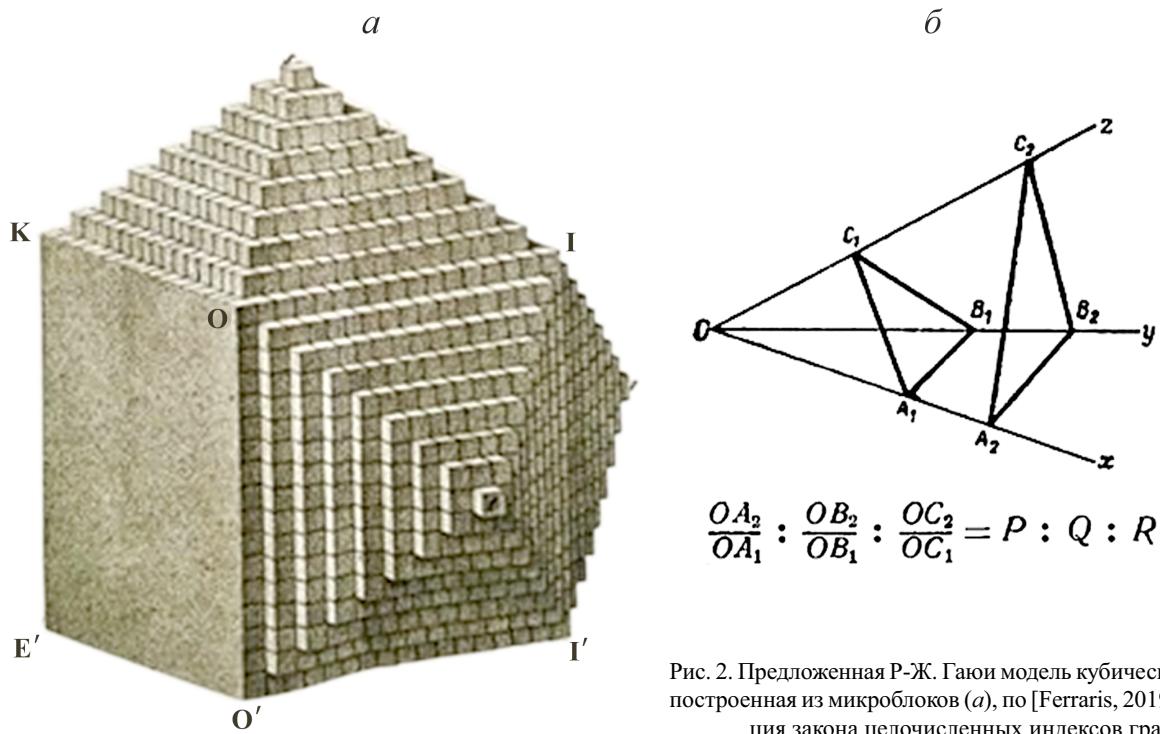


Рис. 2. Предложенная Р.-Ж. Гаю модель кубического кристалла, построенная из микроблоков (*a*), по [Ferraris, 2019]; и иллюстрация закона целочисленных индексов граней (*b*)

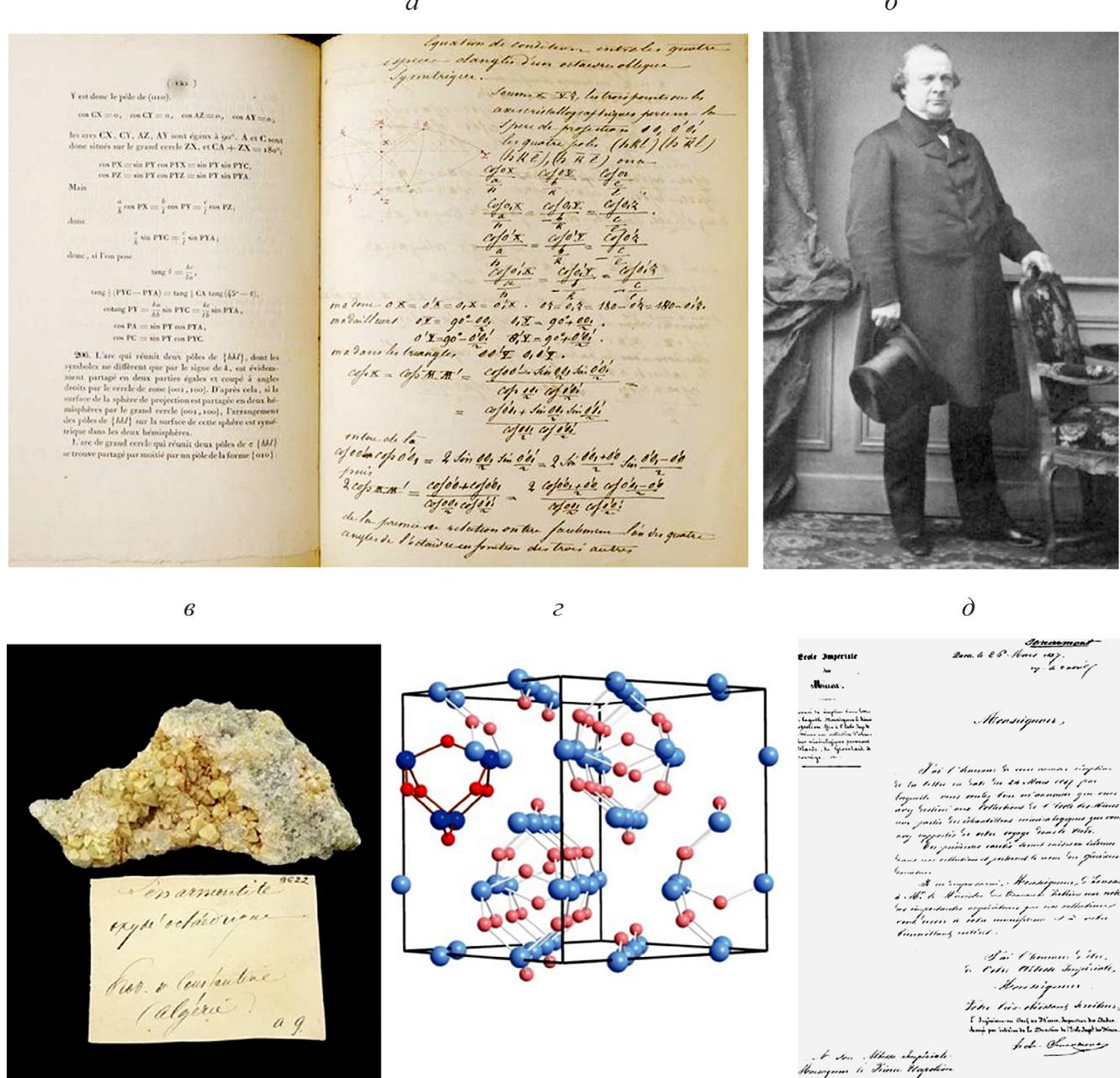


Рис. 3. «Трактат о кристаллографии» В.Г. Миллера (Париж, 1842) (а): справа — пометки в тексте Анри де Сенармона; б — Анри де Сенармон; в — и минерал, названный в его честь; г — структура сенармонтита: атомы Sb показаны более крупными синими шарами, атомы O — более мелкими красными, комплексы Sb_4O_6 выделены слева более темным цветом; д — письмо А. де Сенармона Наполеону III, по [Ferraris et al., 2020]

Sb_4O_6 [Pereira et al., 2012], представлена на рис. 3, г. О важной роли минералогии в культурной жизни Франции того времени свидетельствует благодарственное письмо А. де Сенармона, датированное 28.03.1857, первому президенту Франции Наполеону III (рис. 3, д), передавшему коллекцию минералов в Парижскую горную школу (Ecole des Mines de Paris), где А. де Сенармон заведовал кафедрой.

Выше были затронуты лишь некоторые кристаллографические работы XVII–XIX вв., несомненно, связанные с науками о Земле. Их более полный анализ и иллюстраций из оригинальных публикаций этого периода приведены в [Ferraris, 2019; Ferraris et al., 2020].

Апериодическая кристаллография, морфология и реальные структуры минералов. В самом начале предыдущего раздела отмечено, что многие идеи и теории относительно строения твердых тел возникли на основе анализа огранки кристаллов. Это утверждение нашло подтверждение и в наши дни, поскольку именно изучение морфологии кристаллов оказалось связано с развитием представлений об апериодической кристаллографии [Wagner, Schönleber, 2009; Bindi et al., 2020].

Начиная с 70-х гг. XX в. стало понятно, что структуры кристаллов не обязательно должны подчиняться классическим взглядам на их трехмерную периодичность. Постепенно были выявлены три

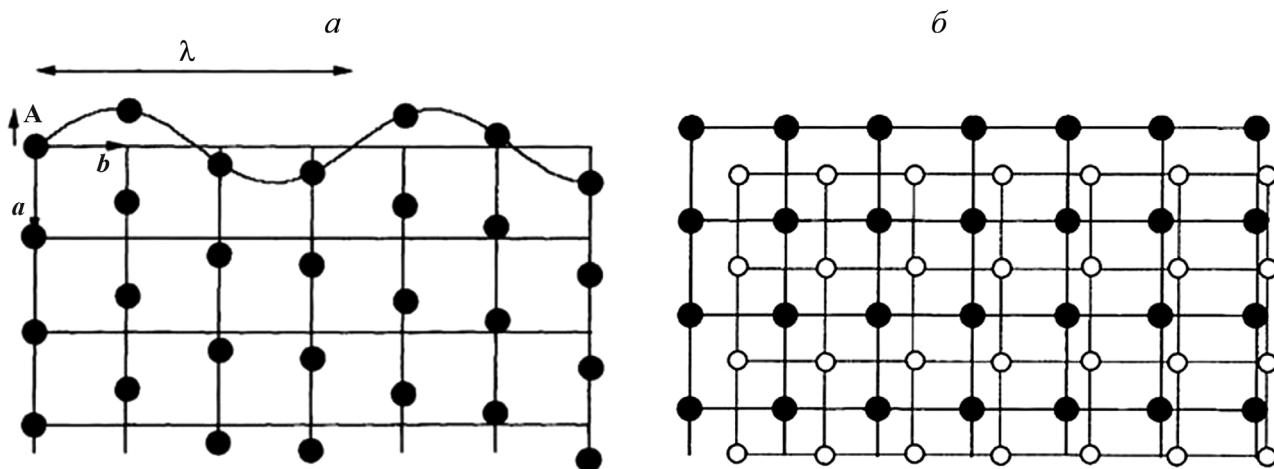


Рис. 4. Структуры апериодических кристаллов: *а* — с несоразмерной модуляцией (λ — длина волны модуляции, А — ее амплитуда); *б* — композитная структура с двумя субъячейками, по [Schwarzenbach, 1996]

группы такого рода соединений (рис. 4): а) с несоразмерной периодичностью, б) с композитными структурами, в) квазикристаллы. Все они объединяются под названием апериодические структуры [Болотина, 2006], а их дифракционные картины, содержащие помимо основных рефлексов значительное число сателлитных отражений, не могут быть описаны на основе трех индексов hkl (рис. 5).

Индикация сателлитных отражений предполагает включение в описание дополнительного вектора q , связывающего основное отражение с ближайшим сателлитным. Таким образом, все рефлексы рентгенограммы натрия (рис. 5) описываются четырьмя индексами $hklm$ и четырьмя реперными векторами обратной решетки $a^*b^*c^*q$: $ha^*+kb^*+lc^*+mq$ (по [Arakcheeva et al., 2010]). Следует отметить, что именно рентгенограмма натрия, содержащая сателлитные отражения, позволила П.М. де Вольфу впервые высказать идею об использовании представлений о четырехмерном (3+1) обратном пространстве (superspace) для описания несоразмерно модулированных структур [De Wolff, 1974].

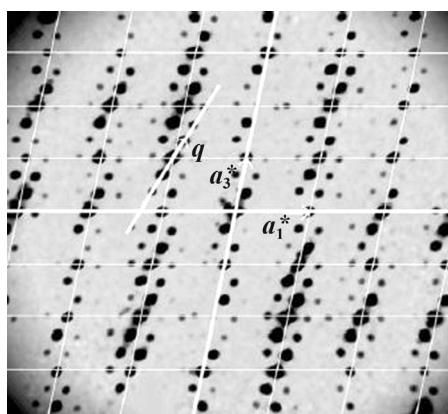


Рис. 5. Рентгенограмма $h2l$ кристалла натрия $\gamma\text{-Na}_2\text{CO}_3$ с несоразмерно модулированной структурой. Главные (основные) рефлексы могут быть проиндикаированы на основе векторов обратной решетки a_1^* и a_3^* . Вектор q связывает сателлитный рефлекс с ближайшим основным, по [Arakcheeva et al., 2010]

Одним из первых примеров применения представлений о несоразмерно-модулированных структурах в минералогии стал калаверит $\text{Au}_{1-x}\text{Ag}_x\text{Te}_2$, где $0 < x < 0,33$. Еще в начале XX в. попытки индицировать грани этого минерала на основе закона Гаю о целочисленных индексах потерпели неудачу [Janner, Janssen, 2015]. В 1931 г. В. Гольдшмидт, исследуя 105 кристаллов калаверита из расположенных в разных частях света месторождений, выделил в его огранке 92 простые формы [Janner, Janssen, 2015; Dam et al., 1985] и сделал вывод, что закон Гаю не универсален для всех минералов (рис. 6, *а*).

Лишь после определения несоразмерно модулированной структуры калаверита [Dam et al., 1985; Bindi et al., 2009] удалось точно описать его морфологические формы. Оказалось, что не индицируемые грани калаверита имеют те же индексы, что и сателлиты на его дифракционной картине. В процессе этого исследования сначала получили модель усредненной структуры [Bindi et al., 2020] (рис. 6, *б*).

На рис. 6, *б* изображена усредненная структура калаверита, рассчитанная без учета сателлитных отражений и состоящая из параллельных октаэдрических слоев, в которых в центре каждого полизэдра находятся (Au, Ag) -атомы, а в вершинах — атомы Te , между слоями возникают связи $\text{Te}-\text{Te}$.

Появление сателлитных рефлексов зафиксировано лишь для составов с относительно невысоким содержанием серебра — $\text{Ag}_{0,09}; \text{Ag}_{0,05}; \text{Ag}_{0,02}$ и $\text{Ag}_{0,00}$ [Bindi et al., 2009]. Первоначально экспозиция каждой «рамки» в процессе рентгеновской съемки калаверита составляла 30 с. Затем для повышения качества измерений она была увеличена до 400 с. Сбор данных провели при 300 и 110 К, но заметные отличия в обоих наборах не выявлены [Bindi et al., 2020]. Как уже отмечено при анализе рентгенограммы натрия, для описания дифракционной картины калаверита, помимо трех векторов обратной решетки, вводится четвертый, позволяющий указать по-

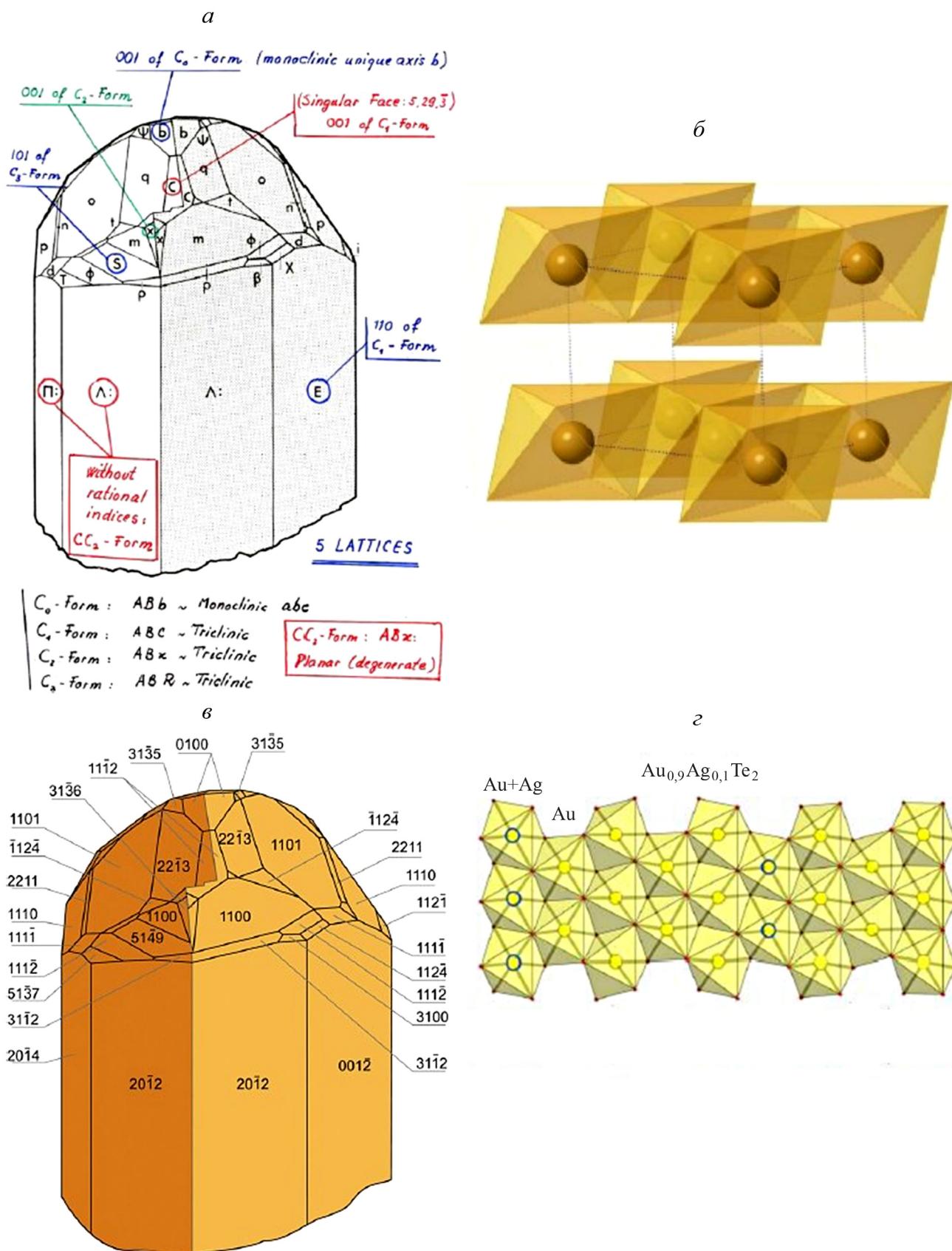


Рис. 6. Морфологическая загадка калаверита и ее решение на основе структурных данных. Индицирование граней калаверита на основе 5 разных установок (lattices) [Janner, Janssen, 2015; Goldschmidt et al., 1931]. Разными оттенками выделены два индивида (а); усредненная структура калаверита (б); кристалл калаверита с гранями, имеющими те же индексы, что и все рефлексы на его дифракционной картине (в); несоразмерно модулированная структура калаверита (г), по [Bindi et al., 2020]. Обведенные темным контуром кружки соответствуют позициям с одновременным присутствием атомов Au и Ag

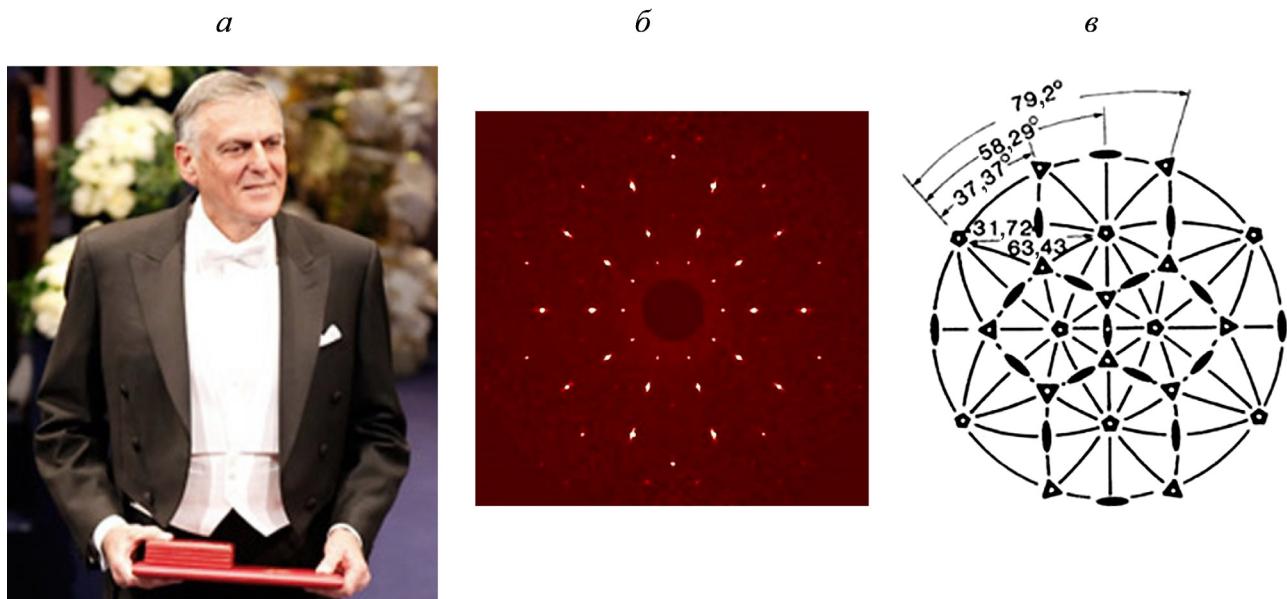


Рис. 7. Дан Шехтман после получения Нобелевской премии 10.12.2011 (а) и дифракционная картина кристалла с икосаэдрической симметрией (б). Стереографическая проекция элементов симметрии кристалла с икосаэдрической точечной группой $m\bar{3}5$ (в), по [Schechtman et al., 1984]

ложение сателлитных рефлексов. В данном случае это волновой вектор $q = -0,4095a^* + 0,4492c^*$.

Хорошо известно, что, рассматривая дифракцию как отражение рентгеновских лучей от атомных плоскостей, У.Г. и У.Л. Брэгги определили каждый главный рефлекс через индексы узлов обратной решетки и ее реперные (единичные) векторы $ha^*+kb^*+lc^*$. Им на рис. 6, в соответствуют грани калаверита с индексами $(hkl0)$. Сателлитные рефлексы $hklm$ ($m \neq 0$) в этом смысле не являются «брэгговскими», но их индексы были использованы для индицирования оставшихся граней. Для каждой из них оказалось возможно подобрать сателлитный рефлекс, радиус-вектор которого — $ha^*+kb^*+lc^*+mq$ — ориентирован вдоль перпендикуляра к соответствующей грани. Найденные на основе рентгеновских данных четверки целых чисел $(hklm)$ приписаны граням в качестве их индексов, тем самым подтверждена корректность закона Гаюи.

Определение структуры калаверита на основе всего набора отражений позволило установить, что упорядоченное распределение атомов серебра в позициях Au сопровождается образованием несопротивленно-модулированной структуры и приводит к вариациям степени окисления Au: +1 и +3 (рис. 6, г). В данном случае модуляция означает избирательное замещение атомов Au на атомы Ag, в отличие от их разупорядоченного изоморфизма в усредненной структуре. Большой радиус Ag вызывает одновременное смещение атомов металла из их позиций в усредненной структуре, что подтверждается изменением межатомных расстояний (Au,Ag)-Te.

Таким образом, использование четырех индексов $(hklm)$ позволило описать не только дифракционную картину, но и сложную морфологию кристаллов калаверита.

Открытие природных квазикристаллов. Начало 80-х гг. ХХ в. ознаменовалось открытием квазикристаллов — синтетических и природных интерметаллидов с дифракционной картиной, которая характеризуется наличием поворотных осей, нарушающих представления о классических элементах симметрии. История этого открытия связана с именем Дана Шехтмана, нобелевского лауреата (рис. 7, а), работавшего в то время в Национальном бюро стандартов США. Утром 8 апреля 1982 г. (точная дата открытия, что, кстати, большая редкость, сохранилась благодаря лабораторному журналу Д. Шехтмана) он изучал дифракционную картину, которая получалась после рассеивания пучка электронов на образце интерметаллида — быстро застывшего сплава алюминия и марганца $Al_{0.86}Mn_{0.14}$. Увидев расположение рефлексов на этом отпечатке, Д. Шехтман был крайне удивлен. По его словам, он даже произнес вслух фразу (в лаборатории он был в тот момент один), которую можно перевести как «Нет такого зверя», и сделал в журнале запись: «10-го порядка??», имея в виду присутствие на снимке, отражающем симметрию кристалла, оси 10-го порядка [Schechtman et al., 1984] (рис. 7, б). Расположение на стереографической проекции осей 5-го порядка, нарушающих представление о классической симметрии, приведено на рис. 7, в. Следует отметить, что дифракционные картины кристаллов с осями 5- и 10-го порядков неразличимы. Их различия проявляются при съемке вдоль перпендикулярных направлений: в случае кристалла с 5-й осью перпендикулярно к ней расположены оси 2- и 3-го порядков, а при наличии оси 10-го порядка эти элементы симметрии отсутствуют. Представление о столь необычной икосаэдрической симметрии $m\bar{3}5$

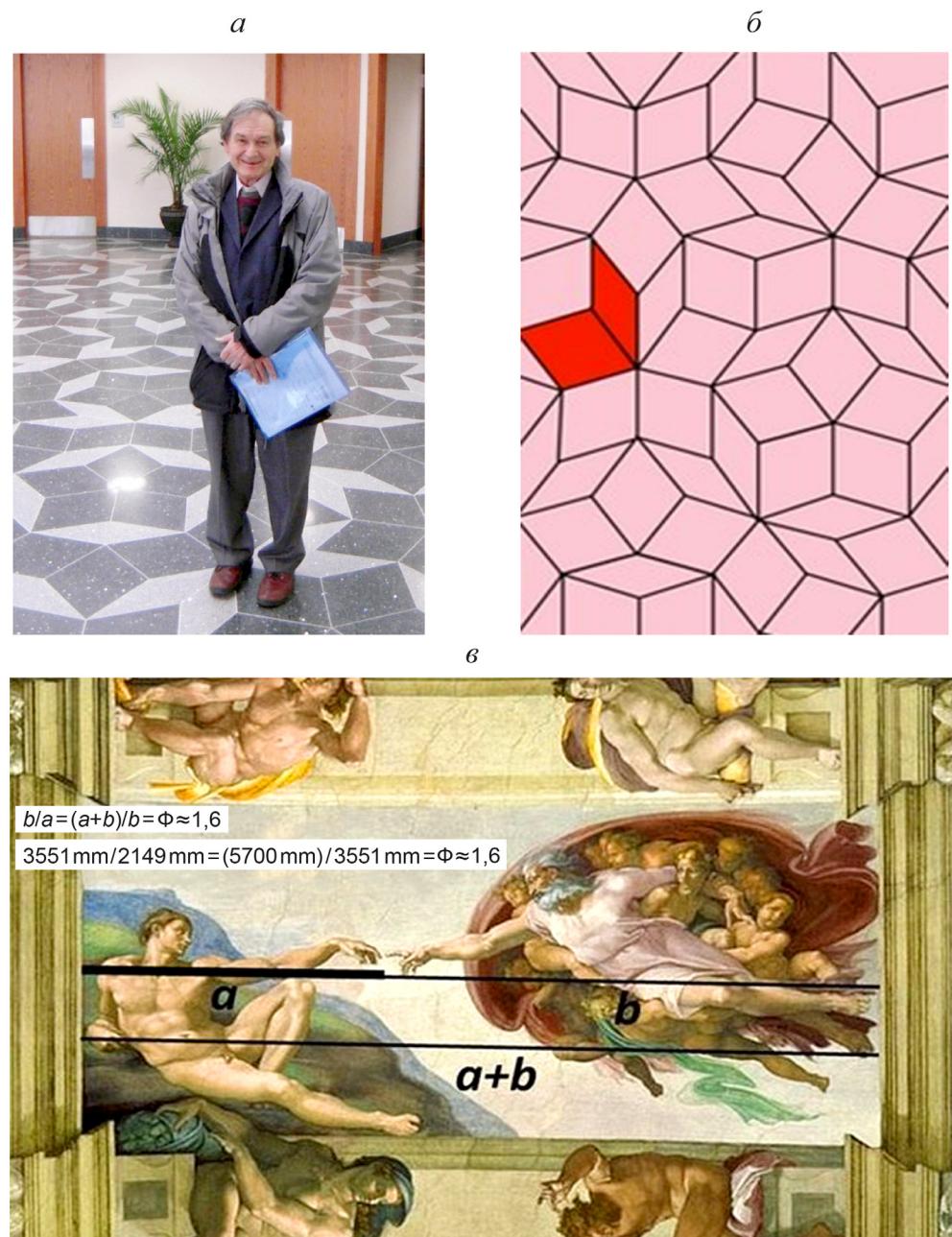


Рис. 8. Роджер Пенроуз (а) и его квазипериодический паркет (б); фреска Микеланджело Буонарроти «Сотворение Адама» (в)

дает мозаика известного британского математика и физика Роджера Пенроуза (рис. 8, а, б).

Первый вариант такого двумерного разбиения содержал два типа ромбов — «толстых» и «тонких» с отношением первых ко вторым, равным золотому сечению 1,61803..., величина которого связана с именем итальянского ученого Фибоначчи — Леонардо Пизанского (1170–1250). Упоминание о золотом сечении Фибоначчи стоит завершить фото известной фрески Микеланджело Буонарроти «Сотворение Адама» (1511) на стене Сикстинской капеллы в Ватикане (рис. 8, в). Отношение обозначенных на этой репродукции отрезков $b/a = (a + b)/b = \sim 1,618$, т. е. соответствует золотому сечению Фибоначчи. По мнению искусствоведов, эти пропорции должны притягивать взгляд смотрящего и создавать акцент на стремлении Бога к человеку, а человека — к Богу.

В год открытия Д. Шехтманом квазикристаллов (1982) Аллан Маккей (рис. 9, а) рассмотрел одну из мозаик Н. Пенроуза [Hargittai, Hargittai, 2020] и попробовал умозрительно расставить в ее вершинах атомы. После этого он рассчитал, какую дифракционную картину давал бы подобный гипотетический плоский материал, и обнаружил, что она должна обладать осью симметрии 5-го порядка. Позже вместе с Робертом Амманом он смоделировал так называемую решетку Аммана–Маккея — непериодическое разбиение пространства на многогранники с аналогичным свойством — если в вершинах многогранника расставить атомы (рис. 9, б), то соответствующая дифракционная картина должна обладать неклассической симметрией.

Сравнительно редкое появление квазикристаллов среди синтетических интерметаллических

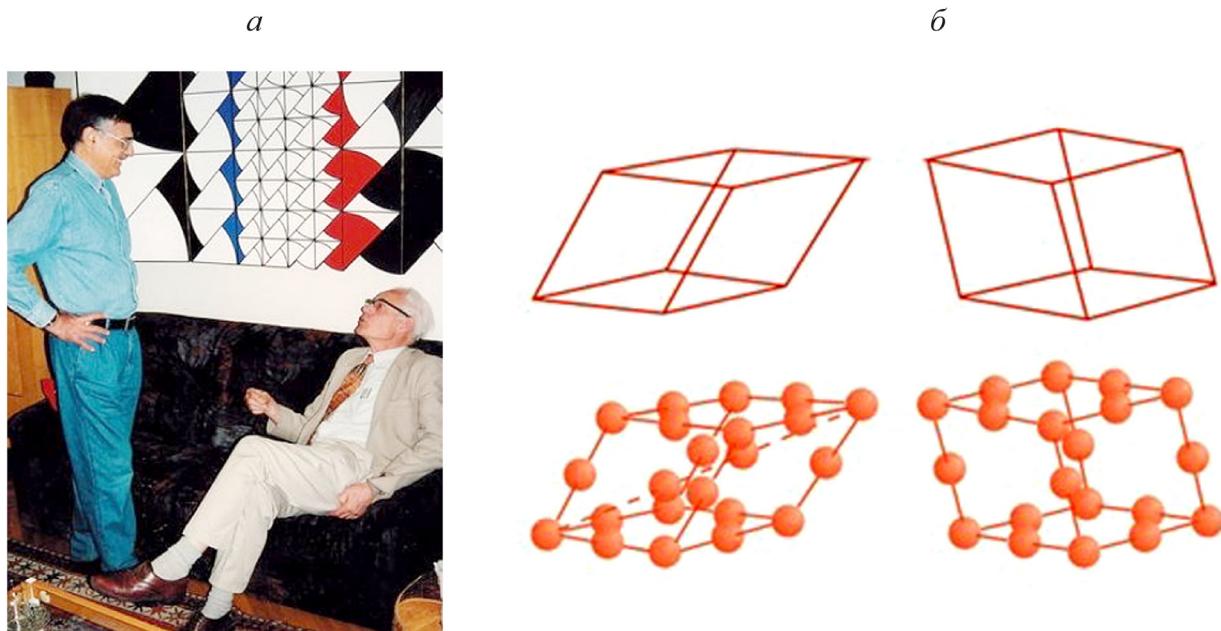


Рис. 9. Дан Шехтман (слева) и Аллан Маккей (справа); фото 1995 г. Иштвана Харгиттаи [Hargittai, 2016] (а); элементы решетки Аммана–Маккея, моделирующей симметрию квазикристаллов (б), внизу — «острый» и «тупой» ромбоэдры

соединений позволяло сделать вывод, что они представляют собой метастабильные фазы. Теперь уже известны три природных квазикристалла [Bindi et al., 2009, 2020], присутствие которых установлено в чукотском метеорите Хатырка (рис. 10, а). Это первый квазикристаллический минерал икосаэдрит $\text{Al}_{63}\text{Cu}_{24}\text{Fe}_{13}$, открытый в 2009 г., к которому затем добавились декагонит $\text{Al}_{71}\text{Ni}_{24}\text{Fe}_5$ с осью 10-го порядка и $\text{Al}_{62}\text{Cu}_{31}\text{Fe}_7$ — минерал, который, как и икосаэдрит, обладает икосаэдрической симметрией с осью 5-го порядка (рис. 10, б) [Bindi et al., 2020]. Эти фазы, а также ранее исследованные синтетические соединения, относящиеся к классу интерметаллидов и обладающие неклассической симметрией, не оставили сомнений в устойчивости этой формы существования материи и ее значимости в науках о Земле.

Сразу возник вопрос: в каких условиях могли образоваться природные квазикристаллы? Нахodka икосаэдрита выглядела загадочной, поскольку в том

же образце присутствовал алюминий, образующийся в восстановительных условиях и обычно не встречающийся в природе. Ассоциация Al — жаропрочного лиофильного элемента — с низкотемпературной халькофильной медью в составе этого минерала давала основание считать его техногенным продуктом.

В то же время зерна квазикристалла содержались в кристаллах стишовита, который кристаллизуется при давлении $P > 5$ ГПа и температуре $T > 1700$ К и до сих пор не был установлен в промышленных техногенных продуктах. Недавно в Нубийской пустыне Судана найден хондритовый метеорит с тем же набором элементов, что подтверждает возможность внеземного образования квазикристаллов.

По последним данным предполагается, что метеорит Хатырка оторвался от астероида. Столкновения в космосе миллиарды лет назад привели к образованию в нем квазикристаллов [Bindi et al., 2016].

Завершая эту часть, следует отметить, что первое в мире испытание ядерного оружия, про-

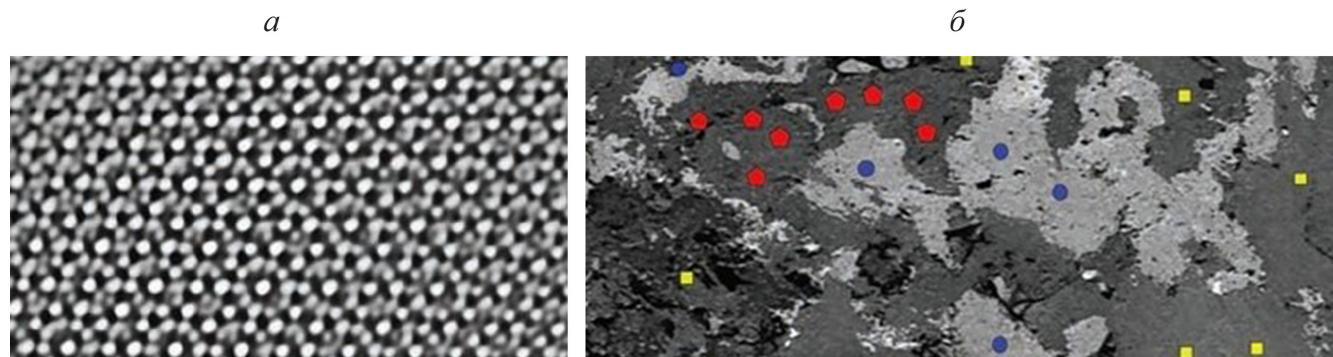


Рис. 10. Фото (в обратных электронах, BSE) образца метеорита, содержащего хатыркит CuAl_2 (белые квадратики), купалит CuAl (темные кружки) и икосаэдрит (красные пентагоны) (а), по [Bindi et al., 2009]; снимок 15-нанометровый области икосаэдрита (HRTEM) (б), по [Bindi et al., 2009]

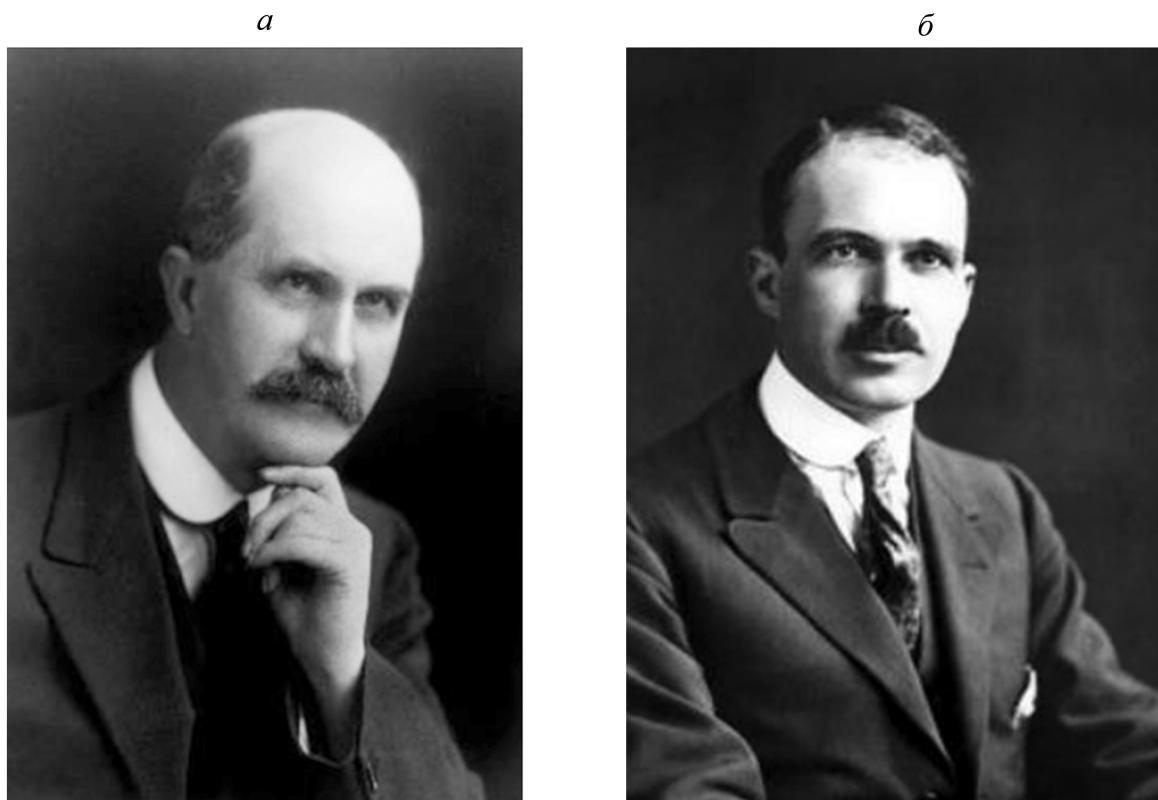


Рис. 11. У истоков рентгеновской кристаллографии. Уильям Генри Брэгг (*слева*) и Уильям Лоренс Брэгг (*справа*) — самый молодой Нобелевский лауреат по физике (в 1915 г. ему было 25 лет)

изошедшее 16 июля 1945 г. в штате Нью-Мексико, США, получило название «Тринити». На месте взрыва в результате сплавления окрестного песка, испытательной вышки и подводящих медных проводов образовался стекловидный материал, названный тринититом. Совсем недавно был исследован образец красного тринитита с составом $\text{Si}_{61}\text{Cu}_{30}\text{Ca}_7\text{Fe}_2$, оказавшийся техногенным квазикристаллом с икосаэдрической симметрией $m\bar{3}5$ [Bindi et al., 2021]. Оценка термодинамических параметров его ударной кристаллизации (температура ~ 1500 °C и интервал давления 5–8 ГПа) позволяет отметить, что они схожи с условиями образования квазикристаллов, связанных с уже известными метеоритами.

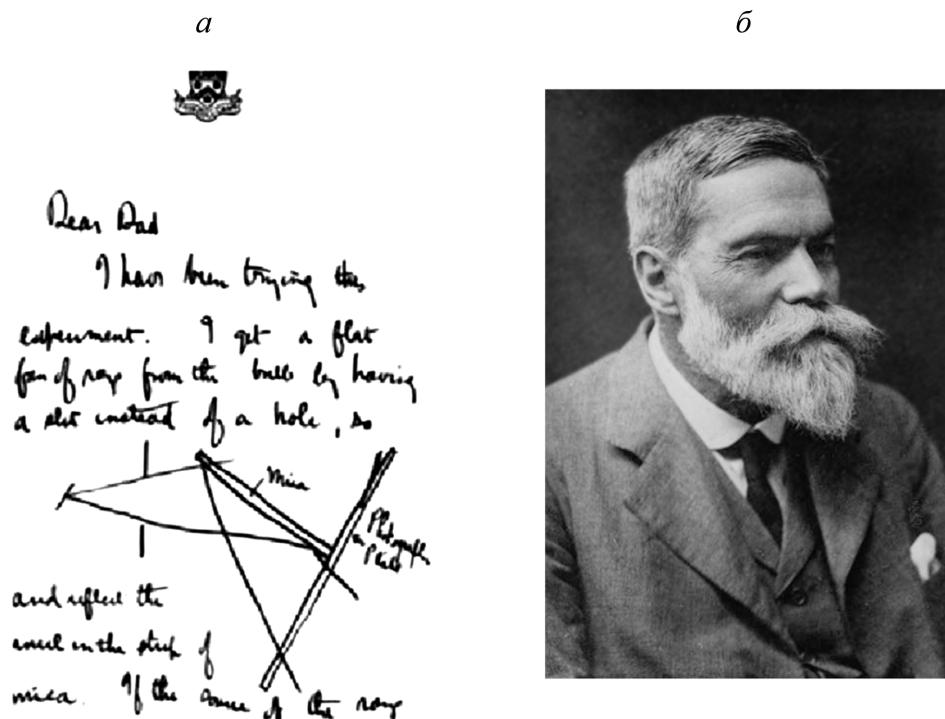
Рентгеновский период в минералогической кристаллографии. Начало минералого-кристаллографических работ этого периода связано с именами У.Г. и У.Л. Брэггов (рис. 11, а, б). На основе разработанной в 1912 г. модели дифракции рентгеновских лучей (рис. 12, а) они годом позже сумели определить первую структуру NaCl и, что не менее важно, определить длины волн рентгеновских лучей, создающих дифракционную картину. Огромная роль в результатах этого исследования принадлежит Уильяму Барлоу (1845–1934) (рис. 12, б). В опубликованной в 1883 г. в журнале «Nature» статье «Probable Nature of the Internal Symmetry of Crystals» (рис. 12, в) он рассмотрел возможные типы укладки шаровых частиц (атомов) [Barlow, 1883], одну из которых У.Г. и У.Л. Брэгги связали с полученной ими дифракционной картиной.

По сути, с тех пор рентгенография стала одним из основных методов изучения состава и структуры минералов и синтетических соединений. В короткий срок после открытия рентгеновской дифракции она доказала свое неоспоримое преимущество в идентификации вещества перед такими давно известными методами изучения твердых фаз, как химический анализ, оптическая микроскопия и др.

В нашей стране развитие рентгеноструктурного анализа и его использование в исследовании минералов связано с именем академика Н.В. Белова (рис. 13). Автору посчастливилось учиться на кафедре кристаллографии МГУ, когда ее возглавлял этот выдающийся ученый.

Нас, молодых аспирантов той поры, он напутствовал такими словами: «Ученый должен жить под сенью парадоксов. Это означает не очень верить самому себе, не очень доверять результатам коллег, иными словами, — быть учеником дьявола». Полагаю, что это утверждение чрезвычайно полезно настоящему исследователю, в какой бы области науки он не работал.

Исключительно интересная область в современных науках о Земле, где кристаллография неразрывно переплетается с минералогией, связана с открытием новых минералов (рис. 14, а). Именно эти исследования в последние годы способствовали расширению научных представлений о составе, строении и эволюции земных оболочек, о формах концентрации химических элементов в земной коре и других актуальных для современной геологии проблемах.



6

186

NATURE

[Dec. 20, 1883]

PROBABLE NATURE OF THE INTERNAL SYMMETRY OF CRYSTALS

SOME studies pursued by the writer as to the nature of molecules have led him to believe that in the atom-groupings which modern chemistry reveals to us the several atoms occupy distinct portions of space and do not lose their individuality. The object of the present paper is to show how far this conclusion is in harmony with, and indeed to some extent explains, the symmetrical forms of crystals, and the argument may therefore in some sort be considered an extension of the argument for a condition of internal symmetry derived from the phenomena of cleavage.

If we are to suppose that crystals are built up of minute masses of different elements symmetrically disposed, it is natural to inquire in the first place what very symmetrical arrangements of points or particles in space are possible.

It would appear that there are but five, which will now be described.

If a number of equal cubes are built into a continuous mass (Fig. 1), a system of points occupying the centres and angles of these cubes will furnish an example of one of these symmetrical arrangements. In this system each point is equidistant from the eight nearest points, and if a number of equal-sized spheres be stacked on a base layer arranged so that the sphere centres when joined form a system of small squares a side of which

of the fourth and second; and then the seventh, so that the fifth, sixth, and seventh layers are also in the second kind of symmetry; and so on. The symmetry produced is, like the last, hexagonal in structure and uniaxal.

The writer believes that every one of the various symmetrical forms presented by crystals can be shown to be consistent with the subsistence of an arrangement of the atoms of the crystallising compound in one or other of these five kinds of symmetry at the

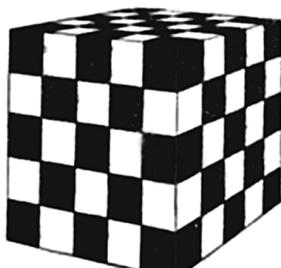


FIG. 1.

Рис. 12. Письмо из Кембриджа У.Л. Брэгга к отцу У.Г. Брэггу со схемой эксперимента на кристалле слюды (а); У. Барлоу (б) и его публикация в журнале «Nature», 1883 г. (6)



Рис. 13. Академик Н.В. Белов читает лекцию студентам-геологам (1967)

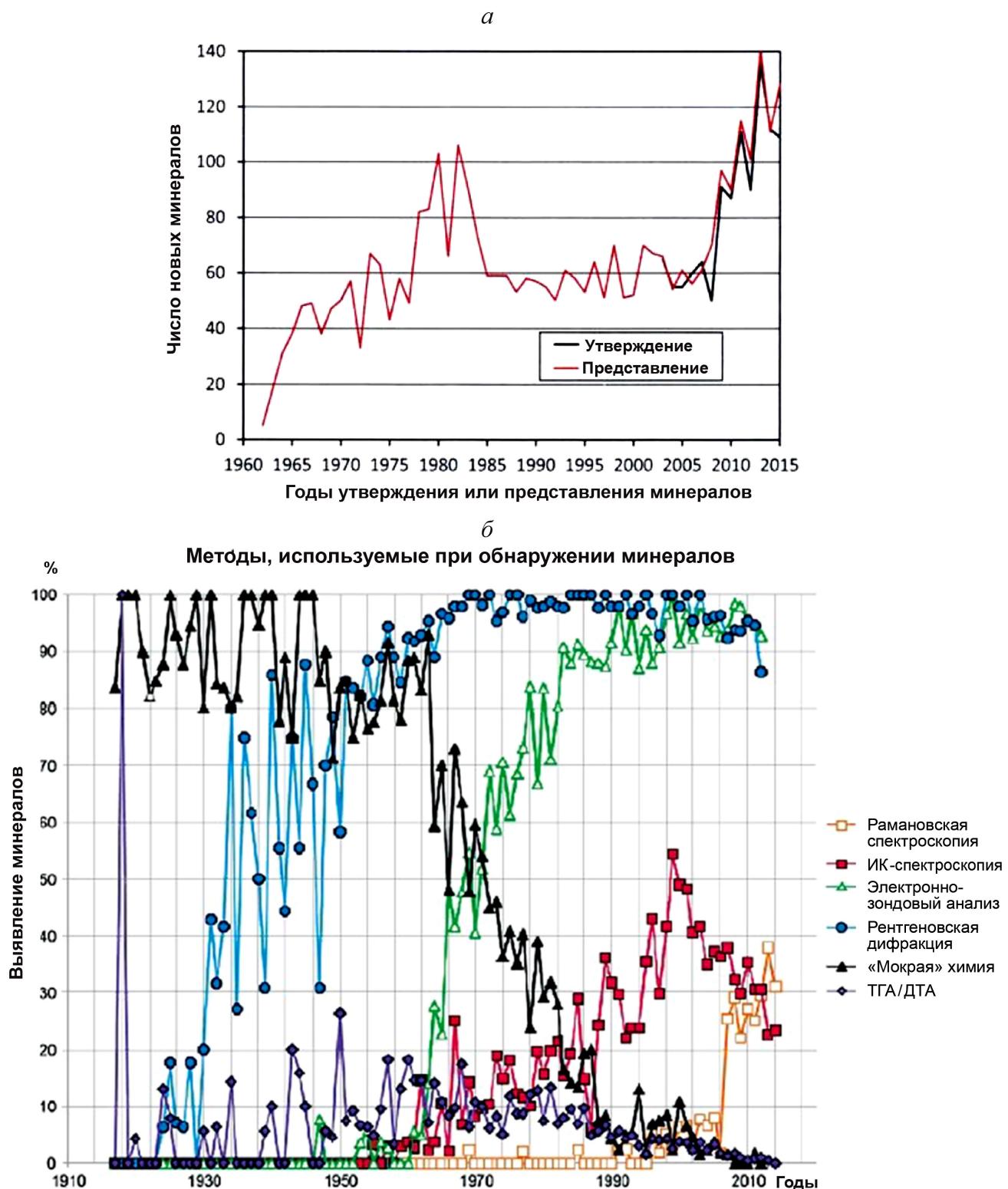


Рис. 14. Рост числа новых минералов в 1960–2015 гг., представленных комиссией IMA, по [Grew et al., 2017] (а); характеристика методов, применяемых при описании новых минералов (б) [Barton, 2019]

Открытие новых минералов тесно связано с совершенствованием методов их изучения, среди которых в последние годы на первый план вышли рентгеновская дифракция и электронно-зондовый анализ (рис. 14, б). В настоящее время в природе установлено более 5700 минералов, и это число ежегодно увеличивается на 80–90 минеральных видов.

Однако около 20% минералов остаются структурно неисследованными из-за малых размеров или несовершенства образуемых ими кристаллов. И здесь в последние десятилетия отмечен значительный прогресс благодаря использованию синхротронного излучения.

Как известно, 110 лет назад, во время «брэгговской» эры, для первых структурных определений

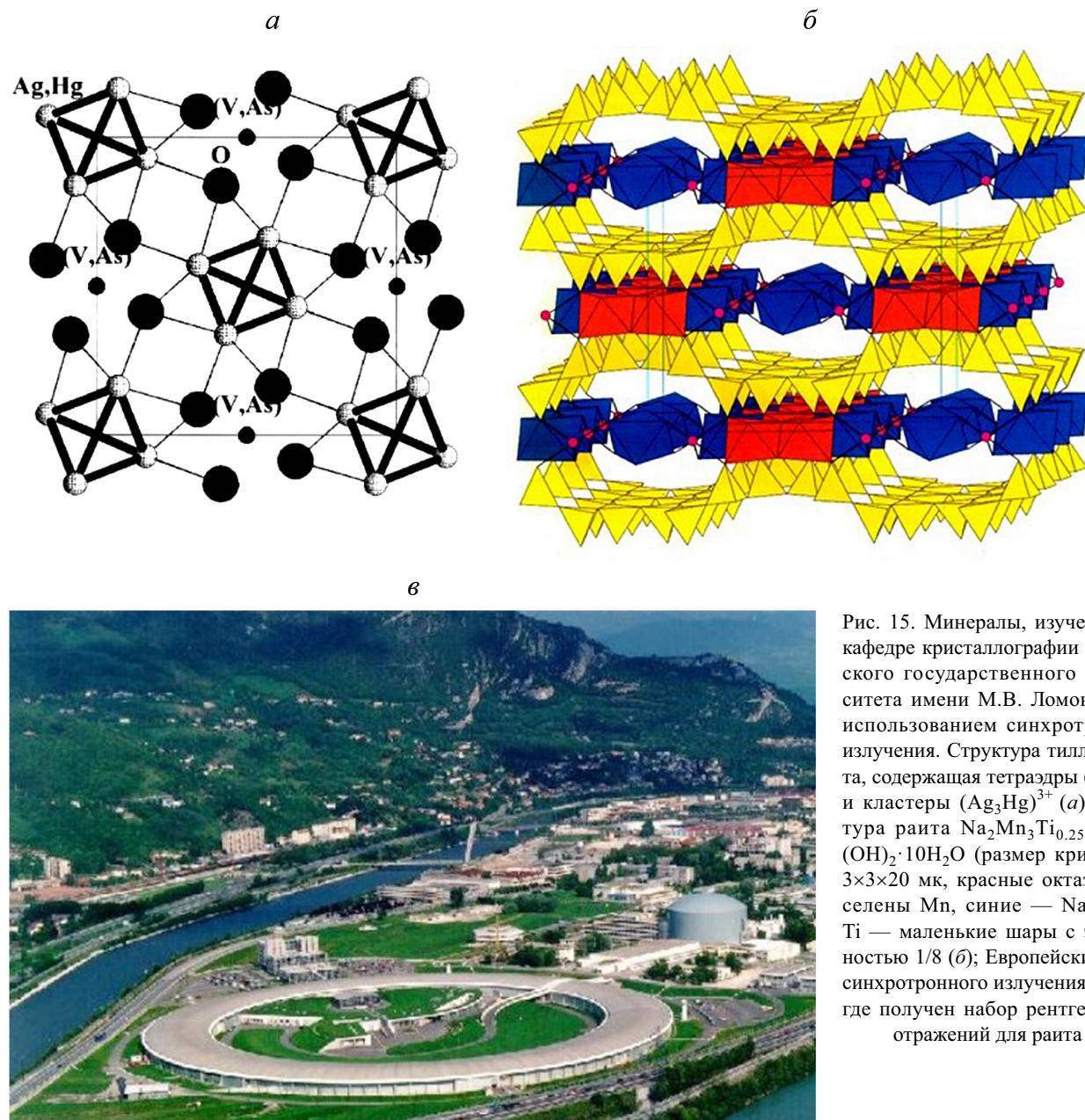


Рис. 15. Минералы, изученные на кафедре кристаллографии Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова с использованием синхротронного излучения. Структура тиллманнита, содержащая тетраэдры $(V,As)O_4$ и кластеры $(Ag_3Hg)^{3+}$ (а); структура раита $Na_2Mn_3Ti_{0.25}[Si_8O_{20}](OH)_2 \cdot 10H_2O$ (размер кристаллов $3 \times 3 \times 20$ мк, красные октаэдры заселены Mn, синие — Na; атомы Ti — маленькие шары с заселенностью $1/8$) (б); Европейский центр синхротронного излучения (ESRF), где получен набор рентгеновских отражений для раита (в)

галита и алмаза использовались кристаллы с размерами от 1 см до нескольких миллиметров. В период 1920–1930 гг. (эра У. Тэйлора и Л. Полинга) исследователи перешли к изучению кристаллов с размерами менее 1 мм, что оказалось возможно благодаря изобретению трубок с так называемым горячим катодом. В дальнейшем, начиная с 1960 г., прогресс в развитии программного обеспечения в сочетании с использованием более мощных рентгеновских аппаратов позволил сократить размер исследуемых кристаллов до сотых долей миллиметра. Наконец, с 1970 г. мы являемся свидетелями исключительного расширения возможностей рентгеновского эксперимента, что связано с использованием мощного синхротронного излучения, позволяющего уже сейчас исследовать кристаллы, размеры которых измеряются микронами, а объем не превышает $0,5$ мк³. Однако современные методы, включающие

просвечивающую электронную микроскопию высокого разрешения и электронную дифракционную томографию, еще больше расширили возможности исследования нанокристаллов с размером до 5 нм. Очевидно, что это открывает новую эру в физике и химии минералов [Пущаровский, 2000]. Подтверждением указанного заключения может служить уникальная и очень сложная структура красивейшего сибирского минерала чароита [Rozhdestvenskaya et al., 2010], определенная с применением электронной дифракции.

Ниже рассмотрены структуры двух минералов, которые были исследованы с использованием синхротронного излучения. Один из них, тиллманнит $(Ag_3Hg)(V,As)O_4$, открыт во французских Альпах, на шахтах Роя. Его структура (синхротронный центр Дарсберри, кристалл размером $4 \times 2 \times 1$ мк), представленная на рис. 15, а, расширила представления о

межатомных взаимодействиях. Она достаточно проста, поскольку содержит лишь два типа тетраэдров $(V, As)O_4$ и кластер $(Ag_3Hg)^{3+}$, впервые найденный в минералах [Sarp et al., 2003]. Необычные кластеры $(Ag_3Hg)^{3+}$ и $(Ag_2Hg_2)^{4+}$ с металлическими связями длиной $\sim 2,72 \text{ \AA}$ между атомами Ag и Hg были позднее установлены в синтетических минералах $(Ag_3Hg)VO_4$, $Ag_2(Hg_2)_3(VO_4)_4$ и $(Ag_2Hg_2)_2(HgO_2) \times (AsO_4)_2$ [Weil et al., 2005].

Переходя к следующему примеру использования синхротронного излучения для изучения структуры новых минералов, следует отметить, что на территории России в двух щелочных массивах Кольского полуострова — Хибинском и Ловозерском — описано более 500 минералов. Среди них раит — гидратированный Na, Mn -силикат со сложным составом $Na_3Mn_3Ti_{0,25}[Si_8O_{20}](OH)_2 \cdot 10H_2O$. Он был открыт в 1973 г. в пегматитовой жиле Юбилейная, в пределах Ловозерского щелочного массива на Кольском полуострове. Название этому минералу дано в честь международной экспедиции, возглавляемой норвежским путешественником Т. Хейердалом на папирусной лодке «Ра».

Структурное исследование выполнено на игольчатом кристалле раита диаметром $\sim 0,003 \text{ mm}$ (диаметр человеческого волоса $\sim 0,06 \text{ mm}$, приблизительно в 20 раз толще) с использованием синхротронного излучения [Pluth et al., 1997]. Оказалось, что структура раита содержит кремнекислородные сетки с лентами из двух пироксеновых цепочек, «смотрящих» в противоположные стороны по отношению к ее плоскости (рис. 15, б).

Такие же тетраэдрические слои ранее были установлены в структуре пальгorskита $Mg_5[Si_8O_{20}] \times (OH)_2 \cdot 8H_2O$, тогда как в слоях другого водного Mg-силиката сепиолита $Mg_8[Si_{12}O_{30}](OH)_4 \cdot 12H_2O$ смена ориентировки в тетраэдрических слоях осуществляется через три цепочки. Структура раита может служить иллюстрацией модулярного подхода к выделению близких по строению минералогических групп.

Практически одновременно с опубликованием структуры раита группа исследователей во главе с проф. Дж. Феррарисом (Университет Турина) предложила структурную модель нового щелочного силиката калиферсита $K_5Fe^{3+}_7[Si_{20}O_{50}](OH)_6 \cdot 12H_2O$, открытого также на Кольском полуострове (рис. 16, а). Чрезвычайно интересным представляется чередование в этой структуре блоков (модулей) раита-пальгorskита и сепиолита. Таким образом, определение структуры раита способствовало дальнейшему развитию модулярной кристаллографии, расширяющей теоретические основы для структурной систематики минералов и предсказания еще неисследованных структурных типов.

Модулярная кристаллография. Анализ кристаллических структур внес значительный вклад в развитие многих кристаллохимических концепций.

Один из примеров — модулярная теория, устанавливающая связь между, на первый взгляд, трудно сопоставимыми минералами. Минералы, построенные из 2-х или более общих модулей, образуют полисоматическую серию. Первым примером такого рода, хотя и не совсем верным, стали гумитоподобные минералы, в структурах которых была предпринята попытка выделить оливиновые и бруцитовые элементы.

Более корректно этот подход был использован при рассмотрении минералов семейства биопириболов, содержащих одинарные, двойные и тройные силикатные тетраэдрические цепочки [Pushcharovsky et al., 2016], причем некоторые их представители содержат комбинации этих структурных элементов (рис. 16, б). Первоначально примером такой структуры был честерит, в структуре которого найдены ленты из двух (амфиболовые) и трех пироксеновых цепочек. Позднее была определена структура пирибала с чередованием пироксеновых и амфиболовых блоков [Yang et al., 2001] (рис. 16, в).

Число известных подобных серий с каждым годом возрастает. Один из последних примеров — серия карбонатов (рис. 16, г), включающая бастнезит $CeCO_3F$, паризит $Ce_2CaF_2(CO_3)_3$, синхизит $CaREE(CO_3)_2F$ и фатерит $CaCO_3$ [Capitani, 2020].

Состав и строение глубинных геосфер. Хорошо известно, что без прошлого нет будущего. Если оглянуться на 30–50 лет назад, то следует признать, что одна из наиболее интересных проблем геологии в последние десятилетия связана с изучением состава и строения земных оболочек.

Это направление в науках о Земле относится к числу приоритетных, поскольку более 90% вещества Земли находится под давлением выше 1 ГПа.

На рис. 17, а изображены объемы земных оболочек. Как видно на этом рисунке, доступные геологам образцы пород в основном относятся к земной коре, объем которой составляет всего лишь 1% от объема нашей планеты. О том, что представляет собой вещество мантии и ядра, судят по результатам экспериментов, теоретических моделей и по включениям преимущественно в алмазах, выброшенных с глубины в несколько сотен километров.

На рис. 17, б изображена модель строения Земли, представления о которой сложились к середине XX в. в основном на основе сейсмометрических данных. Таким образом, выделены земная кора; граница Мохоровичча, отделяющая ее от верхней мантии; переходная зона между верхней и нижней мантией; зона раздела мантии и ядра (D), а также внешнее и внутреннее ядро. Однако в последние 50 лет эти представления дополняются новыми данными сейсмографии о глубинных оболочках Земли и о структурных превращениях минералов [Пущаровский, 1996; Пущаровский, Пущаровский, 2016].

В 2001 г. писатель В.С. Губарев, беря у академика Ю.М. Пущаровского интервью для «Литературной газеты», задал вопрос: «С чего следует начинать путешествие в тектонику?» — «С сейсмологии», —

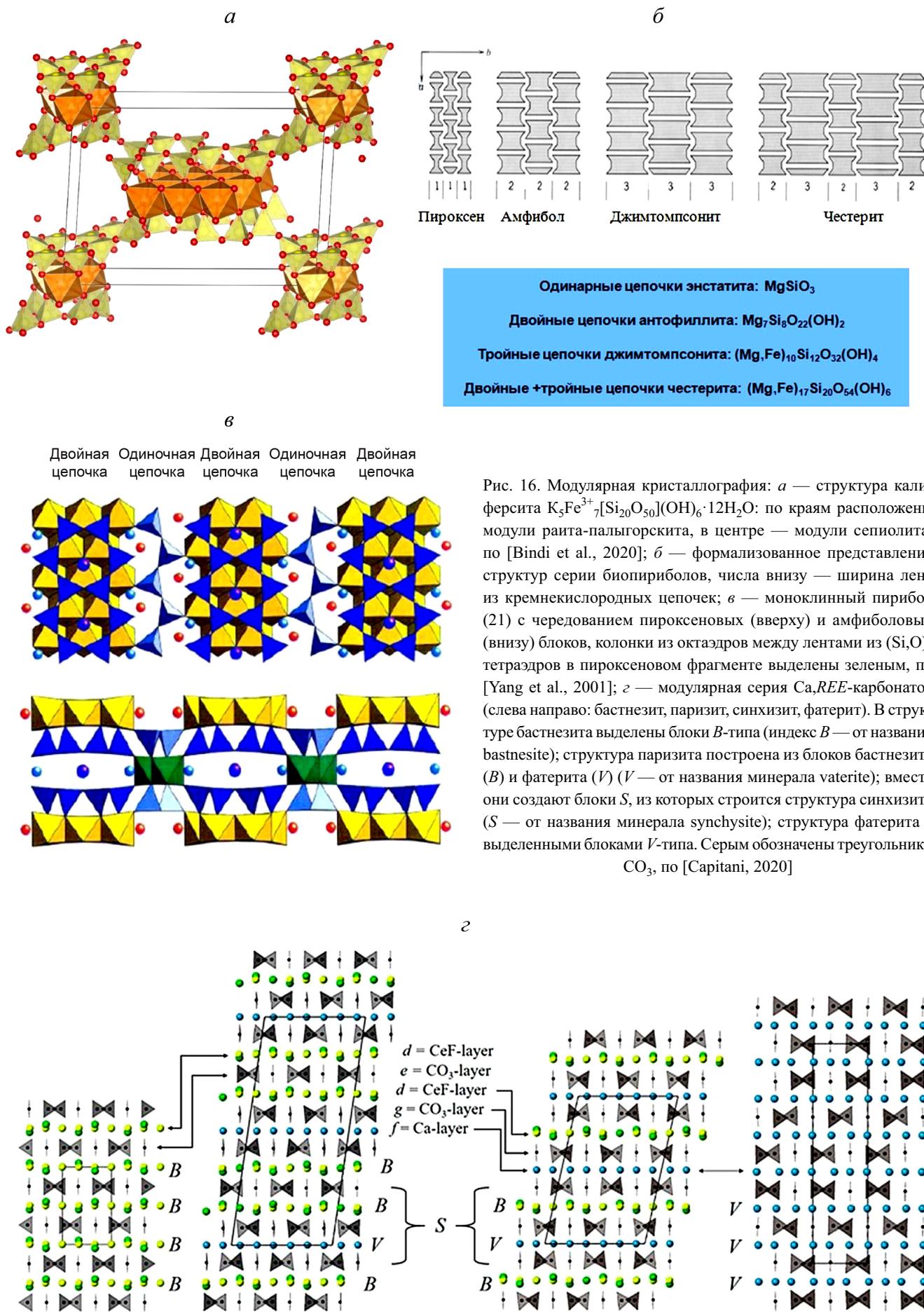


Рис. 16. Модулярная кристаллография: *a* — структура калиферсита $\text{K}_5\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_{20}\text{O}_{50}](\text{OH})_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$: по краям расположены модули раита-пальгогорского, в центре — модули сепиолита, по [Bindi et al., 2020]; *b* — формализованное представление структур серии биопириболов, числа внизу — ширина лент из кремнекислородных цепочек; *c* — моноклинный пирибол (21) с чередованием пироксеновых (вверху) и амфиболовых (внизу) блоков, колонки из октаэдров между лентами из (Si, O) -тетраэдров в пироксеновом фрагменте выделены зеленым, по [Yang et al., 2001]; *d* — модулярная серия Ca, REE -карбонатов (слева направо: бастнезит, паризит, синхизит, фатерит). В структуре бастнезита выделены блоки *B*-типа (индекс *B* — от названия *bastnesite*); структура паризита построена из блоков бастнезита (*B*) и фатерита (*V*) (*V* — от названия минерала *vaterite*); вместе они создают блоки *S*, из которых строится структура синхизита (*S* — от названия минерала *synchysite*); структура фатерита с выделенными блоками *V*-типа. Серым обозначены треугольники CO_3 , по [Capitani, 2020]

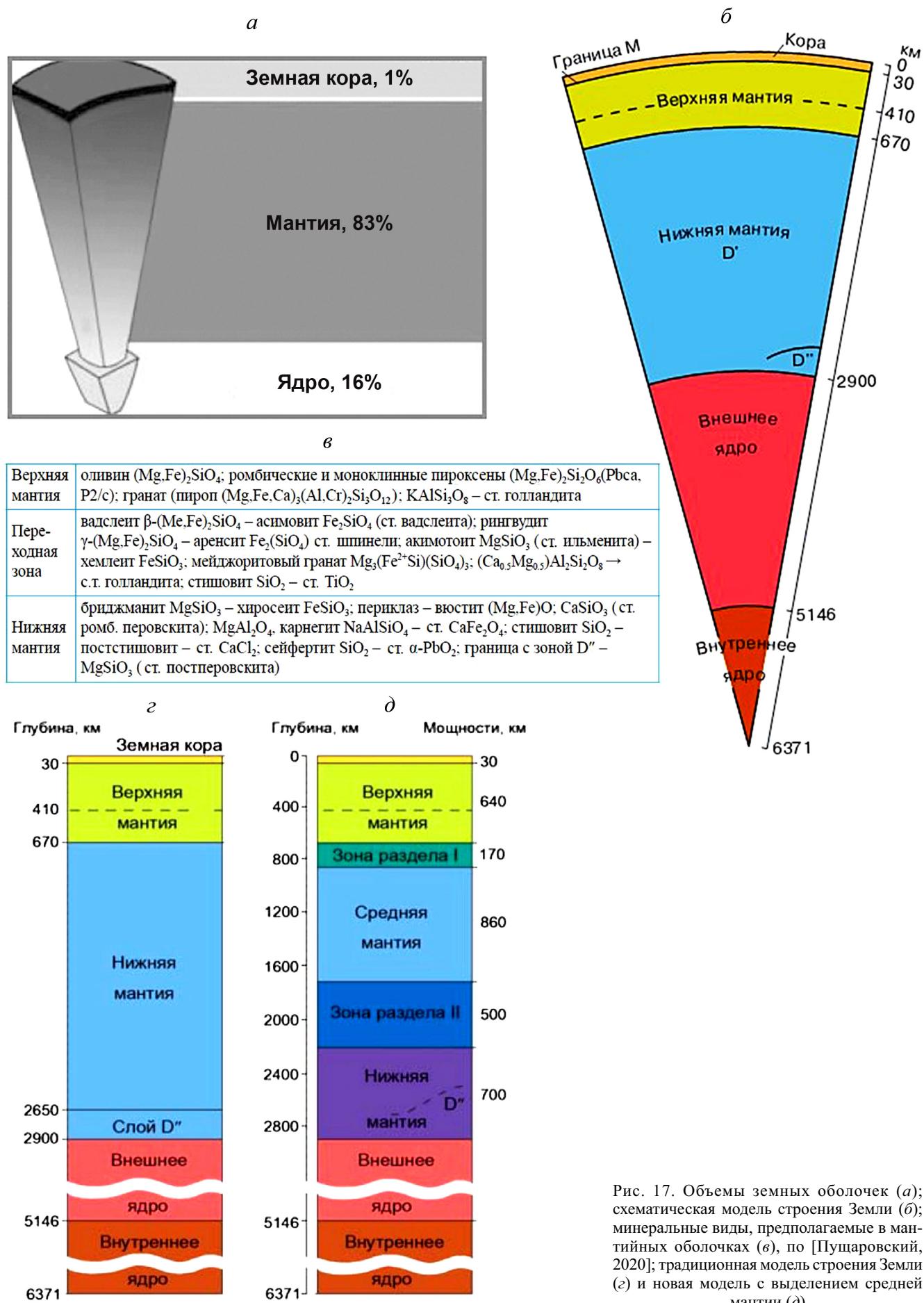


Рис. 17. Объемы земных оболочек (а); схематическая модель строения Земли (б); минеральные виды, предполагаемые в мантийных оболочках (в), по [Пущаровский, 2020]; традиционная модель строения Земли (д) и новая модель с выделением средней мантии (е)

последовал ответ. Глубинную неоднородность строения нашей планеты в целом и нижней мантии в частности основательно раскрыли данные сейсмомагнитографии, в особенности сейсмомагнитографические карты, составленные для разных глубинных уровней внутри Земли. Такие карты опубликованы японскими исследователями для 14, а американскими — для 12 уровней.

Данные сейсмомагнитографии позволили оценить положительные и отрицательные изменения скорости сейсмических волн (%) по отношению к их средним значениям на одинаковой глубине, т. е. неоднородности мантии по латерали. При этом оказалось, что разница температуры на одной глубине варьирует от 500 °C в верхней мантии до 2000 °C в нижней мантии. Сопоставление этих карт наглядно выявляет естественные группировки сейсмомагнитографий однородностей в объеме Земли.

Приняв это за основу, в 1995 г. Ю.М. Пущаровский предложил первую более дробную схему строения мантии, чем схему с двучленным делением [Пущаровский, 1995; Пущаровский, 1996]. Параллельно с новыми геофизическими данными шли эксперименты, связанные с исследованиями трансформаций минералов при высоких значениях давления. Их результаты уже сейчас позволяют заключить, что минеральное разнообразие в условиях мантии Земли совсем не такое ограниченное, как это предполагалось еще совсем недавно (рис. 17, в) [Pushcharovsky, Pushcharovsky, 2012; Пущаровский, 2020].

В процессе этих исследований была найдена связь между результатами сейсмомагнитографии и новыми данными о возможных глубинных минеральных преобразованиях под влиянием высокого давления и температуры. Таким образом, в последующие годы первоначальная схема строения Земли была усовершенствована. Ее ключевым моментом стало выделение внутри ранее однородной нижней мантии особой оболочки, названной средней мантией в интервале глубины 850–1700 км, отделенной снизу и сверху двумя зонами раздела.

Точность в оценке приведенных значений глубины составляет ~10% от их величин, которые коррелируют не только с новыми сейсмическими границами и данными сейсмомагнитографии, но и с установленными параметрами структурных трансформаций вероятных мантийных компонентов (рис. 17, в).

При значениях давления и температуры, соответствующих глубине 850 км, установлена трансформация важного мантийного компонента $MgAl_2O_4$ со структурой шпинели в структурный тип феррита кальция $CaFe_2O_4$ [Irfune et al., 1991]. При значениях P и T , моделирующих условия вблизи нижней границы средней мантии, стилюлит (модификация SiO_2 с тетрагональной структурой рутила) перестраивается в постстилюлит с ромбической структурой, аналогичной $CaCl_2$ [Oganov et al., 2005].

Традиционная и новая разработанная модель строения Земли представлены на рис. 17, г, д. В течение последующих лет разработанная модель глубинных оболочек с выделением средней мантии постепенно завоевывает признание [Пущаровский, Пущаровский, 2010], а первый цикл статей с изложением этой идеи был удостоен главной премии издательства «Pleiades Publishing».

Прогресс в техническом обеспечении экспериментов позволяет высказывать новые идеи об особенностях состава не только мантии, но и ядра, где давление достигает 360 ГПа, а температура превышает 5000 °C. Согласно принятым представлениям, железо — наиболее распространенный химический элемент в ядре Земли, в котором он составляет около 85 вес.%. Оставшиеся 5 вес.% ядра приходятся на Ni и некоторые более легкие элементы (Si, C, S, O, H). Недавно выполнен детальный анализ новых публикаций о трансформациях железа и его соединений при значениях температуры и давления, моделирующих условия в ядре Земли [Пущаровский, 2019]. Приведенные в этой публикации данные позволяют заключить, что современные взгляды на особенности состава и свойств самых глубоких геосфер основываются не только на результатах геологических и геофизических методов, но проясняются с использованием микроминералогических и кристаллографических подходов.

Вклад кристаллографии в развитие космических исследований. Познание состава и строения оболочек Земли и других планет Солнечной системы — одна из важнейших задач наук о Земле на современном этапе. Ключевые разделы этой проблемы занимают важное место в программах космических исследований. Прогресс в техническом обеспечении экспериментов, направленных на изучение состояния планетного вещества, оказался тесно связан с выращиванием технологически важных кристаллов.

В последние годы в рамках миссий НАСА «Марсианская научная лаборатория» и «Марс-2020» на Марс было запущено два марсохода — Кьюриосити и Персеверанс (рис. 18, а, б). Опустившись на поверхность Марса 06.08.2012, марсоход Кьюриосити с установленным на борту рентгеновским аппаратом (CheMin, размером с коробку из-под обуви) приступил к анализу минерального состава горных пород. Обработанные первые результаты этих исследований приведены на рис. 18, в [Bish et al., 2013].

Помимо метода рентгеновской дифракции для химического и минерального анализа марсианских пород и почв на марсоходах Кьюриосити и Персеверанс использованы лазерные установки ChemCam (Марс 2012) (рис. 19, а) и SuperCam (Марс 2020) [Faurel et al., 2012; Maurice et al., 2021]. Представление о лазерном дистанционном зондировании дает рис. 19, б.

Первичный лазерный луч с длиной излучаемой волны 1,064 мкм (= 1064 нм) (ИК-область, Nd:ИАГ-стержень) в указанных установках (рис. 19, в) про-

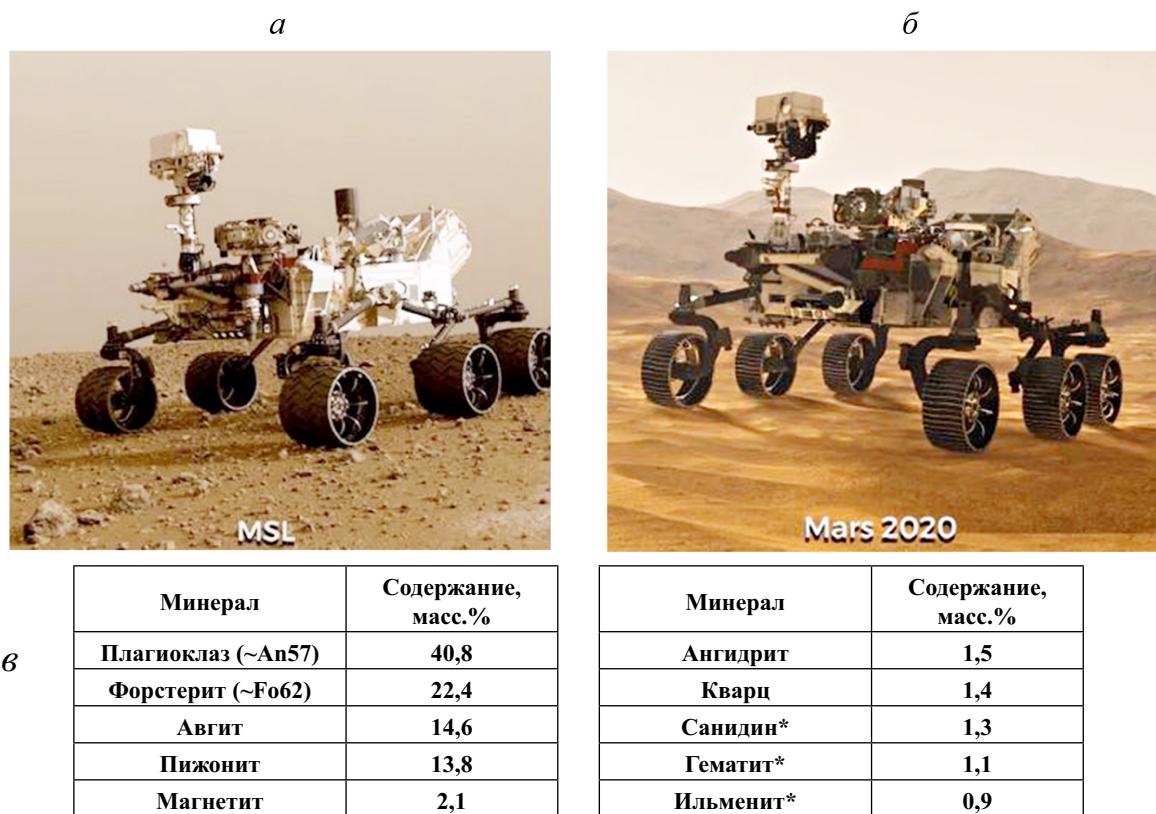


Рис. 18. Марсоходы Кьюрости (2012) (а) и Персеверанс (2021) (б). На вращающихся мачтах установлены лазерные анализаторы ChemCam (Марс-2012) и SuperCam (Марс-2020) с телескопом (NASA/JPL-Caltech ([URL: https://www.space.com/nasa-mars-2020-rover-no-curiosity-twin.html](https://www.space.com/nasa-mars-2020-rover-no-curiosity-twin.html))); в — минеральный состав марсианских пород на пути движения марсохода Кьюрости, по [Bish et al., 2013]); значения, сопоставимые с точностью определения отмечены звездочкой

пускается через электро-оптический модулятор на основе кристаллов RTP ($\text{RbTiO}(\text{PO}_4)$), который обеспечивает требуемую продолжительность и повторяемость лазерных импульсов и может работать в интервале температуры от -50 до $+80$ °C. Характерная особенность структуры RTP, как и всех представителей структурного типа $\text{K}(\text{Rb})\text{TiOP(As)}\text{O}_4$, — смешанный каркас, образованный $[\text{TiO}_6]$ -октаэдрами и $[\text{P(As)}\text{O}_4]$ -тетраэдрами, в полостях которого размещаются катионы щелочных металлов (рис. 20, а). Положение щелочного катиона слегка смещено вдоль оси [001], а его химическая связь с соседними атомами относительно слабая. Это позволяет при приложении электрического поля вдоль оси [001] смещать атом щелочного металла, изменяя многие свойства кристалла, в том числе двулучепреломление, ответственное за прохождение поляризованного света. В качестве электрооптического «затвора» часто используется RTP, поскольку его структура по сравнению с другими изоморфными ему соединениями менее подвержена полидоменизации под воздействием электрического поля.

Кроме того, все соединения из группы титанил-фосфатов обладают нелинейно-оптическими свойствами. Согласно [Novikova et al., 2018], своеобразие нелинейно-оптических свойств в этом структурном типе определяется тремя структурными компонентами — TiO_6 -октаэдрами, $\text{P(As)}\text{O}_4$ -тетраэдрами и полиздрами щелочных катионов. Вместе с тем

основной вклад структурных особенностей в изменение характеристик лазерного луча связан с разницей между максимальными и укороченными расстояниями $\text{Ti}-\text{O}$ ($1,716$ – $2,099$ Å) в TiO_6 -октаэдрах.

После того как на выходе из первой ячейки Поккельса (рис. 19, в) достигнут требуемая продолжительность и повторяемость ИК-импульсов, последующая генерация второй гармоники с удвоенной частотой происходит в два этапа. Промодулированный в первой ячейке Поккельса (*Q-switch*) луч сначала проходит через вторую ячейку Поккельса. Ее задача — обеспечить нужную ориентировку плоскости поляризации лазерного луча для последующей генерации второй гармоники при прохождении через кристалл КТР (KTiOPO_4) в космических системах или Li-трибората — LBO (LiB_3O_5) в наземных приборах. При тестировании обоих соединений, КТР и LBO, выяснилось, что в условиях больших перепадов марсианской температуры лучше работают установки с кристаллами КТР. Полярная структура LiB_3O_5 (пр. гр. *Pna2₁*) [Li et al., 2016] представлена на рис. 20, б. Оба материала обладают высокими значениями нелинейно-оптических коэффициентов и используются для генерации гармоник — преобразования ИК-излучения лазера с длиной волны (λ) 1064 нм в волны второй гармоники с $\lambda=532$ нм. Именно волна с этой длиной применяется для анализа состава марсианских пород в приборах ChemCam. Ее лучшая стабильность при температурных

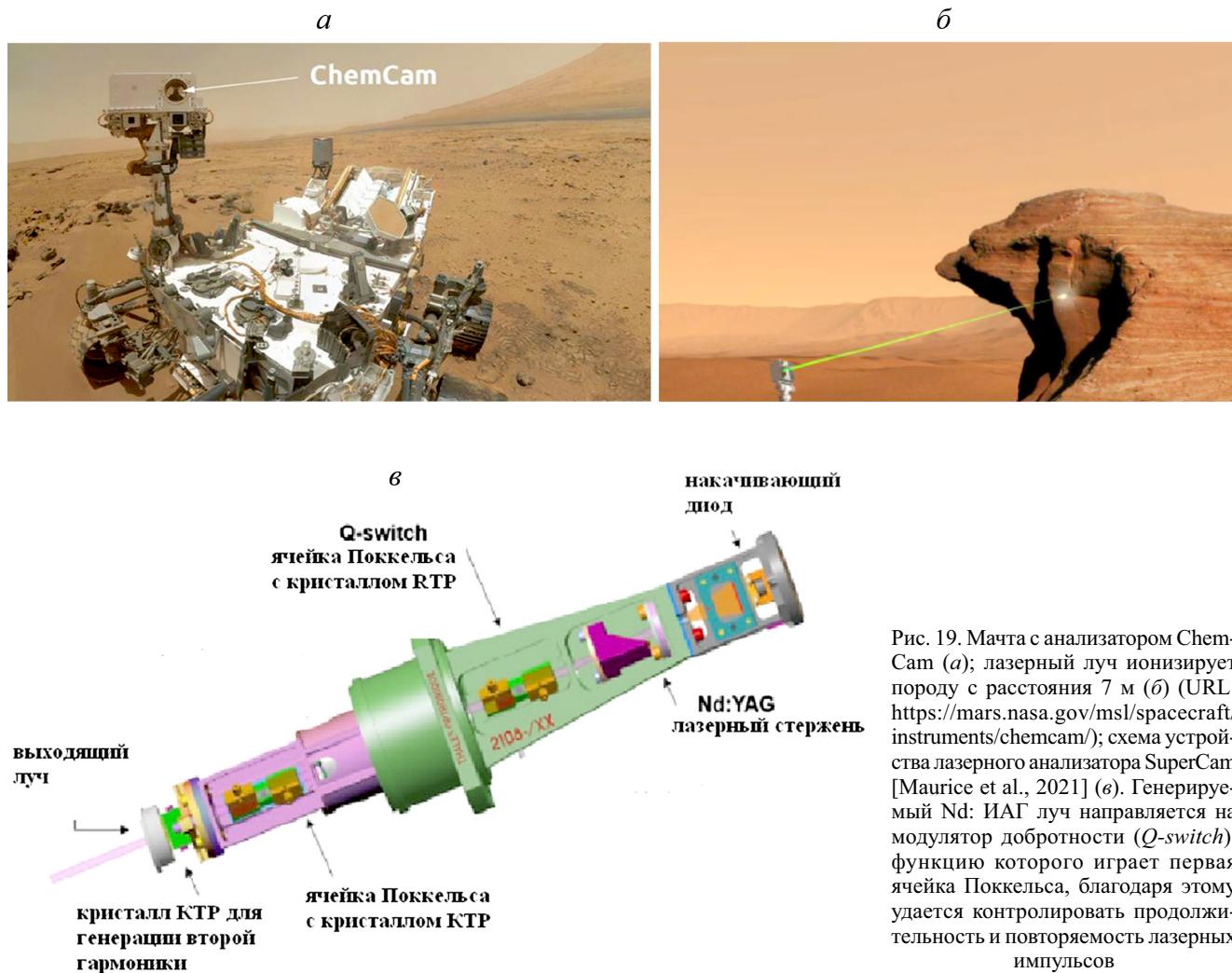


Рис. 19. Мачта с анализатором ChemCam (а); лазерный луч ионизирует породу с расстояния 7 м (б) (URL: <https://mars.nasa.gov/msl/spacecraft/instruments/chemcam/>); схема устройства лазерного анализатора SuperCam [Maurice et al., 2021] (в). Генерируемый Nd: ИАГ луч направляется на модулятор добротности (*Q-switch*), функцию которого играет первая ячейка Поккельса, благодаря этому удается контролировать продолжительность и повторяемость лазерных импульсов

колебаниях достигнута на кристаллах КТР с высокой степенью стехиометрии.

Хорошо известно, что не весь первичный ИК-луч преобразуется во вторую гармонику. В результате на выходе получаются два луча: один с длиной волны ИК-диапазона 1064 нм и второй — с длиной волны 532 нм. Первый служит для ионизации материала горных пород с последующим анализом их элементного состава в спектрометре (LIBS), а второй — для изучения молекулярного состава методом Рамановской флуоресцентной спектроскопии [Maurice et al., 2021].

Инфракрасный луч имеет достаточно высокую энергию (энергия лазера 24 МДж), что позволяет с расстояния в 7 м почти мгновенно в течение нескольких наносекунд нагреть горную породу до очень высокой температуры (~10 000 °C) с образованием плазмы. С помощью трех спектрографов (приемники Si, GaAs) анализируется состав испускаемых плазмой фотонов. Этим методом, называемым лазерно-искровой эмиссионной спектроскопией (*laser induced breakdown spectroscopy*), удается определить состав горных пород с точностью, позволяющей уловить мельчайшие примеси на уровне десятков или сотен ppm (мд).

Поставщиком кристаллов RTP, KTP и LBO для использования в анализаторах этого типа является компания «CRISTAL LASER S.A.» (Франция) (рис. 21, а). Масса выращиваемых кристаллов RTP варьирует от 300 до 1500 г, KTP — до 1 кг, а LBO — до 7 кг (рис. 21, б, в, г).

Применяемые в анализаторах ChemCam кристаллы RTP, KTP и LBO выращиваются раствор-расплавным методом [Balitsky et al., 2015, 2019]. Продолжительность синтеза RTP и KTP составляет от 1 до 3 месяцев в интервале температуры 950–800 °C, а в случае LBO — 1–5 месяцев при температуре 800–700 °C.

С использованием описанной выше лазерной техники уже получены некоторые новые данные о составе марсианских горных пород и возможных геологических процессах на этой планете. На новостном сайте лаборатории ракетных двигателей (JPL), управляемой Калифорнийским технологическим институтом и являющейся исследовательским центром НАСА, 13.12.2016 сообщалось, что марсоход Кьюриосити в верхней части марсианского холма установил присутствие гематита, глинистых минералов и бора, связанного с Ca-сульфатной жилой. По мнению исследователей, эти находки указывают

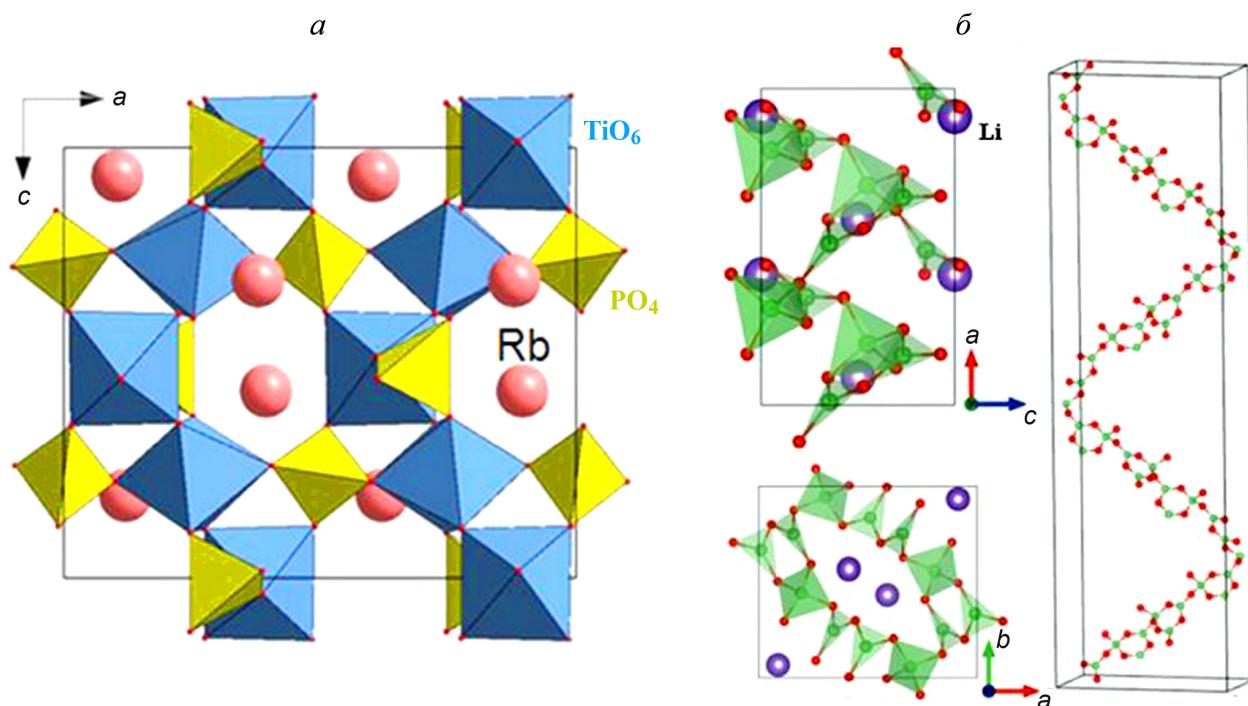


Рис. 20. Электрооптические кристаллы, управляющие лазерным лучом: *a* — структурный тип $A(\text{TiO})[\text{PO}_4]$, где $A = \text{K}, \text{Rb}$, по [Novikova et al., 2018]; *b* — структура LiB_3O_5 , слева вверху — (B, O)-каркас, в полостях внутри каркаса расположены атомы Li, основной элемент каркаса — тройные кольца B_3O_5 из двух (B,O)-треугольников и одного тетраэдра (слева внизу), которые объединяются в связанные между собой спиральные цепочки B_3O_7 (справа), по [Li et al., 2016]

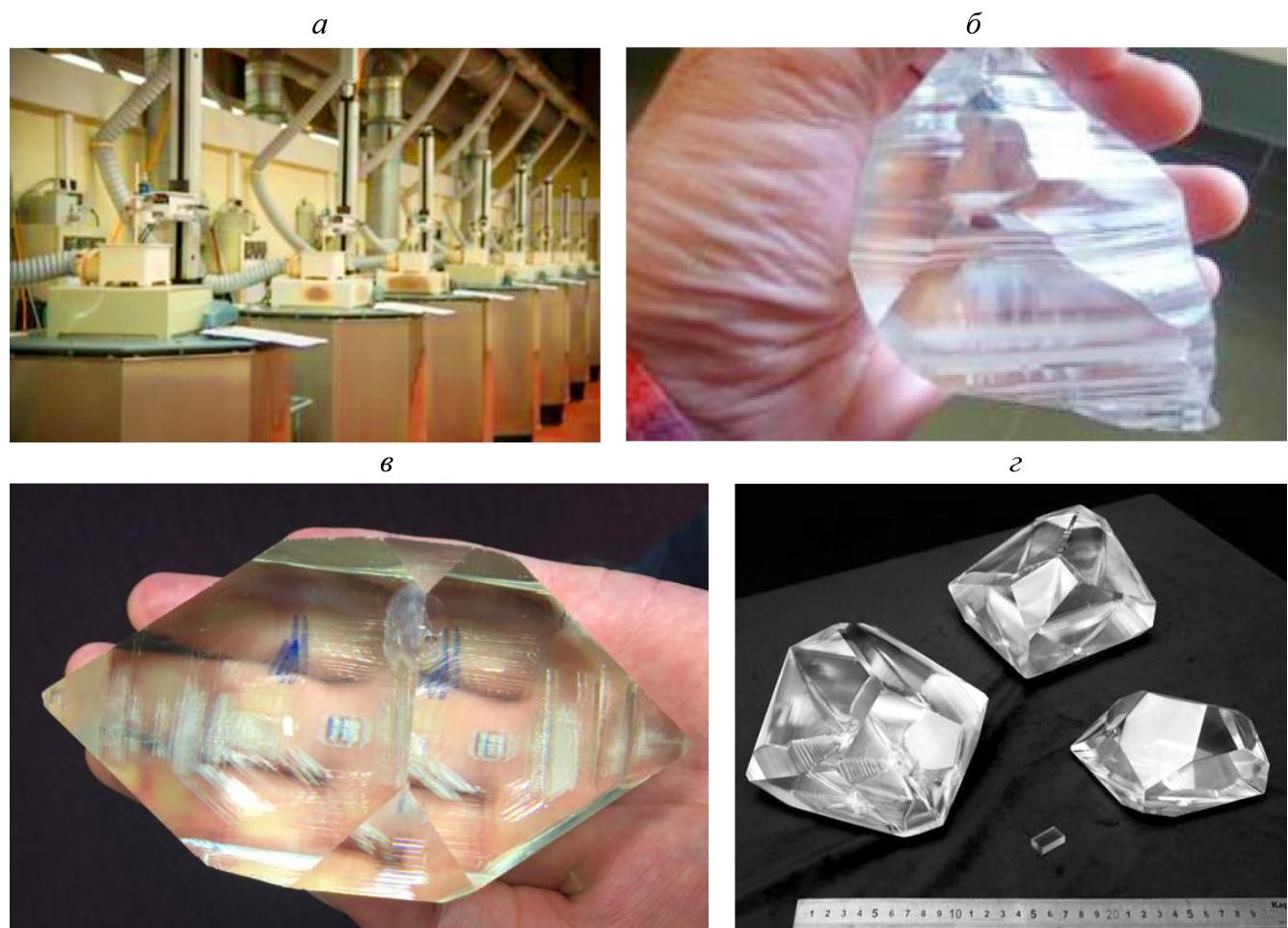


Рис. 21. Производственный цех с 86-ю установками для синтеза кристаллов RTP, KTP и LBO компании «CRISTAL LASER S.A.» (Франция) (*a*); выращенные кристаллы RTP (*b*), KTP (*c*) и LBO (*d*). Фото предоставлены выпускником геологического факультета МГУ Д.В. Балицким

на химическую активность древних марсианских осадочных бассейнов и водосодержащих подземных сред миллиарды лет назад.

Первые анализы состава марсианских пород вблизи места посадки на Марсе космического аппарата Персеверанс в марте 2021 г. указали на их подобие земным базальтам и позволили высказать предположение о присутствии воды в некоторых минералах [Witze, 2021].

Подводя итог этому разделу, следует отметить, что на основе нелинейно-оптических кристаллов RTP, KTP и LBO получено излучение с высокой энергией, которое не удается создать непосредственно с использованием уже известных лазеров [Li et al., 2016], но которое позволяет проводить дистанционный анализ горных пород в рамках различных планетных программ.

Заключение. На протяжении четырех столетий кристаллография неразрывно связана с минералогией. Начиная со второй половины XX в. эта связь расширилась и теперь включает физику Земли, петрологию, седиментологию, а также геологию пла-

нет. Приведенные в статье результаты лишь частично дают представление о широте проблем, которыми в настоящее время занимаются кристаллографы. Несомненно, что в наши дни постепенно наблюдается переход от изучения кристаллов, способных создавать четкие брэгговские рефлексы, к пониманию реальных структур на основе регистрации всех рассеянных лучей. Совершенно очевидно, что это будет способствовать расширению научных представлений о составе, строении и эволюции земных оболочек и полностью снимет вопрос, поставленный в названии этой статьи.

Благодарности. Автор благодарен директору департамента R.D. компании «Cristal Laser» Д.В. Балицкому за предоставленные материалы и обсуждение практического применения нелинейно-оптических кристаллов в лазерных анализаторах, а также чл.-корр. РАН Е.В. Антиповой, Н.Б. Болотиной и Д.Г. Кощугу за обсуждение рукописи статьи.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 19-17-00050).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Болотина Н.Б. Рентгеноструктурный анализ модулированных кристаллов. Обзор // Кристаллография. 2007. Вып. 52, № 4. С. 673–685.

Пущаровский Д.Ю. Рентгенография минералов. М.: Геоинформмарк, 2000. 292 с.

Пущаровский Д.Ю. Железо и его соединения в ядре Земли: новые данные и идеи // Геохимия. 2019. № 9. С. 936–947.

Пущаровский Д.Ю. Минералогическая кристаллография. М.: Геокарт-ГЕОС, 2020. 341 с.

Пущаровский Д.Ю., Пущаровский Ю.М. Новый взгляд на состав и строение глубинных оболочек планет земной группы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 1. С. 3–9.

Пущаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.

Пущаровский Ю.М. Сейсмомагнитография и структура мантии: тектонический ракурс // Докл. РАН. 1996. Т. 351, № 6. С. 806–809.

Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.

Arakcheeva A., Bindi L., Pattison P. et al. The incommensurately modulated structures of natural natrite at 120 and 293 K from synchrotron X-ray data // Amer. Mineral. 2010. Vol. 95, N 4. P. 574–581. DOI: 10.2138/am.2010.3384.

Balitsky D., Villeval P., Lupinski D. Growth of large scale nonlinear LBO and electro-optic RTP crystals: State of the art and applications // Advanced Solid State Lasers. 2015. DOI: 10.1364/assl.2015.am1a.2.

Balitsky D., Villeval P., Lupinski D. Elaboration of large LBO and RTP crystals for nonlinear and electro optic applications // ICCGE-19/OMVPE-19 Program and Abstr. Book. 2019. Friday, August 2. Symposium Fundamentals of Crystal Growth: Colloids and Crystal Growth in Solution. P. 8.30–8.45.

Barlow W. Probable Nature of the Internal Symmetry of Crystals // Nature. 1883. Vol. 29, P.186–188. URL: <https://doi.org/10.1038/029186a0>.

Barton I.F. Trends in the discovery of new minerals over the last century // Amer. Mineral. 2019. Vol. 104, N 5. P. 641–651.

Bindi L., Arakcheeva A., Chapuis G. The role of silver on the stabilization of the incommensurately modulated structure in calaverite, AuTe₂ // Amer. Mineral. 2009. Vol. 94. P. 728–736.

Bindi L., Kolb W., Eby G.N. et al. Accidental synthesis of a previously unknown quasicrystal in the first atomic bomb test // Proceed. of the National Academy of Sciences. 2021. Vol. 118. N 22. e2101350118. DOI: 10.1073/pnas.2101350118.

Bindi L., Lin C., Ma C., Steinhardt P.J. Collisions in outer space produced an icosahedral phase in the Khatyrka meteorite never observed previously in the laboratory // Sci. Rep. 2016. Vol. 6, 38117. URL: <https://doi.org/10.1038/srep38117>.

Bindi L., Nespoli M., Krivovichev S.V. et al. Producing highly complicated materials. Nature does it better // Rep. Prog. Phys. 2020. Vol. 83, 106501. DOI: 10.1088/1361-6633/abaa3a.

Bindi L., Steinhardt P.J., Yao N., Lu P.J. Natural quasicrystals // Science. 2009. Vol. 324. P. 1306–1309.

Bish D.L., Blake D.F., Vaniman D.T. et al. X-ray diffraction results from Mars science laboratory: Mineralogy of rocknest at Gale crater // Science. 2013. Vol. 341, N 6153. P. 1238932. DOI: 10.1126/science.1238932.

Capitani G. Synchysite-(Ce) from Cinquevalli (Trento, Italy): Stacking disorder and the polytypism of (Ca,REE)-Fluorcarbonates // Minerals. 2020. Vol. 10(1), N 77. DOI: 10.3390/min10010077.2005

Dam B., Janner A., Donnay J.D.H. Incommensurate morphology of calaverite (AuTe₂) crystals // Physical Rev. Lett. 1985. Vol. 55. P. 2301–2304.

De Wolff P.M. The Pseudo-symmetry of Modulated Crystal Structures // Acta Crystallographica Sect. A. 1974. Vol. 30, N 6. P. 777–785. DOI: 10.1107/s0567739474010710.

Faurel B., Durand E., Maurice S. et al. New developments on chemcam laser transmitter and potential applications

- for other planetology programs // Proceed. Vol. 10564. Intern. conference on Space Optics — ICSO 2012. 1056421 (2017), 1056421-2-9. URL: <https://doi.org/10.1117/12.2309236>.
- Ferraris G.* Early contributions of crystallography to the atomic theory of matter// *Substantia*. 2019. Vol. 3, N 1. P. 131–138. DOI: 10.13128/Substantia-81.
- Ferraris C., Weinert O., Ferraris G.* La correspondance entre Henri Hureau de Sénarmont et Quintino Sella // *Saggi e Studi, Rivista di Storia dell’Università di Torino*. 2020. Vol. IX, N 2. P. 51–127.
- Grew E.S., Hystad G., Hazen R. M.* et al. How many boron minerals occur in Earth’s upper crust? // *Amer. Mineral.* 2017. Vol. 102, N 8. P. 1573–1587. DOI: 10.2138/am-2017-5897.
- Goldschmidt V., Palache C., Peacock M.* Über Calaverit // *N. Jahrb. Miner.* 1931. Bd. 63. S. 1–58. BB (A).
- Hargittai I.* Generalizing crystallography: a tribute to Alan L. Mackay at 90 // *Struct. Chem.* 2016. Vol. 28, N 1. P. 1–16. DOI: 10.1007/s11224-016-0766-1.
- Hargittai I., Hargittai B.* Physics Nobel laureate Roger Penrose and the Penrose pattern as a forerunner of generalized crystallography // *Struct. Chem.* 2020. Vol. 32. P. 1–7. DOI: 10.1007/s11224-020-01669-8.
- Irifune T., Fujino K., Ohtani E.* A new high pressure form of MgAl₂O₄ // *Nature*. 1991. Vol. 349. P. 409–411.
- Janner A., Janssen T.* From crystal morphology to molecular and scale crystallography // *Physica Scripta*. 2015. Vol. 90, N 8. 088007. DOI: 10.1088/0031-8949/90/8/088007.
- Li J., Ma Z., He C.* et al. An effective strategy to achieve deeper coherent light for LiB₃O₅ // *J. Materials Chemistry C*. 2016. Vol. 4, N 10. P. 1926–1934. DOI: 10.1039/c5tc03814f.
- Maurice S., Wiens R.C., Bernardi P.* et al. The SuperCam instrument suite on the Mars 2020 Rover: Science objectives and mast-unit description // *Space Sci. Rev.* 2020. Vol. 217, N 47. 108 p. URL: <https://doi.org/10.1007/s11214-021-00807-w>.
- Novikova N., Sorokina N., Verin I.* et al. Structural reasons for the nonlinear optical properties of KTP family single crystals // *Crystals*. 2018. Vol. 8, N 7. P. 283. DOI: 10.3390/cryst8070283. URL: <https://www.mdpi.com/2073-4352/8/7/283/htm>.
- Oganov A.R., Gillan M.J., Price G.D.* Structural stability of silica at high pressures and temperatures // *Phys. Rev.* 2005. Vol. 71 (6). P. 064104 (8). DOI: 10.1103/physrevb.71.064104.
- Pereira A.L.J., Gracia L., Santamaría-Pérez D.* et al. Structural and vibrational study of cubic Sb₂O₃ under high pressure // *Phys. Rev. B*. 2012. Vol. 85, N 17. DOI: 10.1103/physrevb.85.174108.
- Pluth J.J., Smith J.V., Pushcharovsky D.Y.* et al. Third-generation synchrotron x-ray diffraction of 6-mm crystal of raite, Na₃Mn₃Ti_{0.25}Si₈O₂₀(OH)₂·10H₂O, opens up new chemistry and physics of low-temperature minerals // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 1997. Vol. 94. P. 12263–12267. DOI: 10.1073/pnas.94.23.12263.
- Pushcharovsky D.Yu., Pushcharovsky Yu.M.* The mineralogy and the origin of deep geospheres: a review // *Earth Sci. Rev.* 2012. Vol. 113. P. 104–109.
- Pushcharovsky D.Yu., Zubkova N.V., Pekov I.V.* Structural chemistry of silicates: new discoveries and ideas // *Struct. Chem.* 2016. Vol. 27, N 6. P. 1593–1603. DOI: 10.1007/s11224-016-0750-9.
- Rozhdestvenskaya I., Mugnaioli E., Czank M.* et al. The structure of charoite, (K,Sr,Ba,Mn)_{15–16}(Ca,Na)₃₂×[(Si₇₀(O,OH)₁₈₀)(OH,F)_{4.0}nH₂O, solved by conventional and automated electron diffraction // *Mineralogical Magazine*. 2010. Vol. 74, N 1. P. 159–177. DOI: 10.1180/minmag.2010.074.1.159.
- Sarp H., Pushcharovsky D.Yu., MacLean E.J.* et al. Tillmannsite, (Ag₃Hg)(V,As)O₄, a new mineral: its description and crystal structure // *Europ. J. of Mineralogy*. 2003. Vol. 15, N 1. P. 177–180. DOI: 10.1127/0935-1221/2003/0015-0177.
- Schechtman D., Blech I., Gratias D.* et al. Metallic phase with long-range orientational order and no translational symmetry // *Phys. Rev. Lett.* 1984. Vol. 53. P. 1951–1953.
- Schwarzenbach D.* Crystallography. Chichester; N.Y.: John Wiley & Sons, 1996. 241 p.
- Wagner T., Schönleber A.* A non-mathematical introduction to the superspace description of modulated structures // *Acta Crystallographica. Sect. B. Structural Science*. 2009. Vol. 65, N 3. P. 249–268. DOI: 10.1107/s0108768109015614.
- Weil M., Tillmanns E., Pushcharovsky D.Yu.* Hydrothermal single-crystal growth in the systems Ag/Hg/X/O (X = V^V-, As^V): Crystal structures of (Ag₃Hg)VO₄, (Ag₂Hg₂)₃(VO₄)₄, and (Ag₂Hg₂)₂(HgO₂)(AsO₄)₂ with the unusual tetrahedral cluster cations (Ag₃Hg)³⁺ and (Ag₂Hg)⁴⁺ and crystal structure of AgHgVO₄ // *Inorg. Chem.* Vol. 44. P. 1443–1451..
- Witze A.* A Month on Mars: What NASA’s Perseverance Rover Has Found So Far // *Nature*. 2021. Vol. 591. P. 509–510. DOI: <https://doi.org/10.1038/d41586-021-00698-5>.
- Yang H., Konzett J., Prewitt Ch.T.* Crystal structure of a new (21)-clinopyroxene synthesized at high temperature and pressure // *Amer. Mineral.* 2001. Vol. 86. P. 1261–1266.

Поступила в редакцию 10.06.2021

Поступила с доработки 30.06.2021

Принята к публикации 27.12.2021

УДК 551.24 (571.511)

Л.И. Демина¹, В.С. Захаров², М.Ю. Промыслова³

ВНЕДРЕНИЕ СТАНОВСКИХ ОФИОЛИТОВ ФАДДЕВСКОГО БЛОКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

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

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

Геологическое положение, морфология серпентинитовых тел, ограниченность разрывными нарушениями, наличие фрагментов вмещающих метаморфитов внутри Становского комплекса оphiолитов, характер метаморфизма, высокая деформированность пород, как оphiолитов, так и толщ контактовых зон, минеральные парагенезисы вторичных преобразований вполне соответствуют признакам интродукции (внедрения) Становских оphiолитов в глубокометаморфизованные толщи Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра, а не их обдукции. Результаты моделирования показали, что фрагменты океанической коры, внедренные в метаморфизованные комплексы континентальной коры в ходе коллизии, могут иметь двойное происхождение — из первичной океанической коры и из вновь образованной коры задугового бассейна. Детальный анализ химического состава Становских оphiолитов указывает на то, что они формировались в надсубдукционной обстановке задугового бассейна, что обосновывает возможность второго сценария.

Ключевые слова: оphiолиты, интродукция, метаморфизм, коллизия, численное моделирование, Таймыр.

The geological position, morphology of serpentinite bodies, limitation by faults, the presence of surrounding metamorphites as enclosing strata fragments within the Stanovsky ophiolite complex, the nature of metamorphism, high deformation of rocks of both ophiolites and contact zone strata, and the mineral parageneses of secondary transformations fully correspond to the signs of Stanovsky ophiolites introduction into the deeply metamorphosed Faddeevsky block strata of Northeastern Taimyr, and not their obduction. The modeling results showed that fragments of the oceanic crust introduced into the metamorphosed complexes of the continental crust during the collision can have a dual origin — from the primary oceanic crust, and from the newly formed crust of the back-arc basin. A detailed chemical composition analysis of the Stanovsky ophiolites indicates their formation in the suprasubduction setting of the back-arc basin, which justifies the possibility of the second scenario.

Keywords: ophiolites, introduction, metamorphism, collision, supercomputer modeling, Taimyr.

Введение. На Северо-Восточном Таймыре в пределах Центрально-Таймырской тектонической зоны известны два оphiолитовых пояса: Челюскинский и Становской, расстояние между которыми составляет около 200 км.

Впервые серпентиниты на Таймыре описаны в районе р. Становая Г.И. Степановым в 1948 г. Позднее в работе [Залялеев, Беззубцев, 1975] в качестве оphiолитов был выделен Челюскинский гипербазитовый пояс. В.П. Белов и Л.И. Демина [1980], проводившие полевые исследования в долине р. Становая, отнесли серпентиниты и ассоциирующие с ними амфиболиты (первичные базальты), метадолериты, метагаббро и кварциты (первичные кремнистые породы) к фрагментам оphiолитовой ассоциации.

Впоследствии эта точка зрения получила развитие в работах [Беззубцев и др., 1986; Верниковский, 1996; Кузьмичев, Донукалова, 2016] и других.

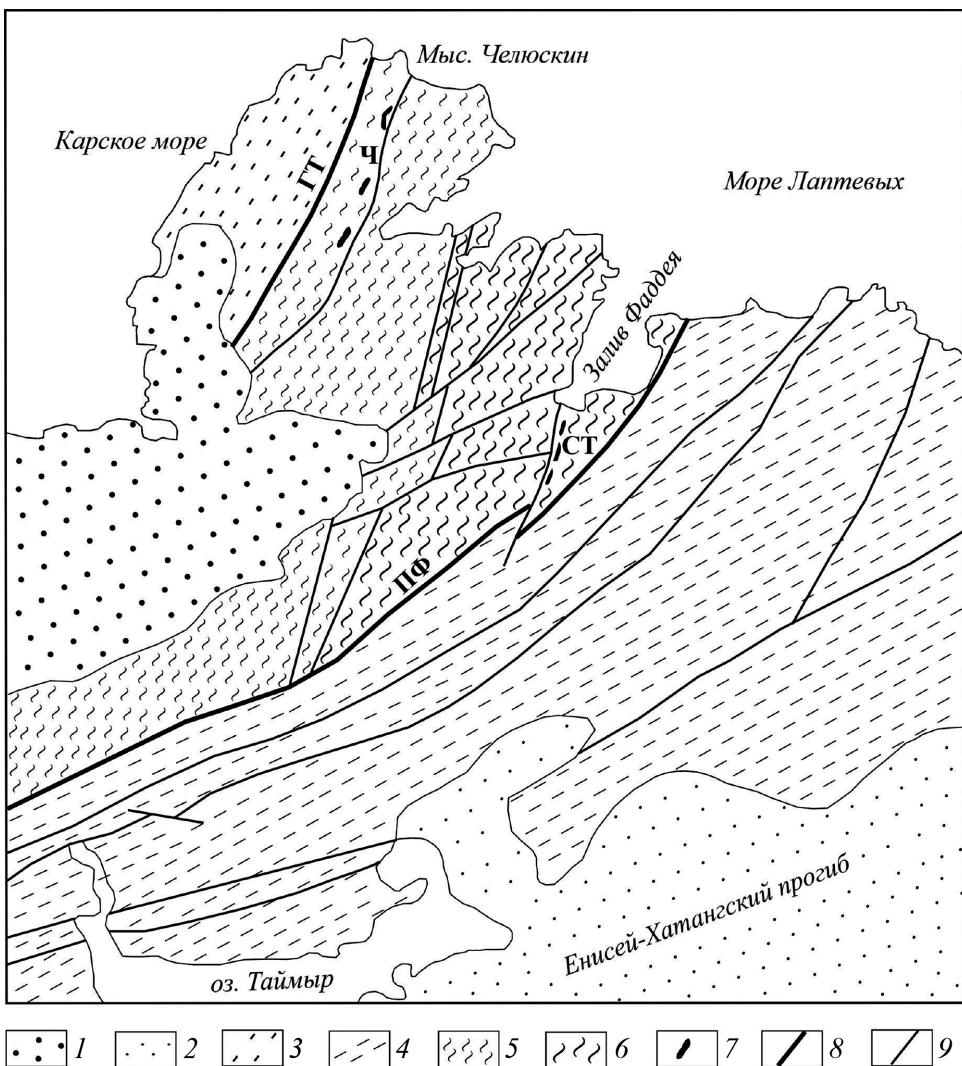
Основным механизмом поступления оphiолитов в земную кору в настоящее время считается обдуktion — надвигание тектонических пластин, сложенных фрагментами океанической коры, на континентальную окраину [Колман, 1977]. При этом образуется один тектонический контакт, метаморфическая подошва и интровертированная зональность в породах автохтона. Верхний предел времени обдукции определяется возрастом перекрывающих оphiолиты осадков. Интродукция — внедрение океанической коры в континентальную [Мейснер, 1977]. В этом случае имеется два тектонических контакта,

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: lidem06@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: zakharov@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. преп., канд. геол.-минер. н.; e-mail: mary_promyslova@gmail.com

Рис. 1. Положение оливиновых поясов на тектонической схеме Северо-Восточного Таймыра. Составлена с использованием данных В.Ф. Проскурина и др. [2014], С.Г. Самыгина [2018], Н.В. Качуриной и др. [2013]: 1 — юрско-кайнозойский чехол, 2 — Енисей-Хатангский прогиб, 3 — Северо-Таймырская тектоническая зона, 4 — Южно-Таймырская тектоническая зона, 5 — Центрально-Таймырская тектоническая зона, 6 — Фаддеевский блок, 7 — Становские (СТ) и Челюскинские (Ч) оливиновые пояса, 8 — границы тектонических зон: Главный Таймырский (ГТ) и Пясино-Фаддеевский (ПФ) надвиги, 9 — прочие разрывы



а метаморфическим преобразованиям подвергаются как оливиниты, так и вмещающие толщи вблизи обоих контактов. Именно такой механизм мы предполагаем для понимания геологического положения Становских оливинитов Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра.

Цель работы — обоснование возможности внедрения океанической коры в континентальную в качестве механизма формирования Становских оливинитов Фаддеевского блока на основании геологических и геохимических данных, а также результатов численного геодинамического моделирования.

Геологическое положение становских оливинитов в структуре Фаддеевского блока. В составе Фаддеевского блока (выступа, террейна) Центрально-Таймырской тектонической зоны Северо-Восточного Таймыра распространены наиболее сильнодислоцированные и глубокометаморфизованные породы полуострова. Они слагают блок клиновидной формы, ограниченный с юго-востока зоной Пясино-Фаддеевского надвига, представляющего собой границу Центрально- и Южно-Таймырских тектонических зон (рис. 1). От распространенных на западе и северо-западе преимущественно зеленосланцевых метаморфических толщ он также отделен системой

разрывных нарушений. Тектоническая природа Фаддеевского блока — предмет дискуссий. Одна часть исследователей относят его к кристаллическому фундаменту Сибирской платформы, существенно переработанному в последующие этапы тектогенеза [Погребицкий, 1971; Хайн, 2001; Качурина и др., 2013; Кузьмичев, Донукалова, 2018], другие — к аккреционному террейну, образовавшемуся в позднем риффе при столкновении островной дуги и континентальных масс с корой раннепротерозойского возраста и присоединившемуся к краю Сибирского континента в венде [Верниковский, 1996; Проскурин и др., 2014].

Метаморфические образования Фаддеевского блока ранее рассматривались как стратифицированные толщи. Здесь выделялись (снизу вверх) архейско-нижнепротерозойские нижнекарская, верхнекарская и фаддеевская свиты общей мощностью до 7 км [Равич, Погребицкий, 1965], городковская, фаддеевская, симсовская свиты [Забияка и др., 1986], а также другие свиты и толщи. В настоящее время метаморфические образования района относятся к нестратифицированному фаддеевскому метаморфическому комплексу протерозойского возраста [Качурина и др., 2013].

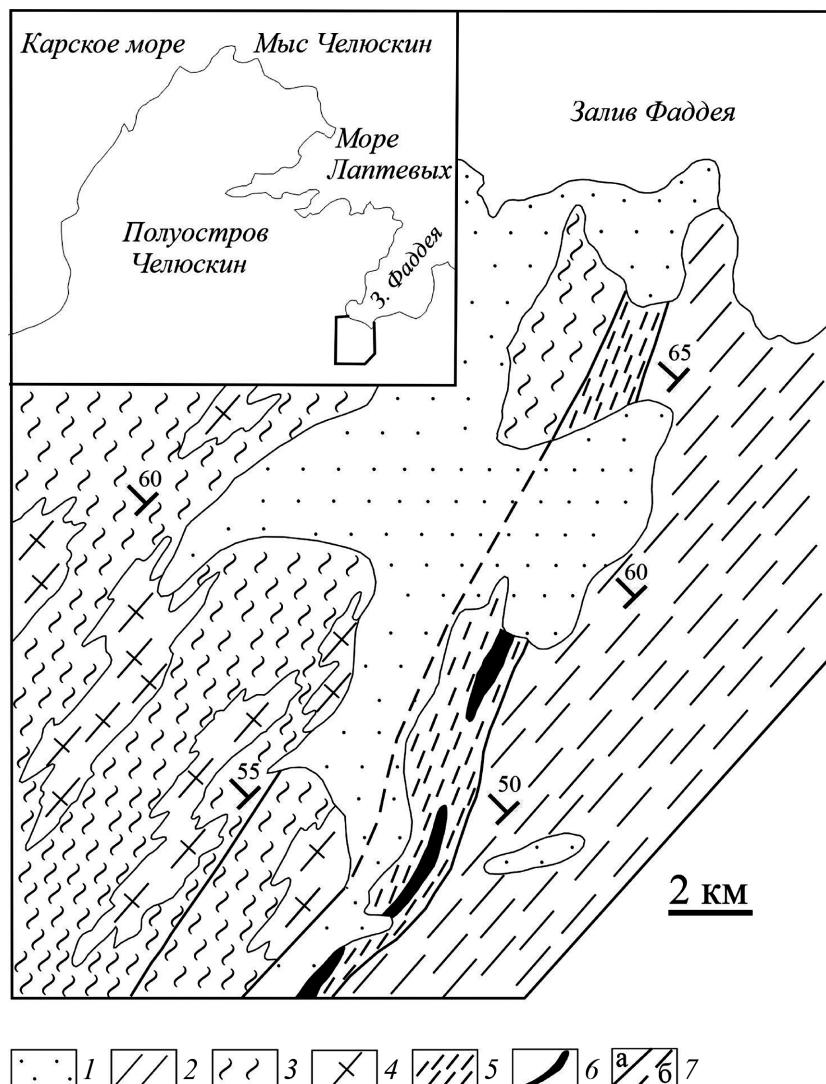


Рис. 2. Схема геологического строения района нижнего течения р. Становая Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра [Белов, Демина, 1980], с изменениями: 1 — рыхлые четвертичные отложения; 2, 3 — мезопротерозойские метаморфиты Западного (2) и Восточного (3) комплексов; 4 — гранитогнейсы; 5 — неопротерозойские метаморфиты Становского комплекса; 6 — серпентиниты; 7 — разрывы (а — наблюдаемые, б — предполагаемые)

Согласно данным А.Б. Кузьмичева и М.К. Данукаловой [2018], в геологическом строении района развития Становских офиолитов участвуют следующие комплексы горных пород: мезопротерозойский метаосадочных пород, прорванный метагаббройдами и метадолеритами с возрастом 1309 ± 22 млн лет; неопротерозойский вулканогенно-осадочный (823 ± 846 млн лет); позднеопротерозойский орогенный грубобломочных осадочных терригенных пород и доломитов. Все перечисленные комплексы перекрыты верхневендинскими и нижнепалеозойскими образованиями становской и колосовской свит.

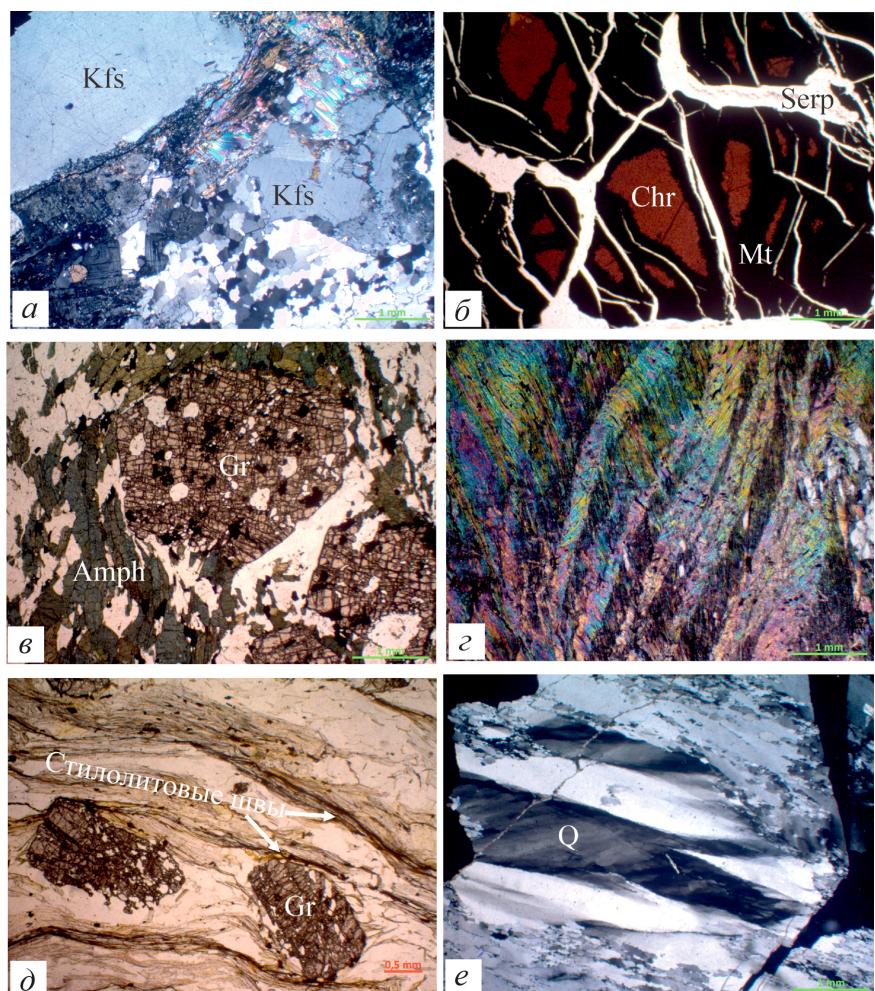
Метаморфические толщи, развитые в бассейне р. Становая непосредственно к югу от залива Фаддея, разделены нами на три комплекса, отличающихся по составу и степени метаморфизма: Западный, Восточный и Становской [Демина, Промыслова, 2019; Демина и др., 2020].

Западный комплекс представлен преимущественно бедными кальцием метаморфитами: гранат-биотитовыми, гранат-биотит(дистен)-силлиманитовыми, гранат-кордиеритовыми, биотитовыми кристаллосланцами и гнейсами; кварцито-гнейсами, гранито-гнейсами и гнейсогранитами

(рис. 2). Только для этой части района характерны парагенезисы высокотемпературных гранат-кордиеритовой и гранат-биотит-ортоклазовой минеральных фаций. Здесь же очень широко проявлены процессы гранитизации толщ. Они выражаются в образовании мигматитов, порфиробластов розового калиевого полевого шпата и в постепенном переходе от гнейсов к гранитогнейсам и гнейсовидным гранитам (рис. 3, а). *PT*-условия метаморфизма пород соответствуют высокотемпературной ступени амфиболитовой фации: $T=615 \pm 690$ °C; $P=0,65 \pm 0,86$ ГПа [Белов, Демина, 1980; Демина, Промыслова, 2019; Демина и др., 2020].

Восточный комплекс сложен как бедными, так и богатыми кальцием метаморфитами, составляющими около 1/3 обнажающихся в районе горных пород. Это преимущественно плагиоклазовые амфиболиты, иногда с реликтами порфировых структур, метагаббройды, метадолериты и известково-силикатные породы. Бедные кальцием разности представлены биотит-гранатовыми, двуслюдяными (иногда с гранатом) кристаллосланцами, мусковитовыми плагиогнейсами, соответствующими гранат-биотит-мусковитовой минеральной ступени

Рис. 3. Фото шлифов метаморфитов Фаддеевского блока: *а* — гранито-гнейсы, *б* — хромитовый серпентинит, *в* — гранатовый амфиболит, *г* — кинкбанды в слюдистом сланце, *д* — стилолитовые швы в гранат-биотитовом сланце, *е* — волнистое погасание кварца. Описание см. в тексте; *а*, *г*, *е* — николи скрещены; *б*, *в*, *д* — николи параллельны. Amph — амфибол, Chr — хромит, Gr — гранат, Kfs — калишпат, Mt — магнетит, Q — кварц, Serp — серпентин



амфиболитовой фации. Они отличаются также от пород Западного комплекса более низкой степенью метаморфизма: $T=580\div660\text{ }^{\circ}\text{C}$; $P=0,55\div0,68\text{ ГПа}$. Это может свидетельствовать о том, что в момент метаморфизма толщи западной части Фаддеевского блока находились на большей глубине, чем восточной части. Подтверждает это также более интенсивная гранитизация пород в западной части блока.

Становской комплекс резко выделяется от остальных и развит в зоне, ограниченной разрывами. Весьма разнообразные по составу и степени метаморфизма породы тесно ассоциируют здесь с линзовидными телами серпентинитов, протягивающимися цепочкой в северо-восточном направлении. При ширине Становской зоны около 1–2 км она хорошо прослеживается более чем на 30 км по простиранию на юго-запад. В северо-восточном направлении она протягивается вдоль западного берега залива Фаддея [Самыгин, 2018], таким образом, ее длина составляет около 80 км. Внутреннее строение зоны весьма сложное. Многочисленными субмеридиональными, субширотными, северо-западными и северо-восточными разрывами породы в ее пределах разбиты на отдельные блоки размером от нескольких метров до нескольких километров. Элементы залегания пород, относительно выдержаные в пределах отдельного блока, весьма изменчивы для зоны в целом. Наряду

с крутым падением толщ, как в восточном, так и в западном направлении, наблюдается также слабонаклонное моноклинальное залегание. Неустойчивость элементов залегания здесь резко контрастирует с их выдержанностью за ее пределами, где на многие километры как вкрест, так и по простиранию метаморфитов Западного и Восточного комплексов наблюдается монотонное падение слоев на запад–северо-запад с углом падения 50–75°.

Серпентиниты разбиты густой сетью трещин на мелкие линзовидные обломки. В массивных разностях иногда сохраняются реликты первичной структуры в виде сетки тонких прожилков магнетита, подчеркивающего границы бывших зерен оливинов и пироксена, а также трещинки спайности последних. Помимо серпентина, представленного как хризотилом, так и антигоритом, в них обычны карбонаты, хлориты, тальк, актинолит, tremolit, магнетит, хромит. Содержание последнего в некоторых разностях достигает 40–30% (рис. 3, *б*). В приконтактовых частях серпентинитовых тел широко развиты тальк-хлоритовые и хлорит-карбонатные метасоматиты, в том числе хлорит-гроссуляровые, хлорит-гранат-везувиановые родингиты.

Результаты исследований и их обсуждение. С целью восстановления пород, исходных для серпентинитов, изучен их химический состав (табл. 1). Ана-

Таблица 1

Химический и нормативный состав серпентинитов и родингитов

Состав	Номер п/п								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Номер образца								
	27-24	27-24a	34-1	34-1a	34-1b	34-5	34-7	34-9	34-12
SiO ₂	25,62	25,70	36,40	36,51	37,10	28,89	37,20	37,30	36,76
TiO ₂	0,34	0,35	0,10	0,09	0,11	0,07	0,20	0,14	-
Al ₂ O ₃	13,20	12,00	4,73	4,70	4,80	17,02	20,71	21,72	17,05
Fe ₂ O ₃	7,20	7,15	5,41	5,51	5,49	1,20	1,70	1,03	2,72
FeO	1,16	2,10	4,78	4,75	4,72	6,34	0,70	0,71	0,03
MnO	0,09	0,10	0,34	0,35	0,22	0,23	0,07	0,08	0,06
MgO	34,40	34,50	34,65	34,75	34,82	30,19	6,12	7,40	6,54
CaO	0,71	0,65	0,88	0,91	0,88	3,56	29,83	28,42	32,88
Na ₂ O	0,01	0,02	0,21	0,19	0,18	0,07	0,21	0,21	0,04
K ₂ O	0,01	0,01	0,24	0,21	0,19	-	0,18	0,18	0,04
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,13
Cr ₂ O ₃	5,04	5,12	-	-	-	-	-	-	-
ппп	12,70	11,80	11,01	11,02	11,01	13,00	3,40	2,69	4,32
Сумма	100,54	99,55	98,77	99,01	99,55	100,59	100,34	99,89	100,57
Нормы CIPW									
Cc	8,52	1,18	2,93	2,9	3,13	0,97	0	0	0
Or	0	0	1,62	1,41	1,27	0	0	0	0
Ab	0	0	2,02	1,83	1,72	0	0	0	0
An	3,78	3,51	4,83	4,98	4,71	15,23	51,78	50,2	45,21
Ne	0,06	0,11	0	0	0	0,37	5,51	0,99	0,19
Kp	4,49	4,23	0	0	0	11,46	11,02	7,8	2,41
Hy	0	0	21,29	22,09	25,13	0	0	0	0
Ol	72,51	72,87	58,11	57,46	54,74	69,82	29,64	13,79	11,87
Cs	0	0	0	9,08	8,99	0	1,96	26,39	37,61
Mt	3,67	9,06	8,94	0	0	1,99	0,4	1,54	0,3
Cm	6,17	8,65	0	0	0	0	0	0	0
Hm	0,01	0	0	0,19	0,24	0	0	0	2,62
Il	0,78	0,7	0,22	0	0	0,15	0,39	0,03	0
Ap	0,17	0,14	0,05	0,05	0,08	0,05	0,05	0,02	0,03
Сумма	100,16	100,45	100,01	99,99	100,01	100,04	100,75	100,76	100,24

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова; 1–6 — серпентиниты, 7–9 — родингиты. Cc — кальцит, Or — ортоклаз, Ab — альбит, An —анортит, Ne — нефелин, Kp — калиофилит, Hy — гиперстен, Ol — оливин, Cs — дикальцийсиликат, Mt — магнетит, Cm — хромит, Hm — гематит, Il — ильменит, Ap — апатит.

лиз нормативного состава серпентинитов указывает на то, что исходными породами были дуниты (обр. 1, 2) и гаргубургиты (обр. 3–5). Как показано Дж.А. Пирсом с соавторами [1987], именно такой тип ультраосновных пород характерен для надсубдукционных (НЗС, или SSZ — supra-subduction zone ophiolites) офиолитов, формирующихся в задуговых бассейнах, развитие которых достигло стадии спрединга.

В составе офиолитов задуговых бассейнов широко развиты крупные линзовидные залежи хромит-дунитовых тел, появление которых объясняется присутствием воды в расплаве. Последняя, согласно

экспериментальным данным, расширяет поля кристаллизации оливиновой и шпинелевой фаз, что способствует выделению оливина и хромита (хромовой шпинели) [Bonatti, Michael, 1989]. В аподунитовых серпентинитах Становских офиолитов линзы хромитсодержащих пород встречаются очень часто.

Родингиты (обр. 7–9) существенно отличаются от серпентинитов резким повышением содержания кальция и алюминия, что связано с их метасоматизацией. В серпентинитах, представленных образцом 6, также обнаружен измененный первичный состав дунитов.

Таблица 2

Химический и нормативный состав амфиболитов

Состав	Номер п/п								
	1	2	3	5	6	4	7	8	9
	28(2)	33(4)	70(1)	28(1)	77(3)	71(2)	77(3д)	63(19)	63(20)
SiO ₂	47,64	50,50	48,90	48,00	49,30	45,55	48,08	51,84	46,90
TiO ₂	2,26	2,05	1,90	2,25	3,05	1,35	3,14	1,30	1,87
Al ₂ O ₃	13,73	16,20	16,25	13,00	13,10	14,45	12,36	17,60	18,82
Fe ₂ O ₃	2,65	2,15	2,60	11,20	0,98	2,05	2,91	2,33	3,50
FeO	11,60	8,88	8,50	4,74	13,80	10,80	12,36	7,07	8,37
MnO	0,16	0,16	0,14	0,24	0,18	0,20	0,10	0,11	0,16
MgO	7,35	5,20	4,55	5,10	5,30	10,32	5,73	4,57	5,10
CaO	8,99	8,56	7,65	9,12	6,80	9,55	8,10	7,50	8,85
Na ₂ O	2,82	3,09	4,20	3,29	3,37	2,15	3,62	3,06	3,50
K ₂ O	0,43	1,11	1,75	0,40	0,24	0,35	0,60	1,33	1,01
P ₂ O ₅	0,17	0,33	0,18	0,26	0,44	0,09	0,05	0,18	0,20
ппп	2,46	1,30	2,50	1,96	2,80	2,60	2,33	2,25	1,51
Сумма	100,26	99,53	99,12	99,56	99,36	99,46	99,38	99,14	99,79
Нормы CIPW									
Q	0,00	0,78	0,00	6,26	0,91	0,00	0,00	3,76	0,00
Or	2,60	6,68	10,71	2,42	1,47	2,14	3,65	8,10	6,07
Ab	24,40	26,62	31,95	28,52	29,53	18,78	31,56	26,72	28,67
An	24,07	27,55	21,04	20,01	20,62	29,68	16,19	31,34	33,24
Di	16,79	11,12	2,62	19,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,79
Hy	15,02	19,35	14,06	4,13	9,51	15,19	20,64	4,81	8,29
Ol	8,40	0,00	0,00	0,00	29,43	7,76	9,29	18,79	0,00
Mt	3,93	3,17	11,57	9,77	0,00	20,52	8,06	0,00	13,69
Hm	0,00	0,00	3,90	4,73	1,47	3,07	4,35	3,49	5,16
Il	4,39	3,96	3,73	4,38	6,00	2,65	6,14	2,55	3,61
Ap	0,41	0,80	0,44	0,63	1,08	0,22	0,12	0,44	0,48
Сумма	100,01	100,03	100,00	100,01	100,02	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Амфиболиты: 1–4 — гранатовые; 5–7 — плагиоклазовые; 8, 9 — биотит-гранатовые. Q — кварц, Or — ортоклаз, Ab — альбит, An — аортит, Di — диопсид, Hy — гиперстен, Ol — оливин, Mt — магнетит, Hm — гематит, Il — ильменит, Ap — апатит.

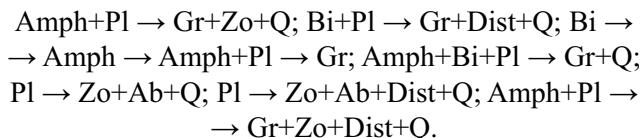
В пределах Становского комплекса широко распространены богатые кальцием существенно амфиболовые разности: гранатовые, плагиоклазовые, куммингтонитовые, биотитовые амфиболиты; амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотит-амфибол-цизитовые, часто с гранатом кристаллосланцы. Присутствие разностей с бластопорфировой, диабазовой и габбро-офитовой структурой свидетельствует о принадлежности их к группе ортопород. Оливин-гиперстеновый нормативный состав безгранатовых амфиболитов (табл. 2) указывает на их генетическую связь с серпентинитами. Это позволяет сделать вывод о том, что первичные ультрабазиты, габбро, долериты и базальты Становского комплекса формировались в одинаковой геодинамической обстановке. Детальный анализ химического состава

ультрабазитов и базитов указывает на то, что они формировались в задуговом бассейне спредингового типа [Демина, Промыслова, 2019]. Ранее к подобному выводу пришли В.А. Верниковский и А.Е. Верниковская [1996].

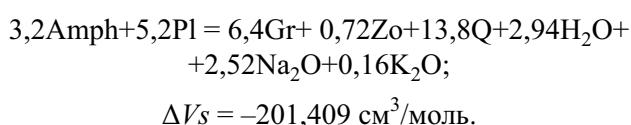
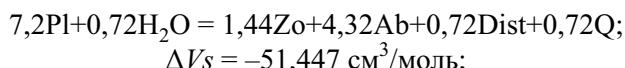
Наибольший интерес для выявления особенностей метаморфизма представляют гранатовые и биотит-гранатовые амфиболиты — темно-зеленые, почти черные, мелко-, среднезернистые (0,2–3 мм) породы с порфиробластами (до 4 мм) розового и буровато-розового граната, содержание которого составляет до 20–30% (рис. 3, в).

Характерная особенность пород этой группы — реакционные взаимоотношения минералов. По контактам биотита, амфибала и плагиоклаза часто развивается гранат. Иногда по биотиту сначала

образуется амфибол, а затем по амфиболу с плагиоклазом — гранат. Сам плагиоклаз в свою очередь замещается агрегатами альбита, цоизита, кварца, иногда дистена и параганита. В шлифах фиксируются следующие природные реакции (буквенные обозначения см. Примечания к табл. 1 и 2⁴):



Рассмотрим две наиболее часто встречающиеся природные реакции:



Термодинамические расчеты с учетом химического состава природных минералов показали, что эти реакции характеризуются отрицательным объемным эффектом (ΔV_s), что свидетельствует о резком повышении давления при метаморфизме, которое может превышать 1 ГПа. Отметим, что за пределами Становской зоны давление метаморфизма существенно ниже. Максимальные значения температуры, рассчитанные по составам сосуществующих гранатов и амфиболов, также более низкие и находятся в интервале 550–580 °C [Белов, Демина, 1980; Демина, Промыслова, 2019].

В Становской зоне встречаются также мраморы, кварциты, хлоритовые, гранат-хлорит-слюдистые, парагонитовые кристаллосланцы, а также, по-видимому, глыбы в разной степени переработанных вторичными изменениями пород Восточного и Западного комплексов.

Наиболее характерная особенность пород Становского комплекса — их чрезвычайно высокая деформированность. Микроскопическое изучение показало широкое развитие кинкбандов, стилолитовых швов (рис. 3, *г*, *д*). Минералы, особенно гранаты и кварц, сильно раздроблены и растянуты (рис. 3, *д*). Встречаются гранаты со структурами снежного кома. Кварц имеет волнистое погасание и перекристаллизован по краям крупных зерен и трещинкам (рис. 3, *е*). Подобные деформации несколько меньшей интенсивности развиты и в прилегающих к Становскому комплексу контактовых частях вмещающих пород Восточного и Западного комплексов. Здесь очень широко проявлены вторичные изменения в виде мусковитизации, фибролитизации, хлоритизации, эпидотизации, актинолитизации, окварцевания.

Метаморфизм Восточного и Западного комплексов Фаддеевского блока по *PT*-параметрам относится

к кианитовой серии, характерной для континентальной коры складчатых областей как фанерозоя, так и протерозоя [Основы..., 1997]. Глубинность метаморфизма (16–23 км) соответствует, скорее всего, нижней части средней коры на ее границе с нижней корой, поскольку процессы дегидратации амфиболов и биотитов с образованием двупироксеновых минеральных парагенезисов гранулитовой фации в породах не зафиксированы. Отчетливая зональность в пределах Фаддеевского блока отсутствует, хотя отличия в степени метаморфизма Восточного и Западного комплексов установлены достаточно уверенно. Субстратом для метаморфизма кианитовой серии служат вулканогенно-терригенные отложения внутри- и окраинно-континентальных бассейнов. Их глубокое прогибание в сочетании со складчатыми деформациями в условиях нормального температурного градиента континентальной коры приводит к метаморфизму подобного типа [Основы..., 1997].

Метаморфизм Становского оphiолитового комплекса характеризуется высокими значениями давления и относительно низкими — температуры по сравнению окружающими породами, что свидетельствует об его инородном характере в составе глубокометаморфизованных толщ Фаддеевского блока. Возникает вопрос о том, как фрагменты оphiолитовой ассоциации могли оказаться внутри метаморфических толщ древней континентальной коры.

Наиболее достоверный процесс поступления Становских оphiолитов в земную кору Фаддеевского блока — их интродукция по контакту двух отличающихся по составу и степени метаморфизма толщ Восточного и Западного комплексов. Морфология серпентинитовых тел, ограниченность разрывными нарушениями, наличие фрагментов вмещающих толщ окружающих метаморфитов внутри Становского комплекса, характер метаморфизма, высокая деформированность как оphiолитов, так и толщ контактовых зон вмещающих пород, а также минеральные парагенезисы вторичных преобразований вполне соответствуют признакам интродукции, приведенным в работе И.Н. Семейкина [2017], а не традиционной обдукции оphiолитов.

Исследование возможности интродукции океанической коры по результатам геодинамического численного моделирования. Для исследования возможности интродукции океанической коры нами выполнено численное двумерное моделирование с использованием оригинального кода I2VIS для термомеханического и петрологического моделирования геодинамических процессов, разработанного Т.В. Герей с коллегами [Gerya, Yuen, 2003]. В моделях рассматривается деформация вязко-пластической среды под действием приложенных тектонических сил, при этом решаются уравнения движения, неразрывности и теплопроводности в движущейся среде. Ранее мы применяли этот подход для объяснения со-

⁴ Amph — амфиболит, Gr — гранат, Zo — цоизит, Bi — биотит, Dist — дистен.

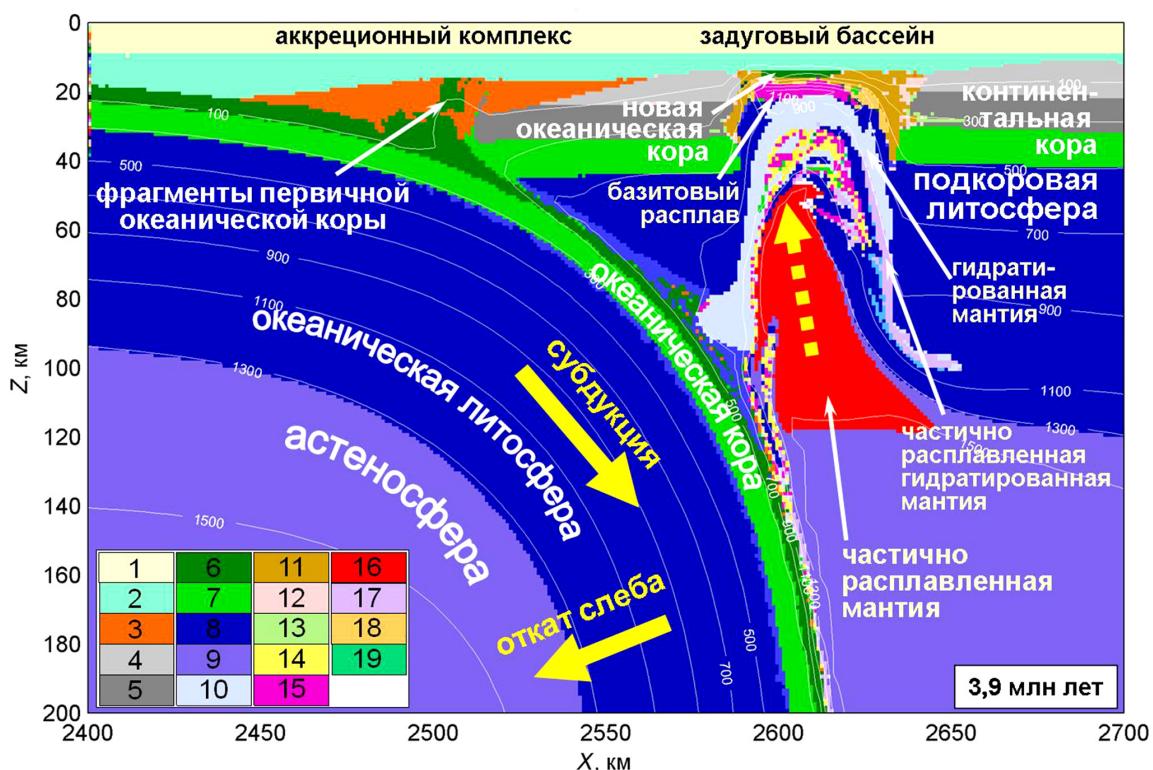


Рис. 4. Результаты численного геодинамического моделирования процесса конвергенции (субдукция–коллизия). Финальная стадия субдукции: внедрение фрагментов первичной океанической коры в аккреционный комплекс, подъем частично расплавленной мантии (желтая пунктирная стрелка), начало отката погружающегося литосферного слэба и начало раскрытия задугового бассейна (черные жирные стрелки), формирование новой океанической коры; белые линии — изотермы с шагом 200 °C. Здесь и далее приводится модельное время после начала конвергенции

1 — воздух; 2 — вода; 3 — осадки, образующиеся в процессе субдукции и коллизии; 4 — верхняя континентальная кора, включая осадочный чехол; 5 — средняя континентальная кора; 6 — верхняя океаническая кора (базальты); 7 — нижняя кора (габбро); 8 — «сухая» литосферная мантия; 9 — «сухая» астеносферная мантия; 10 — гидратированная мантия; 11 — кислые породы (граниты, дациты), выплавленные из частично расплавленных метаосадков и пород континентальной коры; 12 — кислые породы (дациты), выплавленные из частично расплавленного базальта; 13 — базальты, выплавленные из частично расплавленной мантии; 14 — частично расплавленные осадочные породы; 15 — частично расплавленные основные породы (базальты и габбро); 16 — частично расплавленная «сухая» мантия; 17 — частично расплавленная гидратированная мантия; 18 — расплавы, выплавленные из метаосадка; 19 — частично расплавленный базальт, выплавленный из частично расплавленной гидратированной мантии

отношения коллизионного и траппового магматизма Таймыра [Демина и др., 2018].

Моделирование процесса конвергенции (субдукции — коллизии) проведено нами с заданной скоростью 5 см/год, мощностью континентальной литосферы 140 км и с потенциальной температурой мантии, превышающей современную на 150 °C, что соответствует условиям протерозоя [Herzberg et al., 2007].

Результаты численного моделирования позволяют предложить сценарий, объясняющий наличие фрагментов океанической коры в составе Таймырского орогена. В ходе субдукции океанической коры под континентальную на активной окраине континента формировалась аккреционная призма. На финальных этапах субдукции происходил срыв части погружающейся океанической коры, которая внедряется в аккреционную призму. В ходе конвергенции фрагменты океанической коры подвергаются деформации, фрагментации, а затем входят во фронтальную зону формирующегося аккреционного комплекса (рис. 4).

В процессе субдукции океанической коры происходит ее дегидратация, что вызывает гидратацию и как следствие снижение температуры плавления надсубдукционного мантийного клина, включая вышележащую континентальную литосферу, которая вследствие этого подвергается частичному плавлению. Начинается откат погружающейся континентальной литосферной мантии и нижней коры, а также подъем под активную континентальную окраину горячей частично расплавленной астеносферной мантии, в которой происходит генерация базальтового расплава в значительном объеме (рис. 4). Вследствие этих процессов начинается формирование задугового бассейна шириной 150–200 км с вновь образованной корой океанического типа (рис. 5).

После окончания субдукции и закрытия океанического бассейна начинается стадия континентальной коллизии. В процессе коллизии формируется коллизионный ороген (до 4–5 км в высоту). Затем происходит отрыв слэба, что блокирует силу затягивания, однако коллизия продолжается, поскольку

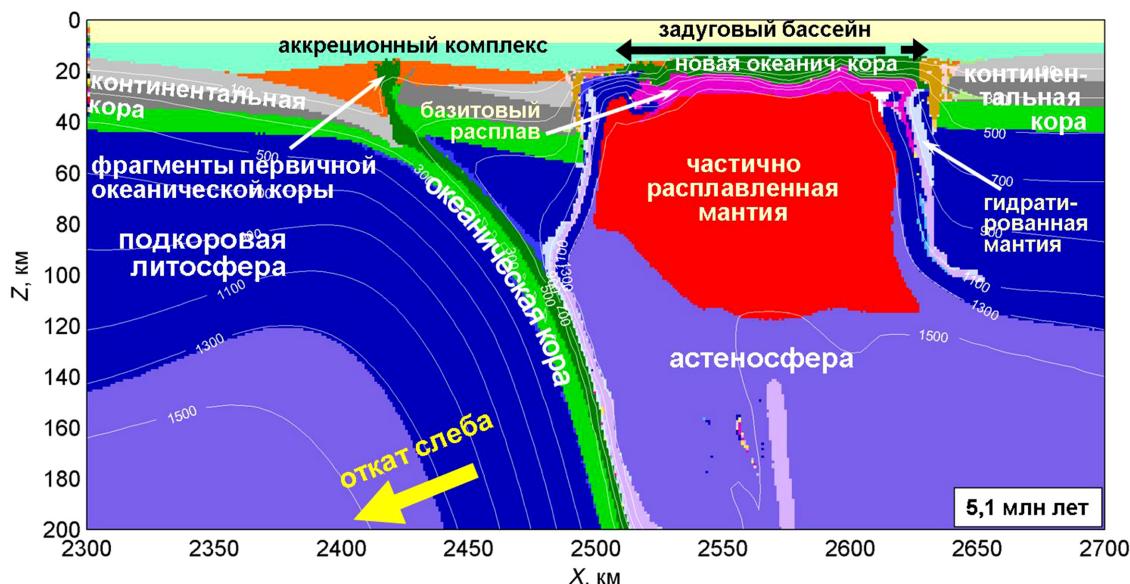


Рис. 5. Результаты численного геодинамического моделирования. Стадия завершения субдукции и начала континентальной коллизии, дальнейшее раскрытие задугового бассейна (черные жирные стрелки вверху) с вновь сформированной океанической корой.

Цветовые обозначения см. на рис. 4

в модели задано условие принудительной конвергенции. В ходе продолжающейся конвергенции в условиях значительных сжимающих горизонтальных напряжений в задуговой области происходит инверсия: задуговый бассейн подвергается сокращению и в итоге закрывается, при этом вновь сформированная кора океанического типа также внедряется в центральную часть коллизионного орогена (рис. 6).

Таким образом, результаты моделирования показывают, что фрагменты океанической коры, внедренные в метаморфизованные комплексы континентальной коры в ходе коллизии, могут иметь двоякое происхождение: из первичной океанической коры, внедрившейся в аккреционный комплекс; и из вновь образованной коры задугового бассейна, вошедшей при конвергенции в структуру коллизионного орогена. Сходные результаты для динамики формирования коллизионного орогена,

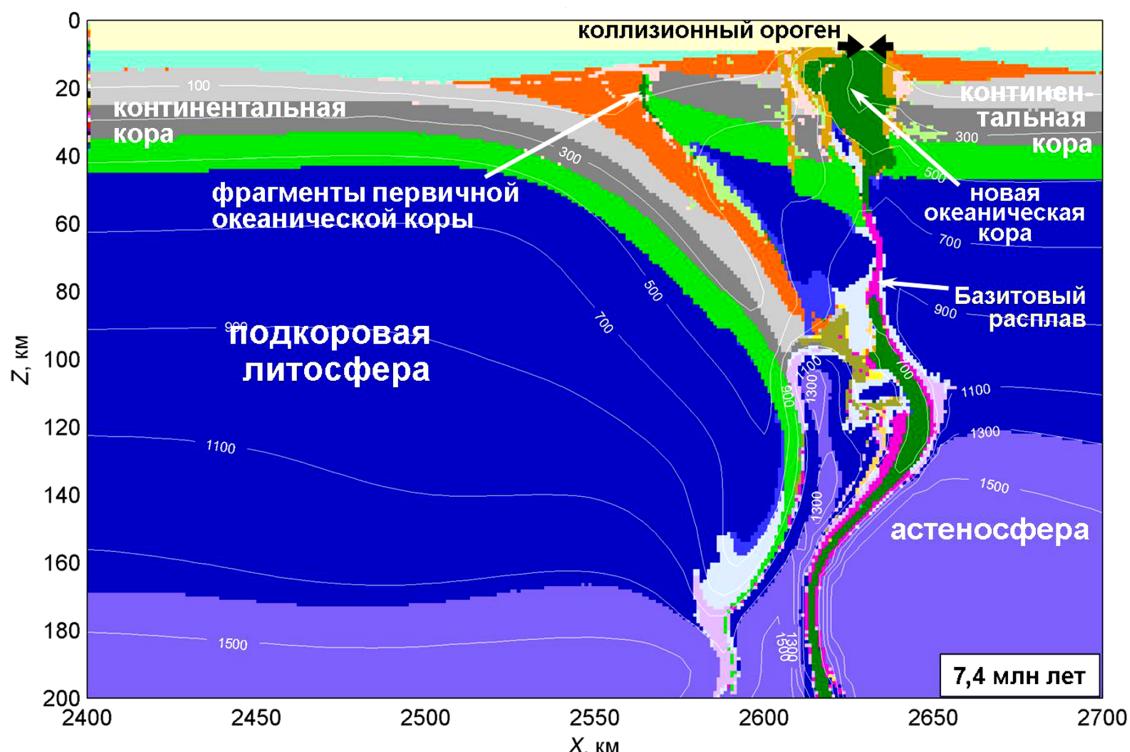


Рис. 6. Результаты численного геодинамического моделирования. Продолжение коллизии (принудительная коллизия), закрытие задугового бассейна (черные жирные стрелки вверху) и внедрение океанической коры в центральную часть коллизионного орогена.

Цветовой код для вещества см. на рис. 4

но в современных геодинамических условиях, получены в работе [Dymkova et al., 2015], где модельные структуры сопоставляются с некоторыми природными орогенами, в частности с Варисканским Богемским массивом и в некоторой степени с Загросом.

Детальный анализ химического состава Становских офиолитов указывает на их формирование в надсубдукционной обстановке задугового бассейна, что обосновывает возможность второго сценария.

Интродукции как механизму поступления офиолитов в земную кору складчатых областей в настоящее время уделяется мало внимания. Вместе с тем, как было показано И.Н. Семейкиным [2017], этот процесс распространен достаточно широко и фиксируется в некоторых офиолитовых массивах Урала, Восточного Саяна, Дальнего Востока и Монголии. В земной коре Альпийско-Гималайского пояса в результате геофизических исследований выявлены корово-мантийные смеси, которые также свидетельствуют об интродукции офиолитов в недра коллизионного орогена [Основы..., 1997].

Как показывают результаты компьютерного моделирования, интродукция офиолитов задуговых бассейнов может происходить на разных уровнях глубинности и приурочена в основном к границам нижней, средней и верхней коры. Можно предположить, что тектоническая расслоенность континентальной коры способствует интродукции офиолитов задуговых бассейнов при их закрытии. Отметим, что Становские офиолиты внедрились по границе двух различающихся по степени метаморфизма и составу комплексов горных пород мезопротерозойского возраста. Абсолютный возраст метагаббро Становских офиолитов, определенный U–Th–Pb методами, составляет $729,8 \pm 7,1$ млн лет и относится к позднему рифею. Время метаморфизма датировано по минералам и валовым пробам гранатовых амфиболитов разными методами: 624 ± 16 (Ar–Ar), 606 ± 44 (Rb–Sr) и 573 ± 78 (Sm–Nd) млн лет [Vernikovsky et al., 2004], что соответствует также времени вендской коллизии, когда и произошла интродукция океанической коры задугового бассейна в более древние толщи континентальной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беззубцев В.В., Залялев Г.Ш., Сакович А.Б. и др. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500 000: Объясн. зап. Красноярск: ККИ, 1986. 177 с.

Белов В.П., Демина Л.И. Условия метаморфизма до-кембрия Восточного Таймыра // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 9. С. 38–47.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 201 с.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Петрология и геохимия рифейских офиолитов Таймыра // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 113–129.

Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю. Становские офиолиты Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра: обдукация или интродукция? //

Выводы. 1. В пределах Фаддеевского блока выделены три метаморфических комплекса: Западный, Восточный и Становской.

2. В момент метаморфизма толщи Западного комплекса находились на большей глубине, чем Восточного, подтверждает это более интенсивная гранитизация пород западной части блока.

3. Становской комплекс разграничивает различающиеся как по составу, так и по степени метаморфизма толщи и образовался в результате интродукции офиолитов в континентальную кору.

4. К признакам интродукции относятся: морфология серпентинитовых тел; ограниченность офиолитов разрывными нарушениями; наличие фрагментов вмещающих толщ окружающих метаморфитов внутри Становского комплекса офиолитов; характер метаморфизма; высокая деформированность пород как офиолитов, так и вмещающих толщ контактовых зон; минеральные парагенезисы вторичных преобразований.

5. Численное геодинамическое моделирование показало, что фрагменты океанической коры, внедренные (интродуцированные) в метаморфизованные комплексы континентальной коры в ходе коллизии, могут иметь двоякое происхождение: из первичной океанической коры, а также из вновь образованной коры задугового бассейна. Детальный анализ химического состава Становских офиолитов указывает на их формирование в надсубдукционной обстановке задугового бассейна, что обосновывает возможность второго сценария.

Благодарности. Авторы благодарят Т.В. Герию за предоставленный для моделирования программный код, Н.А. Сергееву и Ю.А. Морозова — за рецензирование и обсуждение статьи, что позволило ее существенно улучшить.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № АААА-А16-116033010119-4) и с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики: Мат-лы ЛII Тектон. совещ. Т. I. М.: ГЕОС. 2020. С. 205–208.

Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю., Завьялов С.П. Соотношение коллизионного и траппового магматизма Таймыра: геологические данные и результаты суперкомпьютерного моделирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 15–24.

Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Метаморфические комплексы Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра // Динамическая геология. 2019. № 2. С. 4–16.

Забияка А.И., Забияка И.Д., Верниковский В.А. и др. Геологическое строение и тектоническое развитие северо-восточного Таймыра. Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.

Заялеев Г.Ш., Беззубцев В.В. О Челюскинском гипербазитовом поясе (Восточный Таймыр) // Геология и геофизика. 1975. № 12. С. 132–133.

Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Лист Т-45-48 (м. Челюскин). СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 472 с.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1977. 262 с.

Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К. Фаддевский «террейн» и Становской офиолитовый пояс Таймыра: проблемы геологической интерпретации по опубликованным данным и полевым впечатлениям 2016 г. // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. 2016. С. 164–166.

Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К. Центрально-Таймырский складчатый пояс в докембрии: пассивная окраина Сибирского палеоконтинента в мезопротерозое, активная окраина в неопротерозое // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Мат-лы L Тектон. совещ. М.: ГЕОС. 2018. С. 352–356.

Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1997. 518 с.

Пирс Дж. А., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зонами субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.

Погребицкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 284 с.

Прокурин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 23–40.

Равич М.Г., Погребицкий Ю.Е. Стратиграфическая схема докембра Таймыра // Проблемы геологии и ми-

неральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Среднесибирского плоскогорья. Л.: Недра, 1965. С. 13–26. (Тр. НИИГА; Т. 145).

Самыгин С.Г. Особенности строения и геодинамической эволюции Таймыра в неопротерозое // Литосфера. 2018. Т. 18, № 1. С. 5–19.

Семёкин И.Н. Структурные позиции офиолитов в земной коре и признаки их поступления // Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40, № 3. С. 61–69.

Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Bonatti E., Michael P.J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 91. P. 297–311. URL: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90005-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90005-8).

Dymkova D., Gerya T., Burg J.-P. 2D thermomechanical modelling of continent–arc–continent collision // Gondwana Research. 2016. Vol. 32. P. 138–150. URL: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.02.012>.

Gerya T.V., Yuen D.A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. Vol. 140. P. 293–318. URL: <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.09.006>.

Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from 305 basalts, picrites, and komatiites // Geochem. Geophys. Geosyst. 2007. Vol. 8. Q02006. URL: <https://doi.org/10.1029/2006GC001390>.

Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G. Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia // Geol. Soc., London, Mem. 2004. Vol. 30. P. 233–247. URL: <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.18>.

Поступила в редакцию 23.06.2021

Поступила с доработки 30.06.2021

Принята к публикации 27.12.2021

УДК 552.3:550.93:552.16

**В.Ю. Герасимов¹, А.А. Ульянов², В.А. Снежко³, Д. Мозар⁴,
В.А. Лаврищев⁵, В.М. Газеев⁶, А.Г. Гурбанов⁷**

ЦИРКОНОМЕТРИЯ ЮРСКИХ БАЗАЛЬТОВ ГОЙТХСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, 119071, Москва, Ленинский пр-т, 18, корп. 2
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний пр-т, 74

Фрибургский университет, кафедра наук о Земле, Швейцария, CH-1700, Фрибург, ул. Музейна, 6
ПАО «Кавказгеолсъемка», 357600, Ставропольский край, г. Ессентуки, ул. Кисловодская, 203

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и geoхимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35

Федеральный научный центр «Владикавказский научный центр РАН»,
362027, Россия, Республика Северная Осетия–Алания, Владикавказ, ул. Маркуса, 22

Fersman Mineralogical Museum of RAS, 119071, Moscow, Leninskii prospect, 18, bd 2

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

Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), 199106, St. Petersburg, Srednyi prospect, 74

Department of Geosciences — Earth Sciences, University of Fribourg, Chemin du muse, 6, CH-1700, Fribourg, Switzerland
PSC “Kavkazgeolseomka”, Stavropol region, 357600, Essentuki, Kislovodskaya str., 203

Institute of Geology of ore deposits petrography, mineralogy and geochemistry RAS, 119017, Moscow, Staromonetnyi per., 35
Vladikavkaz Scientific Center of RAS, 362027, Russia, Republica Severnaya Osetia-Alania, Vladikavkaz, Marcusa str., 22

Представлены результаты исследования U-Th-Pb изотопной системы акцессорного циркона из базальтов Гойтхской вулканической области (ГВО) Западного Кавказа. Проба для изотопного датирования была отобрана из базальтовых порфиритов чаталтапинского вулканического комплекса, в бассейне р. Туапсе. Методами изотопной геохронологии с использованием ионного зонда показано, что излияние базальтов чаталтапинского вулканического комплекса ГВО происходило в юрское время на рубеже аалена и байоса (169 Ma), в период тектонической трансформации осевого трога рифтогенного бассейна Большого Кавказа. Для цирконов из базальтов получено низкое Th/U отношение, что более характерно для пород кислого состава. Этот факткосвенно подтверждает то, что эволюция юрского рифтогенного магматизма на Кавказе происходила за счет асимиляции коры континентального типа.

Ключевые слова: изотопная геохронология, цирконометрия, юрский вулканизм, базальт, Тетис, тектоника, Кавказ.

The paper presents the results of the U-Th-Pb isotope system study of the accessory zircon from the basalts of the Ghoithsk volcanic region (GVO) of the Western Caucasus. The sample for isotope dating was taken from basalt porphyrites of the Chataltapa volcanic complex, in the Tuapse River basin. It was shown by using of the ion microprobe isotope dating method of the zircon, that the effusion of basalts of the Chataltapa volcanic complex of the GVO occurred in the Jurassic at the boundary of the Aalenian and Bajocian age (169 Ma), during the tectonic transformation of the Greater Caucasus riftogenic basin. A low Th/U ratio was obtained for zircons from basalts, which is more typical for rocks of acidic composition. This fact indirectly confirms that the evolution of the Jurassic rift magmatism in the Caucasus occurred due to the assimilation of the continental type crust.

Keywords: isotope geochronology, zircon isotope dating, Jurassic volcanism, basalt, Tethys, tectonics, Caucasus.

¹ Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, науч. с., канд. геол.- минер. н.; e-mail: gera-igem2008@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: ulyanov1952@yandex.ru

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, вед. инженер; e-mail: VSnezhko@vsegei.ru

⁴ Фрибургский университет, кафедра наук о Земле, PhD, профессор; e-mail: jon.mosar@unifr.ch

⁵ ПАО «Кавказгеолсъемка», АО «Северо-Кавказское ПГО», вед. геолог; e-mail: lavrvlad@rambler.ru

⁶ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и geoхимии РАН, науч. с., канд. геол.- минер. н., Федеральный научный центр (ФНЦ) «Владикавказский научный центр РАН»; e-mail: gazeev@igem.ru

⁷ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и geoхимии РАН, вед. науч. с., канд. геол.- минер. н., Федеральный научный центр (ФНЦ) «Владикавказский научный центр РАН»; e-mail: ag.gurbanov@yandex.ru

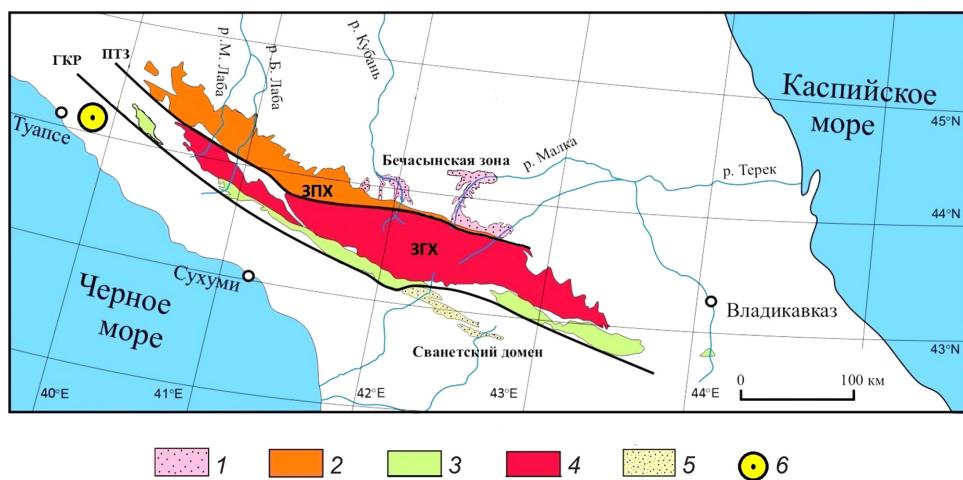


Рис. 1. Схема тектонического районирования Большого Кавказа с выходами палеозойского фундамента (молодые мезозойско-кайнозойские комплексы Большого Кавказа не окрашены): 1 — Бечасынская зона; 2 — зона Передового хребта; 3 — Перевальная подзона; 4 — Эльбрусская подзона; 5 — Сванетский антиклиниорий, дисская серия. Район отбора пробы № 406 из юрских базальтов Гойтхской вулканической области в долине р. Малое Псеушхо обозначен желтым пулансоном (бассейн р. Туапсе). ГКР — Главный Кавказский разлом, ПТЗ — Пшенично-Тырнаузыская зона

Введение. Большой Кавказ — высокогорный складчато-надвиговой пояс, расположенный в пределах структур южного обрамления Восточно-Европейской платформы. В современной альпийской структуре мегантиклиниория Большого Кавказа выделяют несколько тектонических зон (рис. 1), которые разделены крупными региональными разломами субширотного простириания. Самый крупный из них, это Главный Кавказский разлом (ГКР), который отделяет структуры Южного склона от зоны Главного хребта (ЗГХ). В юрское время палеозойское основание Кавказа было практически полностью перекрыто морскими отложениями. Осадконакопление сопровождалось подводным и надводным вулканализмом.

На Западном Кавказе, в структуре Южного склона, юрский магматизм проявлен в Гойтхской вулканической области [Борсук, 1963; Ломизе, 1969], в бассейне р. Туапсе. Здесь картированы выходы риолитов, андезитобазальтов и базальтов. Эти вулканические породы залегают среди морских песчано-глинистых отложений средней юры и отнесены к так называемой чаталтапинской формации. Доля кислых вулканитов риолитового состава в чаталтапинской формации до 65%, доля базальтоидов — около 35%. Мощность вулканогенно-осадочной толщи достигает несколько сотен метров. Возраст этой толщи принят ааленским (170–174 Ma) на основании стратиграфического положения и находок остатков аммонитов *Leioceras opalinum* Rein., *Ludwigia* Sp. и др. [Прудкий, 2000].

Стратиграфия юрских вулканогенно-осадочных комплексов Западного Кавказа достаточно хорошо изучена [Ломизе, 1961]. При этом надежных данных изотопного датирования юрского вулканализма на Кавказе все еще не хватает. Многие датировки носят дискуссионный характер.

Наиболее эффективный метод для датирования палеотипных вулканитов и определения изотопного возраста магматизма — цирконометрия. Это обусловлено тем, что первичные породообразующие минералы эфузивных горных пород подвержены сильным изменениям на постмагматической стадии. Под воздействием низкотемпературных гидротер-

мальных процессов их изотопные системы (K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd) часто оказываются полностью нарушенными. В то же время акцессорный циркон из тех же пород демонстрирует высокую стабильность. Устойчивость кристаллической структуры циркона к внешним воздействиям и высокая температура закрытия U-Th-Pb изотопной системы минерала делают его незаменимым источником информации при радиоизотопном датировании магматических горных пород.

Для датирования юрского магматизма Гойтхской вулканической области из базальтов чаталтапинского вулканического комплекса в бассейне р. Туапсе была отобрана проба № 406. Из этой пробы выделены микроскопические кристаллы акцессорного циркона магматического генезиса. Отдельные зоны роста этих кристаллов датированы U-Th-Pb изотопным методом с использованием высокочувствительного ионного микрозонда. Результаты датирования обсуждаются в статье.

Геологическая ситуация. Гойтхская вулканическая область как часть Гойтхско-Ачишинской складчатой зоны [Прудкий, 2000] сформировалась на северо-западном продолжении осевого трога рифтогенного бассейна Большого Кавказа, который получил развитие в течение лейаса—аалена в условиях растяжения земной коры на северной пассивной окраине океана Тетис [Панов, Ломизе, 2007].

В современной сильно дислоцированной структуре Западного Кавказа тектонически совмещены фрагменты нижне-среднеюрских аллохтонных троговых комплексов. Среди них выделяют: собственно троговый Псехако-Березовский комплекс и Гойтхский комплекс, который формировался в юрское время предположительно на южном борту осевого трога [Прудкий, 2000]. Расширение троговой долины сопровождалось образованием серии субпараллельных конседиментационных сбросов. В это же время формировался дайковый пояс Большого Кавказа протяженностью более 700 км. Многочисленные дайки долеритов прорывают эпипалеозойский фундамент на юго-западной окраине Скифской плиты

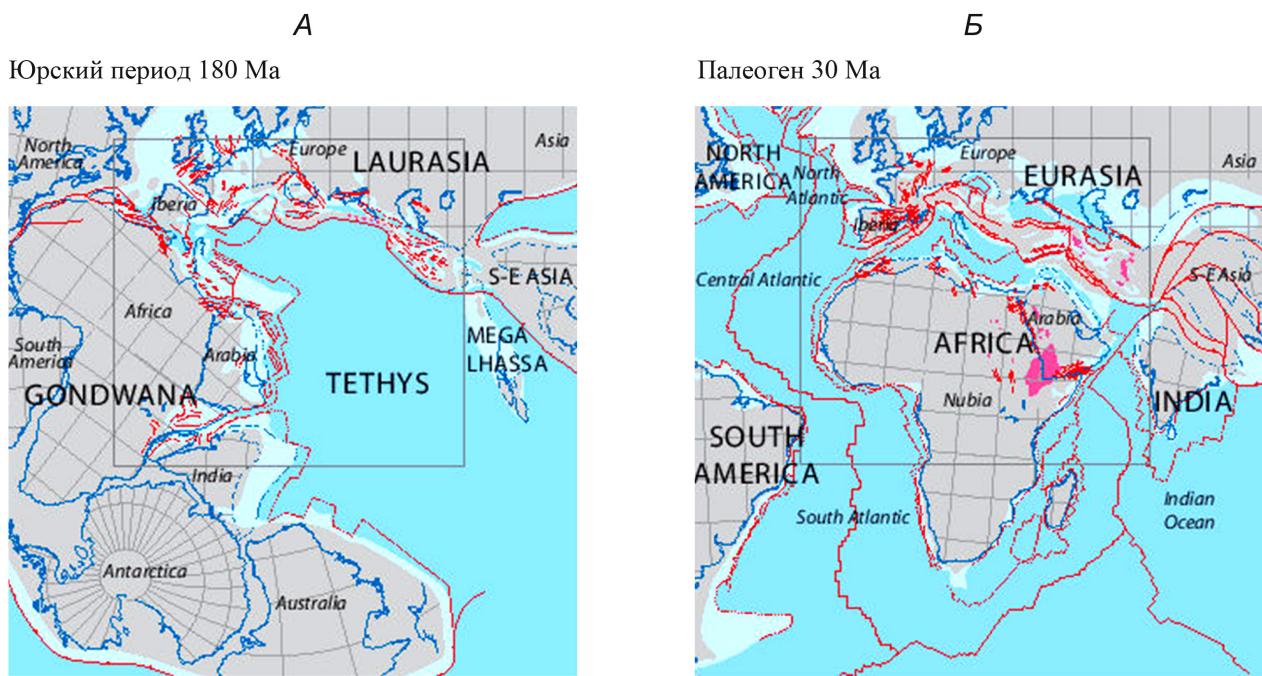


Рис. 2. Фрагмент общей палинспастической схемы эволюции Земли от начала распада Гондваны (А) в ранней юре до закрытия океана Тетис (Б) в позднем палеогене, по [Barrier et al., 2018]

и маркируют собой структуру растяжения коры, параллельную зоне осевого трога Большого Кавказа.

На рифтогенный характер вулканизма Гойтхской вулканической области указывает наличие контрастной базальт-риолитовой ассоциации чаталтапинской вулканической формации. Генерация кремнистых магм при заложении рифта в этой части бассейна происходила за счет частичного плавления сиалической части коры континентального типа. Одновременно поднимающиеся мантийные расплавы продуцировали базитовые деривативы бимодальной вулканической ассоциации. При этом явных признаков существования офиолитовой формации в пределах юрского трога не наблюдается [Панов, Ломизе, 2007].

Отмечено, что тектоническая обстановка растяжения и рифтинга в ранней юре — характерная чертоа для пассивных континентальных окраин всей периферии океана Тетис [Barrier et al., 2018; Dercourt et al., 1993]. Вероятно, в планетарном масштабе тектоническая обстановка растяжения земной коры в лейасе предопределила начало распада Пангеи с последующим раскрытием Атлантического океана.

Атлантический спрединг с интенсивным ростом океанической коры обусловил смену обстановки растяжения в обрамлении Тетиса на обстановку сжатия и образование в конце средней юры зоны субдукции вдоль Кавказского сегмента краевой части Скифской плиты, т. е. на будущем Большом Кавказе. В дальнейшем эта тенденция привела к постепенному сокращению океана Тетис и практически к его полному закрытию в конце палеогена (рис. 2) [Barrier et al., 2018]. Не исключено, что с установлением режима субдукции юрский рифтогенный бассейн Большого

Кавказа трансформировался в задуговой бассейн Закавказского вулканического пояса. Признаки такой трансформации выявлены с помощью детальных петрохимических исследований мезозойских вулканитов Западного Кавказа [McCann et al., 2010]. При этом некоторые базальтоиды из состава чаталтапинской формации отнесены к типу E-MORB. Вместе с тем рассматриваются и рифтогенно-коллизионные модели тектонической эволюции Кавказа в альпийское время [Mosar et al., 2018].

Материалы и методы исследований. Для датирования юрского магматизма Гойтхской вулканической области было выбрано протяженное магматическое тело субсогласного залегания (дайка или силл?), сложенное порфировидными базальтами чаталтапинского вулканического комплекса ($vJ_2\check{c}$). Отбор пробы на цирконометрию проводили на небольшом обнажении базальтов (14×5 м), расположенным на левом берегу р. Малое Псеушхо (левый приток р. Туапсе), недалеко от дороги на южной окраине аула Малое Псеушхо (лист L-37-XXXIV, $44^{\circ}06'27''N$ $39^{\circ}18'21''E$).

Петрографическая характеристика пробы базальтов № 406. Базальтовый порфирит, сильно измененный базальт с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Порода зеленовато-серого цвета с порфировой структурой и массивной, пятнистой текстурой. Все минеральные зерна имеют разный состав, размер и форму, распределены довольно равномерно, без какой либо преимущественной ориентировки. Пятнистая текстура обусловлена скоплениями выделений вторичных минералов.

Порфировые вкрапленники первичных магматических минералов представлены плагиоклазом

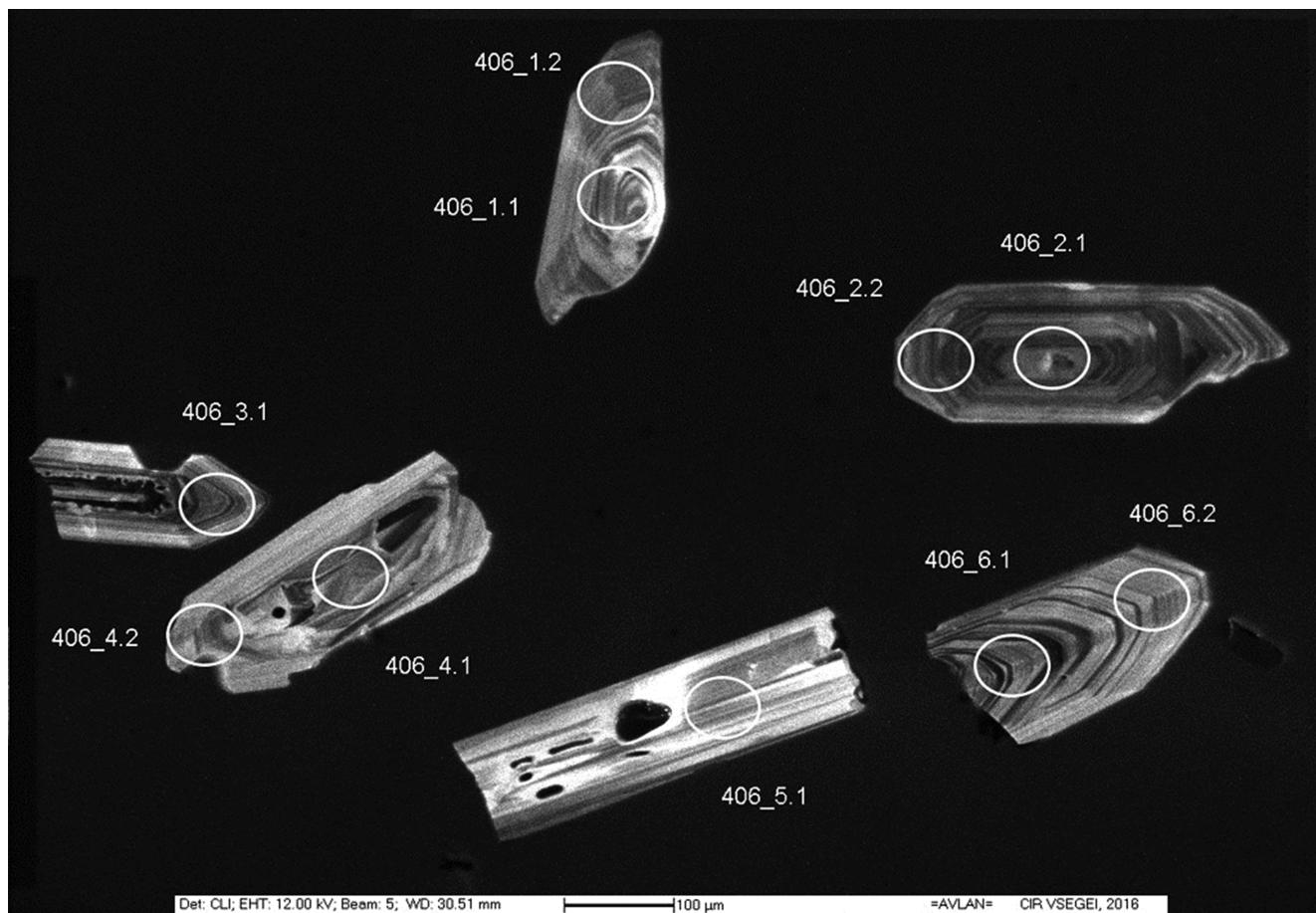


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения кристаллов акцессорного циркона из пробы № 406 в (маркер масштаба 100 мкм). Участки зондирования обозначены белыми кружками, номера точек указаны в соответствии с номерами изотопных анализов. Акцессорный циркон представлен однородной группой магматических кристаллов удлиненного призматического габитуса с тонкой, ритмичной, концентрической ростовой зональностью. Все зоны кристаллов демонстрируют юрский возраст с небольшим статистическим разбросом в окрестности 169 Ma. Исключение составляет древнее ксеногенное ядро триасового возраста (точка 2.1, 204 Ma), которое сохранилось в центральной части удлиненного зонального кристалла циркона юрского возраста

(35–45%) и пироксеном (3–5%). Стекловатая и микрокристаллическая часть исходной породы полностью замещена вторичными минералами, ранее она составляла 50–60% объема породы.

Вторичные минералы представлены (%): карбонатом 20–30%, хлорит-серицитовой массой с прожилками оксида железа (10–15), эпидотом (1–3), халцедоном (7–10). Среди акцессорных минералов выделяется рудный компонент (магнетит, ильменит, 5–10), апатит (<1), циркон (<1).

Текстурно-структурные особенности базальтовых порфиритов обусловлены формой, размером, цветом и ориентировкой, слагающих его минеральных зерен. Плагиоклаз представлен удлиненными призматическими зернами размером от 0,1 до 1–2 мм, он частично или полностью замещен вторичными минералами (карбонатом, серицитом, эпидотом). Пироксен представлен таблитчатыми кристаллами и зернами размером до 1 мм, он частично замещен агрегатом хлорита с карбонатом. Карбонат в виде прожилков и зерен кальцита размером до 0,5–1,0 мм, иногда пелитоморфный, замещает зерна плагиоклаза, а также образует пятнистые скопления.

Хлорит буровато-зеленого цвета замещает основную микрокристаллическую массу породы совместно с тонкозернистым серицитом. Некоторые зерна пироксена, размером до 1 мм, также полностью замещены агрегатом хлорита. Серицит развивается по плагиоклазу в виде мелкочешуйчатых и пятнистых выделений размером до 0,5 мм. Эпидот в виде мелких зерен размером до 0,3 мм также замещает лейсты плагиоклаза. Скопления халцедона в виде отдельных пятен и овощей размером до 0,5 мм отмечены во всем объеме породы. Рудный минерал (магнетит, ильменит?) встречается в породе в виде отдельных черных зерен размером до 0,5 мм. В отраженном свете он имеет характерный блеск вороненой стали. Оксиды Fe в виде рыжевато-бурых прожилков и скоплений неправильной формы спорадически присутствуют в ассоциации с карбонатом и хлоритом. Прозрачный, бесцветный апатит отмечен в виде мелких призматических кристаллов и округлых зерен с характерным высоким рельефом, размер от 0,05 до 0,3 мм. Редкий акцессорный циркон выделен в виде прозрачных удлиненных кристаллов и округлых бесцветных зерен размером 0,03–0,06 мм

с характерными яркими цветами интерференции и высоким рельефом.

Таким образом, предварительные микроскопические исследования горной породы показывают, что первичные магматические минералы базальта сильно изменены. В то же время образец (проба) содержит достаточное количество акцессорного циркона, необходимого для проведения изотопных исследований с использованием ионного зонда.

Методика исследований. Изотопно-геохронологические исследования вещества, включая прополодготоаку, проводили в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ. Измерение изотопного состава кристаллов циркона выполняли на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике [Williams 1998] с использованием эталонов «91500» и «Temora» [Black et al., 2003]. Для исследования отобрана фракция кристаллов циркона размером 100–200 мкм, локальность U-Th-Pb изотопного датирования составляла при этом около 25–30 мкм. Таким образом, пространственное разрешение ионного зонда позволило уверенно датировать отдельные зоны роста кристаллов, их центры и край (рис. 3).

Отбор зерен циркона для анализа проводили с использованием оптического микроскопа. Непосредственно для датирования пробы № 406 отобрано 20 зерен призматического габитуса. Отобранные зерна монтировали в шашку вместе с эталонами и сошлифовывали приблизительно на половину толщины. Полученные таким образом срезы циркона полировали и после напыления исследовали на электронном сканирующем микроскопе с катодолюминесцентной приставкой при ускоряющем напряжении 12 кВ (аналитик А.В. Антонов). Изображения кристаллов циркона в катодолюминесценции (рис. 3) и в отраженных электронах позволяют определить степень фазовой однородности кристаллов, их химическую зональность, а также выбрать наиболее информативные участки кристаллов для датирования на ионном зонде.

Измерения на ионном зонде проводили при величине тока первичных ионов 4 нА (аналитик П.А. Львов). В каждой точке анализа набор интенсивности массовых спектров в диапазоне масс от 196 (Zr_2O) до 254 (UO) проводили до 5 раз. Для обработки измерений использовали компьютерную программу SQUID [Ludwig 2000]. Расчет параметров конкордантности полученных изотопных датировок проводили исходя из величины погрешности 2σ . Результирующие графики с конкордией (рис. 4) строили с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999]. Всего из 20 отобранных зерен циркона пробы № 406 исследовано 8 кристаллов. Получены датировки по 10 точкам.

Результаты исследований и их обсуждение. Характеристика кристаллов циркона. Циркон из пробы № 406 представлен достаточно однородной группой кристаллов магматического облика. Прозрачные кристаллы имеют удлиненную при-

зматическую форму (коэффициент удлинения 2–3), пирамидальные вершины и ритмичную, концентрическую ростовую химическую зональность (рис. 3), обусловленную вариациями состава в отношении 3- и 4-зарядных катионов. Центр и край кристаллов имеют практически одинаковый состав в отношении урана и тория и юрский возраст, что свидетельствует о быстрой кристаллизации базальтового расплава. Исключение составляет точка 2.1, где зафиксирован триасовый возраст (204 Ma), который связан с захватом в центре кристалла более древнего обособления в виде ксеногенного ядра, послужившего затравкой для кристаллизации циркона. Триасовая датировка была исключена из расчетов статистического кластера. Остальные датировки цирконов нанесены на диаграмму с конкордией (рис. 4) в виде эллипсов, где они образуют устойчивый кластер с возрастом $169 \pm 1,5$ Ma. Кластер имеет несколько размытую структуру, что, видимо, связано с захватом древних ксеногенных ядер циркона и их частичной перекристаллизацией. Диаметр эллипсов равен удвоенной ошибке измерения (2σ). Вероятность конкордантности полученной датировки по двум независимым геохронометрам (по распаду изотопов урана ^{235}U и ^{238}U) составляет около 40%, СКВО 0,71 (средний квадрат взвешенных отклонений, MSWD).

При более детальном анализе заметна обратная корреляция между U-Pb возрастом отдельных зон кристаллов циркона и величиной Th/U отношения (табл. 1): чем моложе датировка, тем больше Th/U отношение. Это может свидетельствовать об относительном обеднении расплава ураном в ходе кристаллизационной дифференциации. Характер дискордантности датировок краевых зон кристаллов циркона (рис. 4) формально может указывать на возможную добавку (примесь) свинца в изотопную систему циркона в ходе его перекристаллизации на магматической стадии процесса. При этом величина Th/U отношения в исследованных цирконах колеблется в пределах 0,20–0,69, что характернее для кислых расплавов. Валовое содержание радиоактивных элементов в кристаллах циркона тоже не велико: U 143–588 г/т и Th 96–181 г/т.

Результаты исследований и их обсуждение. Величина Th/U отношения циркона (Zrn) широко используется как критерий при оценке первичного генезиса минерала. Эмпирически установлено, что по величине этого параметра все цирконы можно разделить на 3 группы: $Th/U < 0,1$ — Zrn метаморфогенный; $0,2 < Th/U < 1,5$ — Zrn из «гранитов»; $1,5 < Th/U$ — Zrn из «базитов», хотя есть и исключения. Так, в триасовых габброидах Бечасынской зоны Кавказа циркон магматической стадии демонстрирует «гранитное» Th/U отношение (0,5–0,6) [Герасимов и др., 2015]. В палеозойском основании Кавказа картировано несколько тел ортоамфиболитов с цирконом магматической стадии ордовикского и силурского возраста [Somin, 2011], для которых так же характерно «гранитное» Th/U отношение. Видимо, базитовые

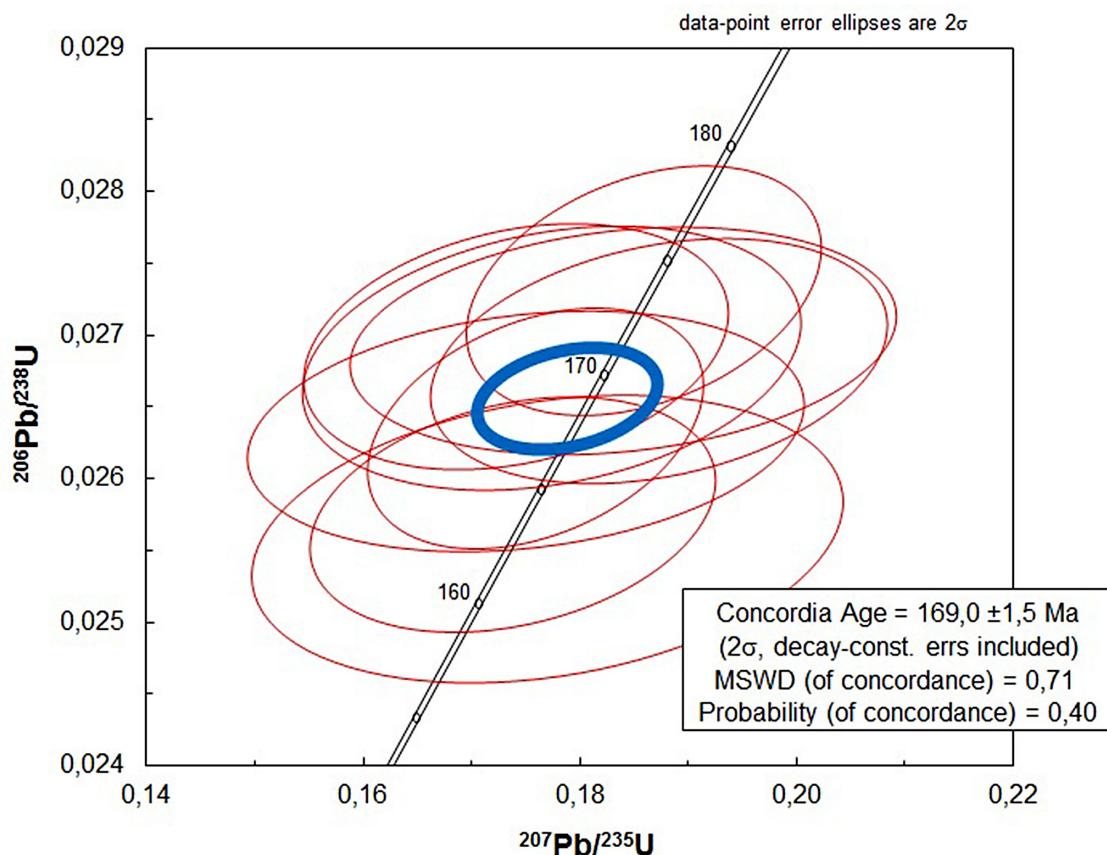


Рис. 4. Результаты датирования кристаллов циркона из юрских базальтов пробы № 406 (табл. 1) нанесены на диаграмму с конкордией с табулированными значениями возраста (млн лет, Ma). Датировки кристаллов циркона образуют устойчивый кластер с возрастом 169 Ma. Диаметр эллипсов равен удвоенной ошибке измерения (2σ). Вероятность конкордантности около 40%, СКВО (MSWD) 0,71. Точка 2.1 (табл. 1) с триасовым возрастом ксеногенного ядра циркона 204 Ma исключена из расчетов статистического кластера

расплавы часто наследуют акцессорный циркон при плавлении сиалической части континентальной коры, причем без существенного изменения валового химического состава минерала. Действительно, циркон очень устойчивый минерал, его температура плавления выше 2500 °C. В силикатных расплавах он может только растворяться и кристаллизоваться вновь за счет растворения и перекристаллизации старых дефектных метамиктных зерен. Изотопная система минерала при этом практически полностью обнуляется (переустанавливается) за счет потери радиогенного свинца.

Экспериментальные данные о диффузии свинца в кристаллической структуре циркона [Lee et al., 1997] показывают, что в базальтовых расплавах с температурой 1000–1200 °C уран-свинцовая изотопная система мелких зерен циркона (≤ 100 мкм) может оставаться открытой вплоть до момента начала кристаллизации расплава [Герасимов и др., 2020]. Это означает, что перекристаллизация «гранитного» циркона в процессе эволюции корового магматического очага практически полностью перезапускает U-Pb изотопную систему циркона, а изотопные часы включаются только в момент излияния базальтовой магмы. В то же время древние ядра внутри более крупных новообразованных кристаллов циркона

могут сохранять свой радиогенный свинец или иметь более древний дискордантный возраст. В связи с этим триасовый возраст ксеногенного ядра циркона (точка 2.1, рис. 3) может характеризовать возраст корового источника (субстрата) на базе которого происходила генерация базальтового расплава в юрское время.

Следует заметить, что триасовый магматизм мало известен в Крымско-Кавказском регионе, хотя в мезозойских осадочных породах зерна циркона триасового возраста встречаются довольно часто [Kuznetsov et al., 2019; Рудько и др., 2019; Романик и др., 2020]. В структуре Ставропольского свода вулканогенный триас вскрыт скважиной на глубине около 5 км в районе г. Зеленокумск (скв. № 8 Отк.). Несколько интрузий триасового возраста сосредоточено вдоль линии Центрально-Кавказского поперечного поднятия — от Дзирульского массива на юге до Ставропольского поднятия на севере. Эти интрузии вскрыты в структуре фундамента, среди них известны калишпатовые габбро Дзирульского массива в Грузии, гранитоиды Цейского ущелья (T_3-J_1 ?) в Осетии, габброиды Хасаута в Бечасынской зоне Кавказа [Герасимов и др., 2015], гранодиориты Соколовского массива на Ставрополье [Снежко и др., 2017]. Можно предположить, что триасовый магматизм на Кавказе

имел более широкое распространение, но пока, в силу разных причин, он мало изучен.

Заключение. С помощью ионного зонда проведены масс-спектрометрические исследования U-Th-Pb изотопной системы акцессорного циркона из пробы базальтов чаталтапинского вулканического комплекса (№ 406). Показано, что датировки кристаллов циркона образуют на конкордии однородный, слегка размытый статистический кластер в области 169 Ma, который характеризует возраст кристаллизации базальтовой магмы. Таким образом, с помощью методов изотопной геохронологии подтверждено, что формирование контрастной базальт-

риолитовой формации Гойтхской вулканической области Западного Кавказа происходило в начале средней юры — на рубеже аалена и байоса.

Благодарности. Авторы статьи выражают глубокую признательность Н.Б. Кузнецовой, А.Л. Перчуку, В.А. Лебедеву за конструктивное обсуждение материалов статьи и ценные замечания.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке МПР РФ, ФГУП ВСЕГЕИ, ПАО Кавказгеолсъемка, Минералогического музея РАН, Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова и проекта SCOPES SNSF (проект № IZ73Z0_152392).

СПИСОК ЛИТЕРАТУЫ

Борсук А.М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. М.: Наука, 1963. 160 с.

Герасимов В.Ю., Гаранин В.К., Письменный А.Н., Энна Н.Л. Новые данные о проявлении мезозойского магматизма в Бечасынской зоне Большого Кавказа и оценка возраста регионального метаморфизма // Вестн. Моск. ун-та. 2015. № 4. С. 327–337.

Герасимов В.Ю., Снежко В.А., Мозар Д. и др. Цирконометрия и термохронология мигматизированных гнейсов гондараиского метаморфического комплекса Большого Кавказа // Вестн. Моск. ун-та. 2020. № 4. С. 30–44.

Ломизе М.Г. О стратиграфическом расчленении юрской вулканогенно-осадочной серии Гойтх (Северо-Западный Кавказ) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1961. № 4. С. 19–31.

Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. 220 с.

Панов Д.И., Ломизе М.Г. Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 39–110.

Прудкий Н.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Сер. Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 135 с.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В. и др. Изотопно-геохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С. 453–473.

Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Возраст, Hf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61.

Снежко В.А., Снежко В.В. Возраст цирконов из гранодиоритов Соколовского массива (Западное Предкавказье) по данным U-Pb (SHRIMP II) датирования // Региональная геология и металлогения. 2017. № 70. С. 41–47.

Barrier E., Vrielinck, B., Brouillet J.F., Brunet M.F. Paleotectonic reconstruction of the Central Tethyan Realm. Tectono-sedimentary-palinspastic maps from Late Permian to Pliocene. Paris, 2018. CCGM/CGMW, URL: <http://www.ccgm.org>. Atlas of 20 maps (scale: 1/15 000 000).

Black L.P., Kato S.L. Allen C.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

Dercourt J., Ricou L.E., Vrielinck B. Atlas Tethys Paleo-environmental Maps. Paris, 1993. 307 p.

Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J. Pb, U and Th diffusion in natural zircon // Nature. 1997. Vol. 390. P. 159–162.

Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT/EX, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1999. N 1a. 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA, 22 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. User's Manual // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2000. N 2. 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.

Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // Intern. J. Earth Sci. 2019. Vol. 108, N 7. P. 2407–2428.

McCann T., Chalot-Prat F., Saintot A. The Early Mesozoic evolution of the Western Greater Caucasus (Russia): Triassic Jurassic sedimentary and magmatic history // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2010. Vol. 340. P. 181–238.

Mosar J., Mauvilly J., Enna N. et al. Tectonics of the Greater Caucasus: from rifting to collision // EGU General Assembly, Geophys. Res. Abstr. 2018. Vol. 20. EGU2018-5012.

Somin M.L. Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: Brief overview // Turkish J. Earth Sci. 2011. Vol. 20. P. 545–610.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Поступила в редакцию 24.06.2021

Поступила с доработки 30.06.2021

Принята к публикации 27.12.2021

УДК 550.8.053

Т.П. Широкова¹, И.В. Лыгин², Т.Б. Соколова³

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В РАЗНЫХ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СИТУАЦИЯХ

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

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

На реальных примерах исследованы возможности сейсмогравитационного моделирования для территорий, отличающихся физико-геологическим строением, масштабом исследований, степенью изученности. Показано, что полностью формализовать единый подход к построению сейсмоплотностной модели невозможно, так как методика моделирования неизбежно меняется в зависимости от физико-геологической ситуации, полноты и качества априорных данных. На результативность сейсмогравитационного моделирования влияют как геологические особенности разреза (степень расчлененности рельефа отражающих горизонтов, контрастность и глубина залегания плотностных границ, сложность геологического развития региона), так и методические параметры съемок.

Ключевые слова: гравиразведка, интерпретация, моделирование, сейсмогравитационное моделирование.

Using real-world examples, we studied the seismic-gravity modeling possibilities for territories that differ in the features of the physical and geological structure, in the scale of research, and in the exploration degree. It has been shown that it is impossible to formalize a unified approach to the construction of a seismic-density model — the modeling method inevitably changes according to the physical and geological situation, the volume and quality of a priori data. The effectiveness of seismic-gravity modeling is reacting both on the geological features of the cross-section: the extent of compartmentalization of the reflector horizons' geometry, the contrast and depth of the density boundaries, the intricacy of the geological history of the region, and the survey methodological parameters.

Keyword: gravity, interpretation, modeling, seismic-gravity modeling.

Введение. Теория и практика комплексной интерпретации сейсморазведочной и гравиметрической информации — сейсмогравитационного моделирования — имеет достаточно длинную историю [Романюк, 2012]. Она начинается с основополагающих работ Г.А. Гамбурцева, В.Н. Страхова [Страхов и др., 1989], Е.Г. Булаха [Булах и др., 1976], Г.Я. Голиздры [Голиздра, 1988], В.И. Старостенко [Старостенко, 1981], А.И. Корбунова [Корбунов, 1980], А.С. Алексеева [Алексеев, Бубнов, 1981] и других.

Особенности современного этапа сейсмогравитационного моделирования, существенно повысившие эффективность применения гравиразведки и ее роль в комплексе геолого-геофизических работ при изучении осадочных разрезов, обусловлены значительным развитием как гравиразведки, так и сейсморазведки:

- увеличением точности гравиметрии до микрогальванического уровня (в 20–30 раз: 5–10 мГал вместо 0,2–0,3 мГал) и увеличением детальности;

- повышением качества сейсморазведочных работ (с относительным увеличением производ-

ственных объемов 3D съемок) на всех стадиях реализации метода — от регистрации до обработки и интерпретации волновых полей;

- разработкой на базе современной вычислительной техники интерактивных алгоритмов решения прямой задачи гравиметрии для больших массивов данных.

Множество современных авторов занимаются вопросами сейсмогравитационного моделирования. В частности, в работах В.Р. Мелихова [Мелихов и др., 2011], И.В. Ладовского [Ладовский и др., 2013], Д.А. Даудиной [Даудина и др., 2014], В.Н. Глазнева [Глазнев и др., 2015], Е.А. Мельника [Мельник и др., 2016] и других приведены различные способы построения 2D и 3D сейсмоплотностных моделей. Показано, что привлечение данных гравиразведки в комплексе геофизических методов может повысить достоверность сейсмической инверсии. Приведены возможности метода при картировании структурных областей, уточнении информации о литологическом строении, плотности пород и скорости сейсмических волн в стратиграфических комплексах. Один из ин-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, аспирант; e-mail: tpshirokova@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: ivanlygin@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: tb-sokolova@yandex.ru

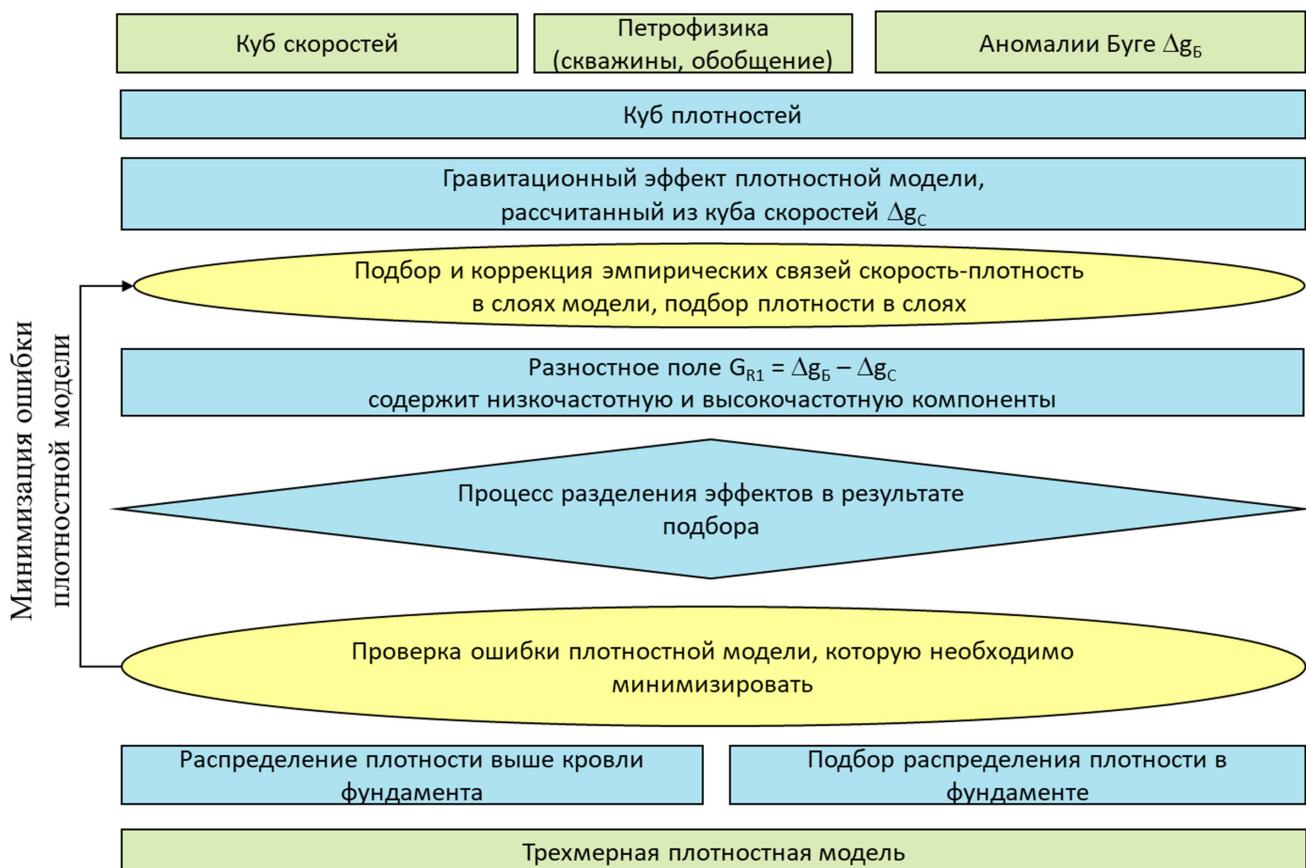


Рис. 1. Обобщенная блок-схема (граф) процесса плотностного моделирования, по [Кривошея и др., 2019]

тересных методов, описанных современными авторами, — совместная инверсия данных гравиразведки и сейсморазведки [Глазнев и др., 2015].

На основе обобщения результатов предшественников и собственного опыта составлен обобщенный граф сейсмогравитационного моделирования (рис. 1) [Кривошея и др., 2019]. Граф представляет собой основу алгоритма, реализация которого может быть использована для автоматизации процесса и создания соответствующего программного приложения. Однако получить эффективное решение таким путем можно лишь в исключительных случаях, когда гравитационные эффекты всех структурных этажей можно разделить с помощью покомпонентного анализа.

Внедрение сейсмогравитационного моделирования в практику поисковых работ показало, что в реальных ситуациях методика и подходы к решению этой задачи неизбежно меняются. С точки зрения дальнейшего развития метода весьма актуальным представляется обобщение опыта, выявление факторов, влияющих на выбор методики и эффективность сейсмогравитационного моделирования, создание рекомендаций по методике совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных в разных физико-геологических ситуациях, которым посвящена статья.

Использование методики моделирования для различных физико-геологических ситуаций поможет

созданию и развитию новых подходов к автоматизации процесса, более эффективных с геологической точки зрения, и созданию усовершенствованных технологий для анализа полей, геологических и петрофизических данных и непосредственно сейсмогравитационного моделирования.

Материалы и методы исследования. Фактическим материалом для анализа специфики процесса интерпретации и эффективности комплекса стали результаты практических работ, реализованных на территориях, отличающихся особенностями физико-геологического строения, масштабом исследований, объемом априорных геологических и петрофизических данных. Использован многолетний опыт авторов, полученный при выполнении среднемасштабных комплексных геолого-геофизических работ на площади Енисей-Хатангского прогиба (разломно-блоковое строение, зона активного рифтинга, глубина исследования до 40 км), средне- и крупномасштабных исследований на акваториях и шельфе Северного Ледовитого океана (крупные прогибы, разломно-блочные, складчато-надвиговые структуры, глубина исследования от 5 до 20 км), средне- и крупномасштабных комплексных геолого-геофизических работ в Восточной Сибири (разломно-блочное строение, глубина исследования до 4 км) и в европейской части России (Волго-Уральская антеклиза, глубина

исследования до 4 км), региональных и среднемасштабных исследований на шельфе Индийского океана, крупных материковых осадочных бассейнов Ганга, Бенгалии и др.

Моделирование рассмотрено на примере трех территорий, на взгляд авторов, типичных, базовых представителей трех основных типов физико-геологических моделей, для которых эффективно применение покомпонентного подхода к интерпретации [Лыгин и др., 2017; Соколова и др., 2019; Широкова и др., 2020]. Для каждого типа поэтапно описаны ход интерпретации, полученные 3D модели и их результативность. Проанализированы общие закономерности структуры процесса создания 3D плотностной модели и дана оценка геологической информативности решений. Ситуации, в которых покомпонентный подход не эффективен из-за физико-геологических особенностей территории (в частности, области развития обширных трапповых толщ либо субвертикальных плотностных неоднородностей с значительным распространением на глубину) или методических параметров съемки, здесь не рассматриваются, так как они требуют специального дополнительного анализа.

В качестве рабочих инструментов 2D и 3D плотностного моделирования использованы стандартные модули программного обеспечения Geosoft Oasis montaj, использующие аппроксимации объектов телами с постоянной плотностью. При необходимости учета линейных изменений плотности в слое внедрялись специализированные программы, созданные с учетом конкретных запросов геологической концепции.

Технология моделирования меняется от конкретной физико-геологической ситуации, набора и качества исходных данных, однако в большинстве случаев использовали:

- модуль Magmap программного обеспечения Geosoft Oasis montaj для покомпонентного анализа и разделения полей;
- модули работы с базами данных для пересчета скоростных кубов в плотностные и обратно;
- модули GMSYS 2D и GMSYS 3D для 2D и 3D сейсмогравитационного моделирования соответственно.

Методика исследования. Один из популярных методов, применяемых в гравиразведке для изучения геологического строения осадочных толщ, — сейсмогравитационное моделирование. Практика показывает, что подход к созданию модели, алгоритмы и методики далеко не всегда полностью соответствуют обобщенному графу интерпретации, приведенному на рис. 1 [Кривошея и др., 2019]. Модификации и подходы существенно зависят от множества факторов: геологического строения и структурной сложности среды, истории геологического развития, вида и полноты информации о плотностных и скоростных параметрах разреза, объема и качества исходных априорных данных.

Анализу особенностей методики сейсмогравитационного моделирования и приемов, обеспечивающих эффективное решение геологических задач в различных ситуациях, посвящена работа авторов. Ее целью стало рассмотрение на реальных практических примерах трех типовых геологических ситуаций, подходов и методик составления сейсмоплотностных моделей, обеспечивших решение геологических (как следствие и поисковых) задач в разных геолого-геофизических условиях.

Сейсмогравитационное моделирование осадочного бассейна в зоне активного рифтинга на примере Енисей-Хатангского регионального прогиба. Существенное отличие частотных характеристик гравитационного эффекта от глубоко залегающих структур основания (домезозойских) и структур платформенного этапа развития позволяет на базе покомпонентного анализа однозначно разделить гравитационные эффекты от трех основных структурных этажей.

Енисей-Хатангский региональный прогиб сложен двумя главными комплексами — пассивно-окраинным палеозойским и платформенным (плитным, пострифтовым) среднетриасово-юрско-меловым, разделенными локальным пермо-триасовым рифтовым комплексом (структурой) [Афанасенков и др., 2017].

Анализ априорных данных и выбор стартовой модели. Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП), как ключевая структура северного обрамления Сибирской платформы, имеет весьма сложное геологическое строение. Благодаря комплексным геолого-геофизическим исследованиям последних лет и интегральному подходу к интерпретации данных получены новые представления о тектонике, истории развития и нефтегазоносности региона [Афанасенков и др., 2017].

Физико-геологическую модель структуры можно представить в виде прогиба, заполненного мощной осадочной толщей (рис. 2), причем верхняя часть осадочного комплекса субгоризонтально-слоистая, относительно слабо дифференцирована в плотностном отношении по латерали (пассивно-окраинный комплекс).

Основными блоками исходной информации для создания объемной сейсмоплотностной модели стали (табл. 1):

структурный каркас мезозойско-кайнозойских отложений ЕХРП по результатам сейсморазведочных работ по регулярной сети профилей (2D сейсморазведка);

актуализированные карты гравитационного и магнитного полей;

сведения о плотности осадочных отложений по данным бурения и каротажа 13 скважин, расположенных непосредственно на территории работ;

результаты ретроспективного обобщения и геологического доизучения территории [Афанасенков и др., 2017; Лыгин и др., 2017].

Рис. 2. Обобщенная модель осадочного бассейна в зоне активного рифтинга

Основные структурные комплексы	Глубина залегания, км	Плотностная дифференциация (качественно)	Схематичное изображение физико-геологической модели
1. Платформенный (T_2-K)	до 0,5–1	средняя	
2. Складчато-блочный палеозойский	1–3	средняя	
3. Архейско-протерозойский фундамент	21–25	низкая	
4. Локальный рифтовый	>25	высокая	

Таблица 1

Методические параметры исходных данных (пример 1)

Число скважин		Обеспеченность геофизическими данными		
Общее	Каротаж плотности	Примечания	Сейморазведка	Гравиразведка
13	13	в пределах исследуемой площади	псевдорегулярная сеть 2D профилей, выполненных ранее и новых	актуализированные цифровые модели, по детальности соответствующие масштабу 1:200 000

По данным каротажа построен первичный геоплотностной разрез в предположении постоянной плотности в пределах стратиграфических отделов (рис. 3).

Для плотностного моделирования в масштабе 1:200 000 необходим учет регионального гравитационного влияния толщ до глубины около 50 км. Априорных данных о плотности на такую глубину не обеспечивает ни бурение (максимальная глубина 4 км), ни сейморазведка (МОВ-ОГТ до глубины 15–17 км). Поэтому для определения первичных плотностных характеристик модели в нижележащих слоях использовано интерактивное 2D моделирование (модуль GM-SYS 2D, Geosoft Oasis Montaj) по региональным профилям, пересекающим территорию исследования. Плотностной моделью нулевого приближения стала послойная модель с постоянной плотностью в слое.

Построение трехмерной плотностной модели EXP. Общая схема построения трехмерной сеймоплотностной модели EXP представлена на рис. 4. Априорные данные условно можно разделить на четыре группы: структурные отражающие горизонты, аномальное гравитационное поле, а также петрофизические (плотностной каротаж) и геологические данные.

Исходное гравитационное поле (рис. 5, A) с помощью покомпонентного анализа (рис. 5, Б) может быть однозначно разделено на высокочастотную (ВЧ), среднечастотную (СЧ) и низкочастотную (НЧ) компоненты. Предполагается, что НЧ-компоненты соответствует гравитационному эффекту фундамента, СЧ компонента — нижней части осадочного чехла, а ВЧ — верхней части осадочного чехла.

Итогом сеймогравитационного моделирования стала трехмерная плотностная модель EXP [Лыгин и др., 2017]. В результате 3D сеймогравитационного моделирования уточнена морфология ряда сейсмостратиграфических поверхностей. В верхней части земной коры зафиксированы области повышенных значений плотности, распределение которых отражает сложную динамику развития рифтовой системы [Афанасенков и др., 2017; Лыгин и др., 2017].

Сеймогравитационное моделирование осадочного бассейна в складчато-надвиговой зоне на примере структур Печорского моря. Анализ априорных данных и выбор стартовой модели. Основные особенности строения территории — четыре структурных этажа, сложнодислоцированный разрез с унаследованными структурами в чехле — обусловлены ее положением в зоне тектонических деформаций, начавшихся с каледонской фазы тектогенеза в перми, когда инверсионные процессы, развивавшиеся в режиме сжатия, изменили рельеф раннепалеозойских структур, и наиболее активно проявившиеся в конце триаса–ранней юре мощным тангенциальным сжатием (рис. 6). Сложность тектонического строения площади подтверждается структурой региональных потенциальных полей, в которой четко проявлены основные тектонические блоки региона и разломы.

Источником информации для построения плотностной модели нулевого приближения послужили (табл. 2): априорная геологическая концепция, данные плотностного и акустического каротажа, отражающие горизонты по сейморазведке 3D и скоростные параметры разреза. Подбор эмпирической зависимости скорость–плотность выполнен по данным плотностного и акустического каротажа скважин, расположенных за пределами участка в своде аналогичной структуры [Соколова и др., 2019].

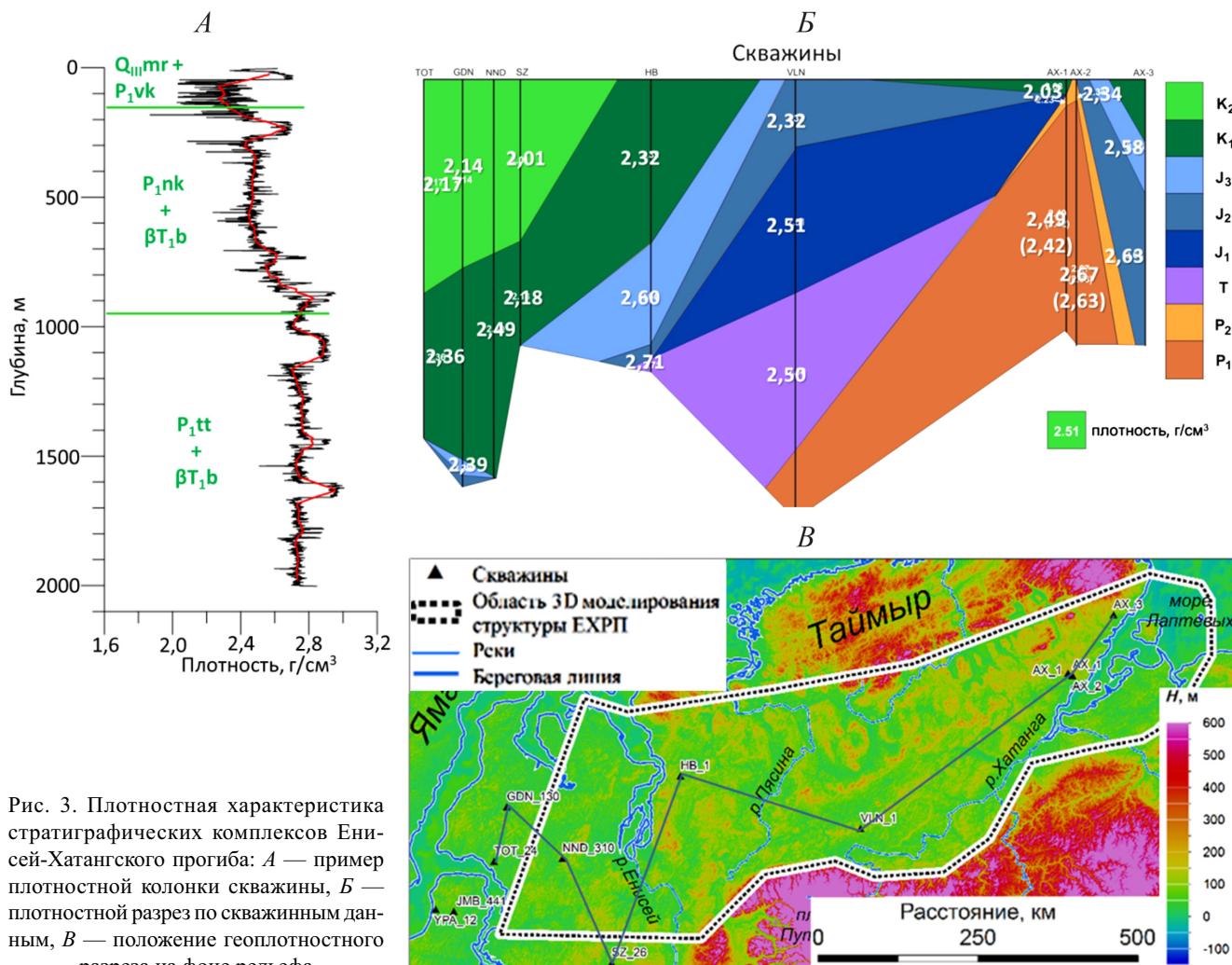


Рис. 3. Плотностная характеристика стратиграфических комплексов Енисей-Ханганского прогиба: А — пример плотностной колонки скважины, Б — плотностной разрез по скважинным данным, В — положение геоплотностного разреза на фоне рельефа

Таблица 2

Методические параметры исходных данных (пример 2)

Число скважин		Сейсморазведка	Гравиразведка
Общее	Каротаж плотности		
6	6	за пределами исследуемой площади, из них 4 на продолжении структуры	3D сейсморазведка, современная съемка
			высокоточная детальная в комплексе с 3D сейсморазведкой

В соответствии с сейсмической моделью и геологическими условиями выбраны 4 слоя, отличающихся по литологическому составу, для трех из них подбираны коэффициенты полинома второй степени эмпирической зависимости скорость–плотность аналогично формулам Гарднера [Gardner et al., 1974]. Четвертый (верхний) слой не представлен в скважинах, зависимость скорость–плотность для него выбрана согласно общим закономерностям, типичным для основных литологических разностей.

В процессе моделирования редактировались эмпирические зависимости скорость–плотность для каждого комплекса. Для этого скоростной куб пересчитывали в плотностной (для каждого из трех комплексов по отдельной формуле), рассчитывали гравитационный эффект, в процессе подбора уточняли зависимость на основе минимизации невязки исходного и рассчитанного полей.

Построение трехмерной плотностной модели. Литологическая неоднородность многокилометровых осадочно-терригенных толщ приводит к тому, что гравитационные эффекты от базовых комплексов близки по частотному составу. Эти эффекты в модели нулевого приближения разделены в соответствии с экспертной оценкой интерпретаторов, а в ходе итерационного подбора уточнены, т. е. получена плотностная характеристика комплексов. Общая схема построения 3D сейсмоплотностной модели показана на рис. 7.

Геологическая концепция по сейсмическим данным фиксирует в осадочном чехле унаследованные структуры фундамента. Подчеркнем, что при этом уже на стадии создания сейсмоплотностной модели нулевого приближения возникла необходимость итерационного подбора.

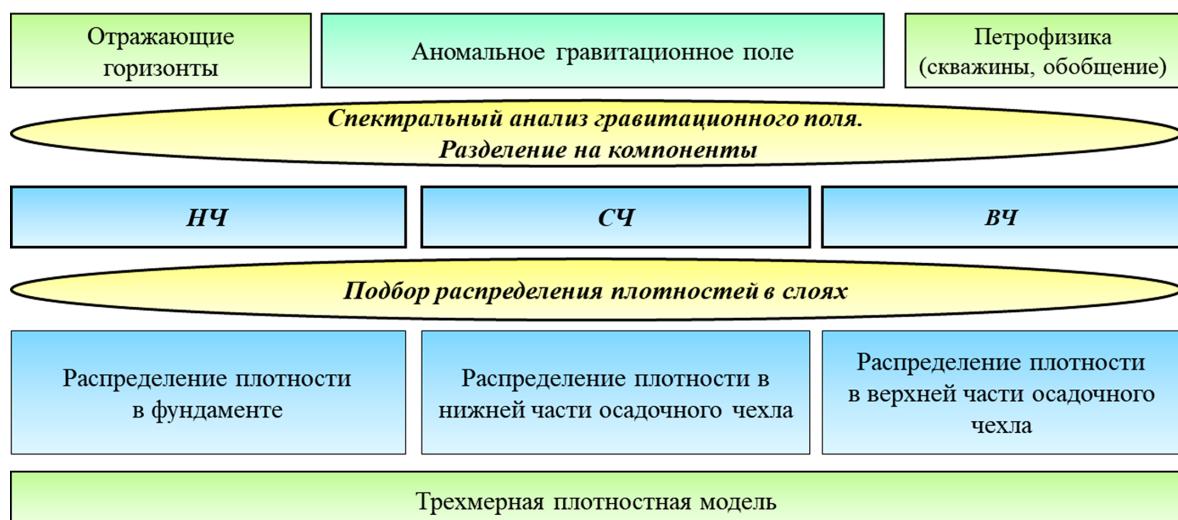


Рис. 4. Блок-схема построения плотностной модели осадочного бассейна в зоне активного рифтинга (на схеме выделены отличительные особенности процесса)

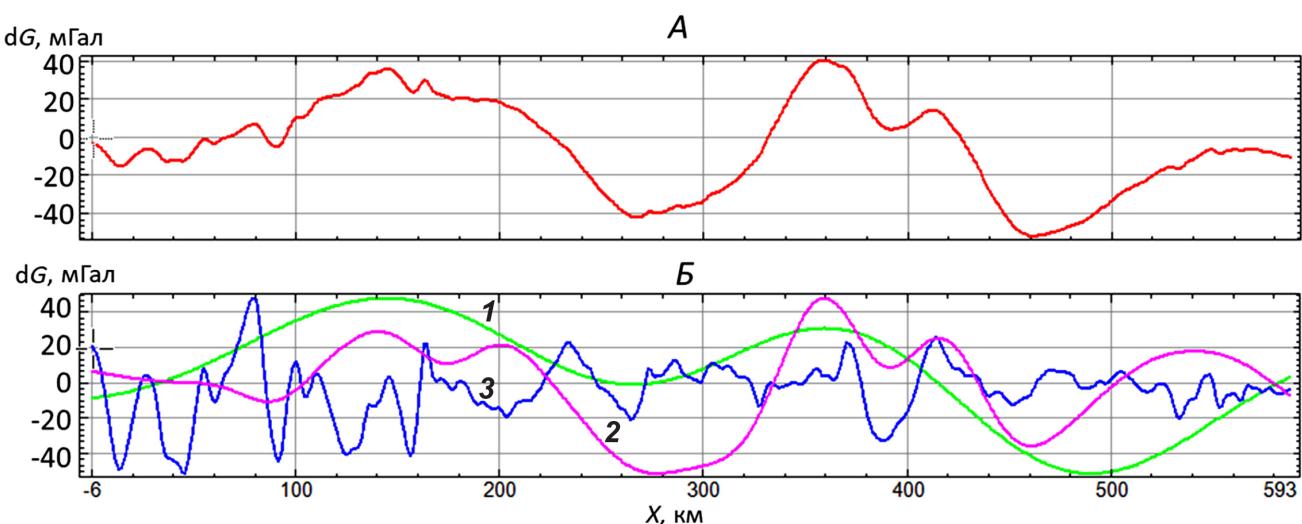


Рис. 5. Разделение гравитационных НЧ (1), СЧ (2) и ВЧ (3) эффектов до подбора (пример 1): *A* — исходное гравитационное поле, *Б* — покомпонентный анализ

Основные структурные комплексы	Глубина залегания, км	Плотностная дифференциация, г/см ³	Схематичное изображение
1. Терригенно-осадочный (юра и моложе), горизонтально-слоистый	1,5–3	низкая (1,9–2,1)	
2. Терригенно-карбонатный (средний девон–триас), сложнодислоцированный, насыщен разломами и сбросо-надвиговыми структурами	≤4	высокая (2,67–2,73)	
3. Палеозойский (ордовик–средний девон) осадочный, частично дислоцированный	3–7	средняя, близка к минеральной (2,75–2,85)	
4. Архейско-нижнепротерозойский фундамент, разломно-блоковое строение	5–7	высокая (2,8–3,1)	

Рис. 6. Модель осадочного бассейна в складчато-надвиговой зоне

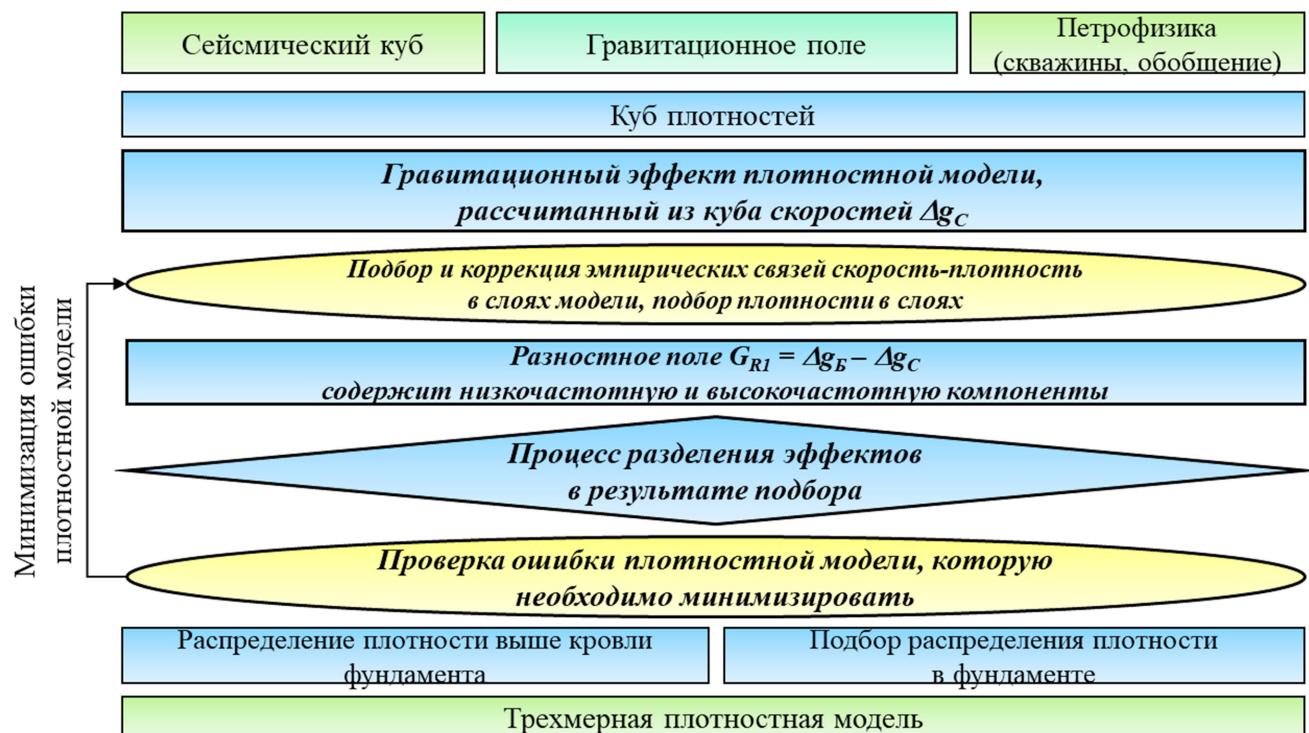


Рис. 7. Блок-схема построения трехмерной плотностной модели в складчато-надвиговой зоне. На схеме курсивом выделены отличительные особенности процесса в рассматриваемом примере

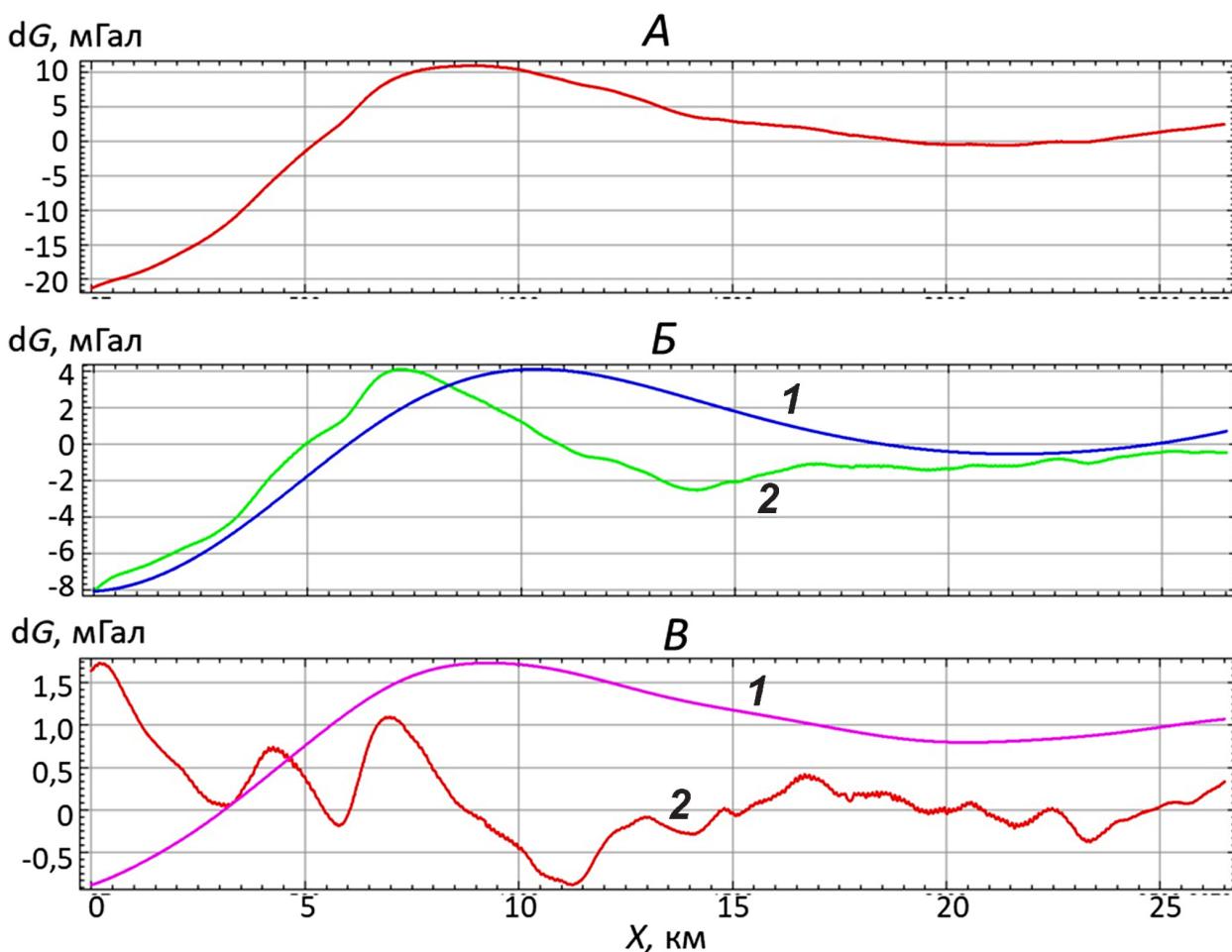
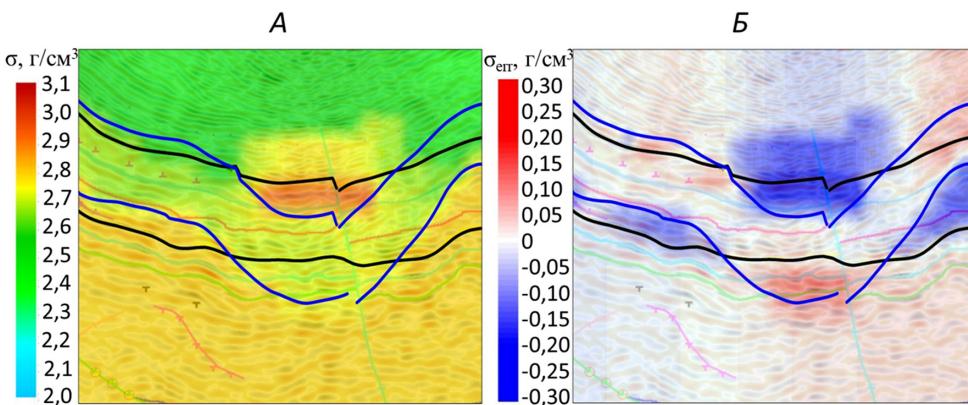


Рис. 8. Разделение гравитационных НЧ (1) и СЧ (2) эффектов до и после подбора (пример 2): А — исходное гравитационное поле, Б — покомпонентный анализ до подбора, В — покомпонентный анализ после подбора

Рис. 9. Иллюстрация результатов сейсмогравитационного моделирования: *А* — фрагмент сейсмоплотностного разреза, *Б* — величина изменения плотности в ходе подбора. Положение сейсмических отражающих горизонтов до (черное) и после (синее) сейсмогравитационного моделирования.



Исходное гравитационное поле (рис. 8, *А*) с помощью формального применения трансформаций не может быть однозначно разделено на среднечастотную и низкочастотную компоненты. В СЧ-компоненте (рис. 8, *Б*) присутствует влияние нижележащих слоев и только в процессе подбора с минимизацией невязки гравитационные эффекты разделяются на СЧ- и НЧ-компоненты (рис. 8, *В*). Предполагается, что выделенная таким образом НЧ-компоненты соответствует гравитационному эффекту фундамента, а СЧ-компонента — осадочного чехла.

По полученным частотным компонентам (НЧ и СЧ) подобраны избыточные значения плотности в фундаменте и трех стратиграфических толщах осадочного чехла, которые послойно суммировались с начальной моделью, полученной по результатам пересчета скорость–плотность. Итогом моделирования стала трехмерная сейсмоплотностная модель [Соколова и др., 2019].

Корректировка значений скорости. Важнейшим итогом комплексной интерпретации на рассматриваемой площади и отражением ее геологической эффективности стала заключительная стадия, в процессе которой итоговый плотностной куб переведен в скоростной, а по обновленному скорректированному скоростному кубу пересчитана морфология сейсмических отражающих горизонтов (рис. 9). Процесс корректировки плотностной модели, скоростной модели и впоследствии отражающих горизонтов сходящийся, итерационный, желательно многократный. На практике в связи с тем, что каждая итерация не просто достаточно трудоемка, но еще требует вовлечения в процесс специалистов трех интерпретационных групп — геологов, гравиметристов, сейсморазведчиков — практически реализована только одна итерация, на основе которой построен итоговый сейсмический куб. Изменение значений скорости достигло 500 м/с, корректировка глубины — не более 400 м.

Сейсмогравитационное моделирование осадочного бассейна в зоне со сложнодислоцированным осадочно-терригенным разрезом с преобладанием вертикальных тектонических движений на примере Баренцева моря. Анализ априорных данных и выбор стартовой модели. Главные особенности

геологического строения определяются положением площади в пределах Северо-Баренцевского прогиба, представляющего собой северный фрагмент более крупной тектонической единицы — Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Для структуры в целом характерно двухъярусное строение, при котором на сильнодислоцированном AR–PZ₁ фундаменте, подверженном в каледонский период интенсивным тектоническим деформациям, залегает мощный (до 5 км) чехол осадочных отложений девонско-юрского возраста [Афанасенков и др., 2017]. Чехол пронизан серией субвертикальных разломов и системами даек. В верхней части разреза по характерным особенностям волновых полей фиксируются разрозненные, но многочисленные межпластовые внедрения. Не исключено присутствие базальтовых потоков юрско-мелового возраста (рис. 10).

В этой ситуации создание сейсмоплотностной модели нулевого приближения потребовало максимального погружения в априорные данные, в первую очередь необходимы геологические характеристики, включая историю развития региона.

Источником информации для построения плотностной модели нулевого приближения стала априорная геологическая концепция, включающая сведения об истории геологического развития, данные плотностного и скоростного каротажа и данные сейсморазведки 2D (табл. 3).

Таблица 3

Методические параметры исходных данных (пример 3)

Число скважин			Обеспеченность геофизическими данными	
Общее	Каротаж	Приложения	Сейсморазведка	Гравиразведка
15	11	за пределами исследуемой площади	профили 2D, переинтерпретация, сеть неравномерная: между профилями — от 4 км в центре до 25–30 км и более на периферии	актуализированные цифровые модели, построенные с учетом съемок разного масштаба и точности, выполненных в 2008–2015 гг. в комплексе с 2D сейсморазведкой

Основные структурные комплексы	Глубина залегания, км	Плотностная дифференциация	Схематичное изображение
1. Верхний осадочно-терригенный	≤ 3	средняя	
2. Нижний (уплотненный) осадочно-терригенный	3,0–3,5	высокая	
3. Архейско-протерозойский фундамент, разломно-блоковое строение, присутствие интрузивных образований	14–15	высокая	

Рис. 10. Обобщенная модель осадочного бассейна в зоне господства вертикальных тектонических движений

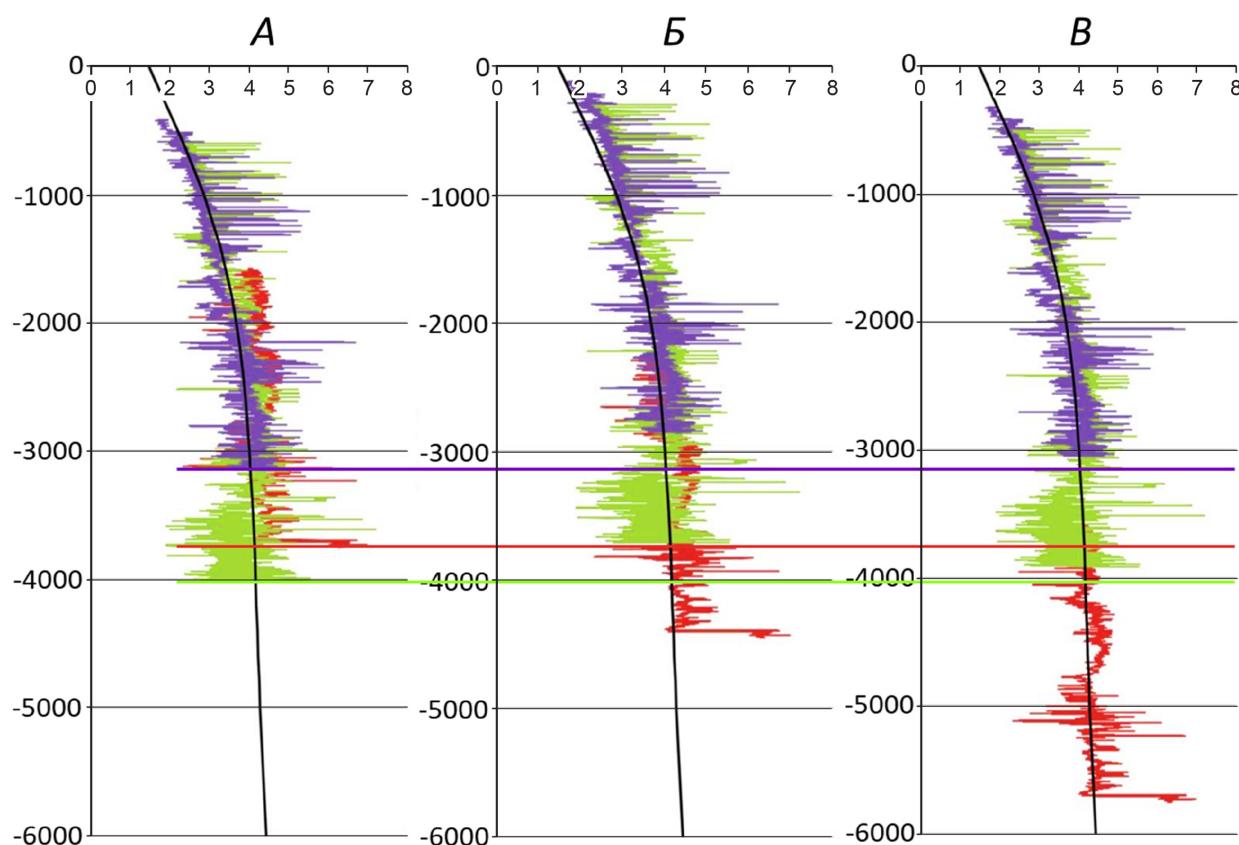


Рис. 11. Подбор закона распределения скорости с глубиной с учетом амплитуды вертикальных тектонических движений: *A* — относительно современного положения стратифицированных толщ на глубине; с учетом амплитуды вертикальных тектонических движений: *B* — по актуальным геологическим представлениям о ходе исторического развития территории; *C* — прогноз значений амплитуды по геофизическим данным

На рассматриваемой площади скважин нет, поэтому для физико-геологической характеристики разрезов использованы данные бурения и каротажа скважин, расположенных поблизости. Литологические свойства разреза таковы, что в некоторых местах отклонение от подобранной зависимости связи скорость–плотность велико, следовательно, изучение плотностных и скоростных данных по каротажу и моделирование потребовали специального подхода.

Существенное преобладание в разрезе глинистых пород и значительная мощность триасовых отложений на изучаемой территории (около 10 км) оправдывают использование для всего разреза обобщенной (теоретической) зависимости изменения плотности с глубиной для глин.

На рис. 11 представлен подбор закона распределения скорости с глубиной по трем скважинам (фиолетовый, зеленый, красный) и по сейсмическому



Рис. 12. Блок-схема построения плотностной модели осадочного бассейна в зоне активных тектонических движений. На схеме курсивом выделены отличительные особенности процесса в рассматриваемом примере

кубу (черная линия). Для современных значений глубины (рис. 11, A) линия «красной» скважины лежит заметно в стороне как от остальных двух скважин, так и от сейсмических скоростных представлений. Однако если учесть поправку за величину вертикальных палеотектонических перемещений (рис. 11, B), то совпадение больше и для значений плотности по скважинным данным, и для исходного и рассчитанного гравитационных полей. Еще меньше была бы невязка гравитационного эффекта стартовой модели для случая, показанного на рис. 11, B (прогноз значений амплитуд палеотектонических смещений по плотностному каротажу и гравитационному полю), однако во втором случае предполагаемые амплитуды подвижек и современная геологическая концепция принципиально расходятся.

По результатам интерпретации материалов сейморазведки мощность осадочного чехла (глубина фундамента) в пределах изученного участка достигает 12 км. Выше было отмечено, что информация по скважинам в лучшем случае позволяет охарактеризовать породы до глубины около 3–4 км. Для изучения характера изменения плотности на глубине в интервале 4–12 км и более использованы результаты 2D плотностного моделирования по сети опорных профилей.

Построение трехмерной плотностной модели. Общая схема построения трехмерной сейсмоплотностной модели в зоне вертикальных тектонических движений представлена на рис. 12.

Стартовая модель — куб расчетных значений плотности — построен на основе связей плотность—

глубина (а не скорость–плотность, как в предыдущем примере), закономерности заданы для трех стратиграфических интервалов.

Остаточное поле, полученное после вычитания из исходного поля гравитационного эффекта стартовой модели, разделено на три компоненты (рис. 13): низкочастотную (фильтр низких частот, 60 км), среднечастотную (полосовой фильтр Баттерворта, 20–60 км) и высокочастотную (фильтр высоких частот, 20 км).

В процессе моделирования остаточные эффекты от нижележащих слоев «помещали» в вышележащие, таким образом осуществлена коррекция среднечастотной и высокочастотной компонент.

Остаточное поле после подбора распределения значений плотности в трех слоях соотнесено с эффектами в слое от морского дна до кровли меловых отложений. Итогом сейсмогравитационного моделирования стал 3D плотностной куб [Широкова и др., 2020].

Результаты исследований и их обсуждение. Проанализированы три примера сейсмогравитационного моделирования в разных физико-геологических ситуациях: в зоне активного рифта, в складчато-надвиговой зоне и в зоне, подверженной вертикальным тектоническим движениям.

В первом рассмотренном случае аномальное гравитационное поле однозначно разделяется на три компоненты, которые в полном согласии с исходной геологической концепцией соответствуют распределению избыточных значений плотности в пределах трех основных структурных комплексов.

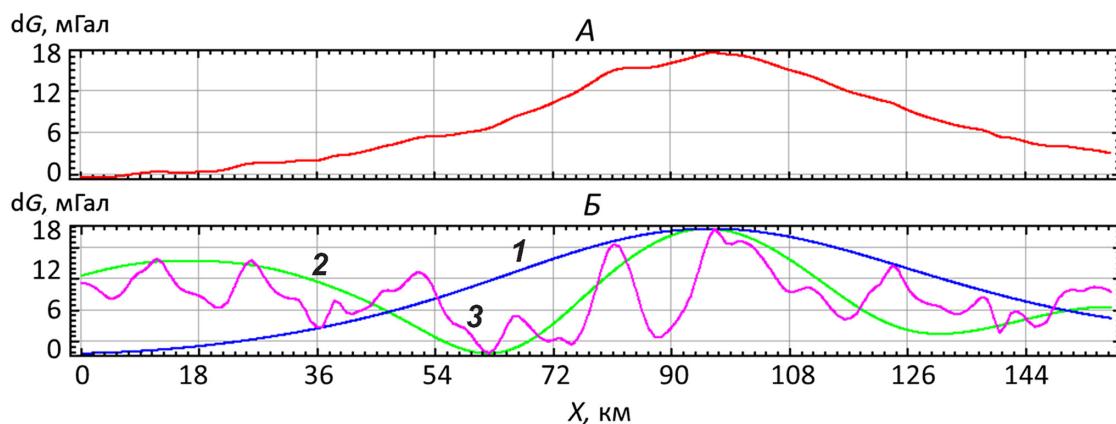


Рис. 13. Разделение гравитационных НЧ (1), СЧ (2) и ВЧ (3) эффектов до подбора (пример 3): А — исходное гравитационное поле, Б — покомпонентный анализ

Сейсмоплотностная модель нулевого приближения построена с учетом скважинных данных и двумерного гравитационного моделирования и представляет собой слоистые разрезы с постоянными значениями плотности в слоях.

Во втором практическом примере попытка формального покомпонентного разделения поля до начала процесса подбора при сейсмогравитационном моделировании оказалась неэффективной. Сейсмоплотностная модель нулевого приближения построена с учетом эмпирической зависимости скорость–плотность. Эта модель, по сути, отражает гравитационный эффект сейсмического скоростного куба, пересчитанного в плотностной по принятой зависимости. Остаточное поле отражает эффект структур, не выявленных в ходе сейсмической интерпретации и учтенных при заключительных итерациях подбора. Результативная плотностная модель была использована для создания новой скоростной модели, в которой учтены локальные неоднородности разреза, с последующей корректировкой глубины отражающих горизонтов.

В третьем примере, как и во втором, формальное разделение исходного гравитационного поля на компоненты неэффективно для сейсмогравитационного моделирования. Для создания модели нулевого приближения, согласованной с актуальной геологической концепцией, использованы законы изменения плотности с глубиной, установленные по данным ГИС с учетом теоретических закономерностей и значений амплитуды вертикальных палеотектонических движений. Кроме того, важнейшей особенностью сейсмогравитационного моделирования стало то, что критерий геологической достоверности плотностной модели обладает приоритетом по сравнению с формальной точностью подбора (СКП).

Приведенные выше примеры отличаются как по геологической ситуации, так и по набору исходных данных, и в каждом случае была применена особая методика сейсмогравитационного моделирования.

Заключение. Практический опыт сейсмогравитационного моделирования в разных ситуациях

наглядно свидетельствует о том, что методика построения сейсмоплотностной модели в каждом случае адаптируется к геолого-геофизической ситуации. Приведенные примеры иллюстрируют, что она меняется не только в зависимости от геологической ситуации (соотношение структурных комплексов, плотностная дифференциация горных пород, взаимоотношение скоростных и плотностных характеристик разреза, история геологического развития территории и т. д.), но и от объема и качества исходных данных (гравиразведки, сейсморазведки, петрофизических данных, геологической информации).

К важным факторам, способствующим дальнейшему повышению эффективности сейсмогравитационного моделирования, относятся усовершенствование аналитического аппарата; развитие вычислительной техники и программирования, в том числе использование технологии интерактивного экспериментного подбора с непрерывным изменением плотности в объеме [Чепиго и др., 2019; Чепиго, 2020], применение аналитических алгоритмов с использованием вейвлетов Пуассона для уточнения параметров разреза [Кузнецов, Булычев, 2017].

Дальнейшего анализа требуют условия, ограничивающие возможности и эффективность применения сейсмогравитационного моделирования, — территории, физико-геологические особенности которых делают неэффективным покомпонентный анализ, а также неоптимальные параметры геофизических съемок.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках проекта «Геофизические исследования и разработка новых геофизических технологий при решении фундаментальных и прикладных задач геологии, геоэкологии и геоэнергетики» (договоры № 5-15-2021, ЦИТИС № 121042200088-6).

Благодарности. Авторы статьи пользуются возможностью поблагодарить за плодотворное сотрудничество коллег геологов и сейсморазведчиков А.П. Афанасенкова, А.Н. Обухова, В.А. Никитину, Л.А. Клещину, О.М. Мятчину, А.С. Федечкину, К.С. Черникова, без активного, творческого участия

которых комплексная интерпретация геофизических данных не дала бы столь эффективных, геологически значимых решений.

Большую помощь и поддержку в процессе выполнения работ оказали сотрудники кафедры,

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Бубнов Б.А.* Об одной совмещенной постановке обратных задач сейсмики и гравиметрии // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, № 5. С. 1086–1090.
- Афанасенков А. П., Лыгин И.В., Обухов А.Н.* и др. Объемная реконструкция тектонических элементов Енисей-Хатангской рифтовой системы по результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации // Геофизика. 2017. № 2. С. 60–70.
- Булах Е.Г., Ржаницын В.А., Маркова М.Н.* Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки. Киев: Наукова думка, 1976.
- Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.А.* и др. Комплексная трехмерная геолого-геофизическая модель коры на юго-востоке Фенноскандинавского щита: природа плотностной расслоенности коры и коромантийной границы // Геодинамика и тектонофизика. 2015. № 6 (2). С. 133–170.
- Голиздра Г.Я.* Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. М.: Недра, 1988.
- Даудина Д.В., Полудеткина Е.Н., Тихоцкий С.А.* Комплексная инверсия геофизических и геохимических данных при изучении УВ систем на акваториях // Электр. сб. тез. конф. «II Балтийская школа-семинар Петрофизическое моделирование осадочных пород», Петергоф. URL: <http://petromodel.ru/petromodel/>. 2014.
- Корбунов А.И.* К теории комплексной интерпретации // Геофизический журнал. 1980. Т. 2, № 3. С. 50–56.
- Кривошея К.В., Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Широкова Т.П.* Возможности современной гравиразведки и магниторазведки // Деловой журнал «Neftegaz.RU». 2019. № 1. С. 66–72.
- Кузнецов К.М., Булычев А.А.* Анализ площадных потенциальных полей на основе вейвлетов Пуассона // Геофизика. 2017. № 6. С. 25–32.
- Ладовский И.В., Мартышко П.С., Дружинин В.С.* и др. Методика и результаты объемного сейсмоплотностного моделирования глубинного строения земной коры и верхней мантии на примере Среднеуральского сегмента // Уральский геофиз. вестн. 2013. № 2(22). С. 31–45.
- Лыгин И.В., Кузнецов К.М., Соколова Т.Б.* Современный взгляд на строение Енисей-Хатангской рифтовой системы по результатам интерпретации потенциальных полей // Тектоника современных и древних океанов и их окраин: Мат-лы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию Ю.М. Пушаровского. Т. 1. М.: ГЕОС, 2017. С. 256–260.
- поддерживающие и оперативно, по актуальным запросам совершенствующие математические аппараты моделирования А.А. Булычев, К.М. Кузнецов, Л.С. Чепиго.
- Мелихов В.Р., Лыгин И.В., Пийт В.Б.* Строение земной коры в зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты по комплексу геофизических данных // Геофизика. 2011. № 2. С. 70–79.
- Мельник Е.А., Суворов В.Д., Мишенькина З.Р.*Петрофизическая интерпретация сейсмоплотностных данных (на примере Муйской впадины) // Технология сейсморазведки. 2016. № 4. С. 84–91
- Романюк Т.В.* Изучение соотношений между скоростью сейсмических волн и плотностью в литосфере методом сейсмо-гравитационного моделирования // Академик В.Н. Страхов. Геофизик и математик / Отв. ред. В.О. Михайлов. М.: Наука, 2012. С. 118–143.
- Соколова Т.Б., Лыгин И.В., Широкова Т.П., Золотая Л.А.* Опыт сейсмогравитационного моделирования в разных физико-геологических ситуациях // Сб. тез. Междунар. геолого-геофизической конференции и выставки «ГеоЕвразия 2019». Современные технологии изучения и освоения недр Евразии. Тверь: ООО ПолиПРЕСС, 2019. С. 246–252.
- Старostenko В.И., Козленко В.Г., Русаков О.М.* Гравитационная модель северной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, № 4. С. 840–843
- Страхов В.Н., Романюк Т.В., Фролова Н.К.* Методы решения прямых задач гравиметрии, используемые при моделировании глобальных и региональных гравитационных аномалий // Новые методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М.: ИФЗ, 1989. С. 118–235
- Чепиго Л.С.* Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020615095 GravInv2D. М.: Роспатент, 2020.
- Чепиго Л.С., Лыгин И.В., Булычев А.А.* Прямая двумерная задача гравиразведки от многоугольника с параболической плотностью // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 2019. № 4. С. 89–93.
- Широкова Т.П., Лыгин И.В., Соколова Т.Б.* Геологические факторы, определяющие ограничения эффективности сейсмогравитационного моделирования // Тр. III Междунар. геолого-геофизической конференции и выставки «ГеоЕвразия-2020». Современные технологии изучения и освоения недр Евразии. Т. 1. Тверь; М.: ПолиПРЕСС, 2020. С. 153–155.
- Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R.* Formation velocity and density — The diagnostic basics for stratigraphic traps // Geophysics. 1974. Vol. 39, N 6. P. 1603–1615.

Поступила в редакцию 20.05.2021

Поступила с доработки 30.06.2021

Принята к публикации 27.12.2021

УДК 502/504: 007

В.А. Королев¹, В.Т. Трофимов²

К ПОСТРОЕНИЮ ОБЩЕЙ КЛАССИФИКАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ

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

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

Изучались, главным образом, отдельные тела, — минералы, горные породы, растения и животные, — явления, отдельные стихии, — огонь (вулканизм), вода, земля, воздух... но не — их соотношения, не та генетическая, вековечная и всегда закономерная, связь, какая существует между силами, телами и явлениями, между мертвой и живой природой, между растительными, животными и минеральными царствами, с одной стороны, человеком, его бытом, и даже духовным миром,— с другой. А между тем, именно эти *соотношения*, эти закономерные *взаимодействия* и составляют сущность познания естества...—лучшую и высшую прелесть естествознания.

В.В. Докучаев (1899, с. 5)

Рассмотрены вопросы построения общей классификации континентальных природных и техногенных эколого-геологических систем, являющихся предметом исследования современной экологической геологии. Предложена классификация, учитывающая состав и особенности компонентов эколого-геологических систем.

Ключевые слова: эколого-геологическая система, классификация, экологическая геология, литотоп, эдафотоп, микробоценоз, фитоценоз, зооценоз.

The issues of constructing a general classification of continental natural and technogenic ecological-geological systems, which are the subject of research in modern ecological geology, are considered. A classification is proposed that takes into account the composition and characteristics of the components of ecological-geological systems.

Keywords: ecological-geological system, classification, ecological geology, litotope, edaphotop, microbocenosis, phytocenosis, zoocenosis.

Введение. В любой экосистеме осуществляется взаимодействие живых (биотических) и неживых (абиотических) компонентов. Для выявления взаимосвязи геологических абиотических компонентов с живыми организмами было введено понятие «эколого-геологическая система». Под эколого-геологической системой (ЭГС) понимают открытую динамическую систему, включающую три подсистемных блока — литосферный абиотический, биотический и источников природных и техногенных воздействий, тесно связанных прямыми и обратными причинно-следственными связями, обусловливающими ее структурно-функциональное единство [Теория..., 1997]. Понятие ЭГС близко к понятию «биогеоценоз», введенному В.Н. Сукачевым, который писал, что «биогеоценоз» — это «участок... однородный по горным породам, по влаге, по атмосферным явлениям, по почве, по растительности и животному миру» [Сукачев, 1942, цит. по 1972, с. 203–204].

Понятие об ЭГС разрабатывали В.Т. Трофимов и Д.Г. Зилинг [2002] в связи с концепцией эколо-

гических функций литосферы, согласно которой литосфера и ее компоненты выполняют ряд функций, обеспечивающих экологические условия для биоты. Этими экологическими функциями являются: ресурсная, геодинамическая, геохимическая и геофизическая.

Вопросы геологического обоснования управления эколого-геологическими системами впервые рассмотрены В.Т. Трофимовым [2010] и В.А. Королевым [2020].

Между тем до сих пор отсутствует общая классификация эколого-геологических систем. Несмотря на имеющиеся по этому вопросу публикации [Королев, 2020], они касались лишь отдельных вопросов систематики ЭГС: классификации их по иерархии, по полноте компонентов, однородности и т. п. Множество различных типов сухопутных (континентальных) и водных (аквальных) ЭГС, природных и техногенных ЭГС, а также разнообразие потенциальных критериев, на основе которых можно строить классификацию ЭГС, до сих пор

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, профессор; e-mail: va-korolev@bk.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, заведующий, профессор; e-mail: trofimov@rector.msu.ru

не позволяло удовлетворительно решить вопрос их систематики. Трудность разработки их систематики во многом обусловлена сложностью этих систем. Поэтому целью работы было обоснование методических подходов к построению общей классификации континентальных ЭГС.

Понятие об ЭГС и их структуре. Термин «эколого-геологическая система» (ЭГС) был введен М.Б. Куриновым в 1985 г. [Куринов, 1985]. Под ней автор понимал «...систему, в которой подсистемные элементы (источники воздействия, геологический компонент природной среды, экологическая мишень) тесно связаны причинно-следственными прямыми и обратными связями» [Теория..., 1997, с. 249].

При этом ЭГС рассматривалась как «часть экосистемы, выполняющая функции жизнеобеспечения человека и биоты на базе геологического компонента природной среды» [Теория..., 1997, с. 249]. Позже В.Т. Трофимов и Д.Г. Зилинг понятие ЭГС использовали в качестве *объекта изучения* в экологической геологии, считая, что ЭГС — это «верхняя часть литосферы (включающая подземные воды и газы) как абиотическая компонента экосистем высшего уровня организации, или, рассматривая объектное поле экологической геологии с позиций системного подхода, своеобразная эколого-геологическая система» [Трофимов, Зилинг, 1994, с. 118].

Попытки разных ученых вычленить в пределах биосфера отдельные структуры, характеризующие взаимосвязь живого и неживого, например, горных пород и растений, почв и растений и т. д., предпринимались с конца XIX в. Так, Р.И. Аболин [1914] ввел понятие и выделил *эпигенему*, в состав которой входили такие компоненты (эпигены), как рельеф, почва, подпочвенный грунт и растительность, а однородные по компонентному составу участки он назвал *эпиморфами*. Последние объединялись им в *этиформации*. Эти представления были весьма близки взглядам В.Н. Сукачева [1972] о биоценозе и современным взглядам на ЭГС В.Т. Трофимова [2009; 2012а,б].

В XX в. учение о взаимосвязи живого и неживого стало развиваться в нескольких направлениях: 1) *биоценотическое* — основанное на представлениях В.Н. Сукачева и его последователей о биогеоценозах (биоценологии); 2) *ландшафтное* — основанное на географическом ландшафтovedении (работы Л.С. Берга, Б.Б. Польнова, С.В. Калесника и других); 3) *геоботаническое* — основанное на фитоценологии; 4) *экосистемное* — основанное на представлениях об экосистемах А.Г. Тенсли, Ю. Одума и других; 5) *эколого-геологическое* — основанное на представлениях В.Т. Трофимова и других об ЭГС. Все эти направления развиваются в настоящее время параллельно, взаимно обогащая и дополняя друг друга, в рамках более общего направления — учения В.И. Вернадского о *биосфере*.

В 2009 г. В.Т. Трофимов детально проанализировал понятие ЭГС и ее структуру [Трофимов, 2009].

В его публикациях, посвященных ЭГС (их свыше тридцати), наиболее полно раскрываются структура и содержание эколого-геологических системы. Под последней стали понимать *открытую динамичную систему, включающую три подсистемных блока (литосферный, абиотический, биотический) и источника природных и техногенных воздействий, тесно связанных прямыми и обратными причинно-следственными связями, обуславливающими ее структурно-функциональное единство* [Базовые ..., 2012]. «В практическом плане — это определенный объем литосферы с находящейся в ней и на ней биотой, включая человека и социум, на которые воздействуют природные и техногенные факторы, под влиянием которых развиваются современные геологические процессы в названной системе, влияющие на условия жизни биоты в ее рамках. Эта система исследуется как многокомпонентная система, включающая породы, подземные воды, нефть и газы, геохимические и геофизические поля и протекающие современные геологические процессы, влияющая на существование и развитие биоты, в том числе и человеческого сообщества» [там же, с. 207].

Позже появилась масса публикаций об ЭГС, раскрывающих особенности этих систем, их роль в экосистемах, их структуру, систематику и т. п., тем не менее многие авторы это понятие до сих пор трактуют искаженно или неправильно.

Экологическая геология исследует четыре типа экологогеологических систем: 1) природная эколого-геологическая система реальная; 2) природная эколого-геологическая система идеальная; 3) природно-техническая эколого-геологическая система идеальная; 4) природно-техническая эколого-геологическая система реальная [Трофимов, Зилинг, 2002].

Структура эколого-геологической системы и ее положение в объеме экосистемы согласно В.Т. Трофимову [2009] показана на рис. 1. Эта схема составлена с учетом изменения содержания экологии, выходом ее за границы биоэкологии, изучающей взаимодействия биотического и абиотического компонентов внутри экосистемы, и превращением в науку, исследующую систему природа — человек — общество, а также в связи с необходимостью устранения принципиальной ошибки прежних схем, в которых геологические факторы в системе биотопа не учитывались совсем или, если и учитывались, то в усеченном виде.

Если из этой схемы вычленить отдельно эколого-геологическую систему, то можно представить ее состав так, как показано на рис. 2. Как следует из этой схемы, ЭГС состоит из двух подсистем: абиотической (литотопа и эдафотопа, составляющих вместе биотоп) и биотической — биоценоза как совокупности микробиоценоза, фитоценоза и зооценоза. В отличие от схемы, приведенной на рис. 1, здесь вместо геодинамических процессов (которые не являются материальной субстанцией) введены геодинамические поля, их определяющие.

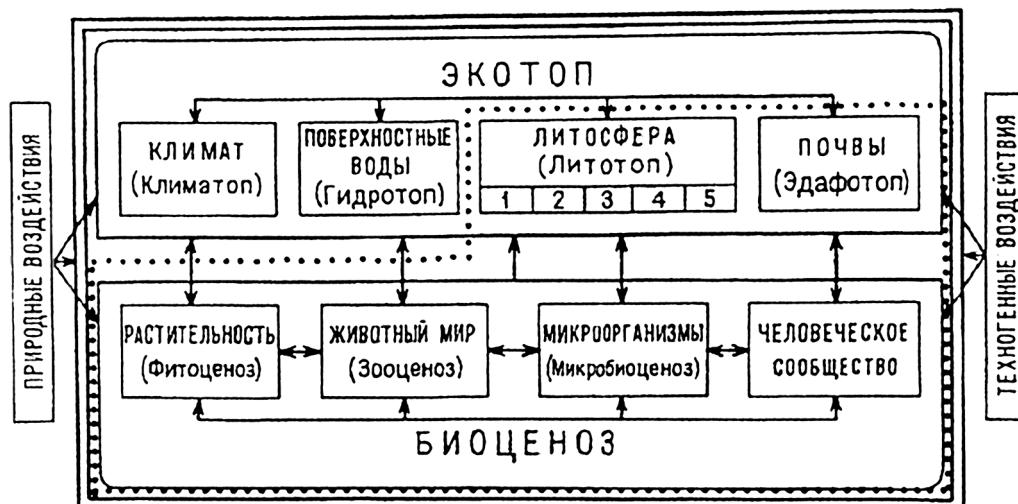


Рис. 1. Схема структуры экосистемы с учетом геологической составляющей и классов воздействий на нее. Точками выделены границы эколого-геологической системы: 1–5 — параметры литосферы: 1 — состав, строение и рельеф; 2 — подземные воды; 3 — геохимические поля; 4 — геофизические поля; 5 — современные эндо- и экзогенные процессы, по [В.Т. Трофимов, 2009]

Центральный вопрос при анализе ЭГС — установление взаимосвязи абиотической подсистемы с биотической. Может ли литотоп однозначно определять развитие на нем определенного биоценоза?

О взаимосвязи литотопа и биоценоза. Вопрос о взаимосвязи литотопа и биоценоза представляет собой по сути вопрос о влиянии неживого (литотопа) на живое (биоту). Сейчас среди ученых уже практически исчезли сомнения о наличии такого влияния. Однако правильнее говорить именно о взаимосвязи, а не о влиянии, поскольку биота в свою очередь тоже воздействует на неживое (литотоп). Уточним характеристику этой взаимосвязи, согласно схемам, показанным на рис. 3.

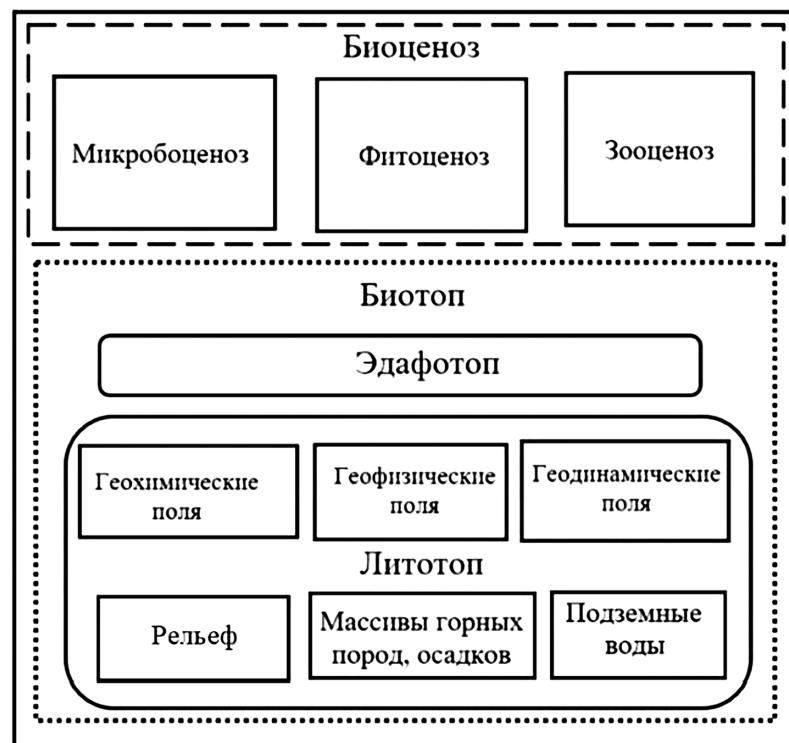


Рис. 2. Модель состава природной сухопутной (континентальной) эколого-геологической системы, по [Королев, 2020]

На рис. 3, а представлена схема взаимосвязей компонентов в природной ЭГС, из которой следует, что в природной полной ЭГС между пятью компонентами существует десять типов прямых взаимосвязей (показанных стрелками). Из них литотоп обуславливает четыре типа, напрямую влияя на эдафотоп (1 на рис. 3, а), микробиоценоз (2), фито- (4) и зооценоз (3). Однако, помимо этого прямого взаимодействия, компоненты биоценоза испытывают еще и иные прямые, а также косвенные взаимодействия. Таким образом, литотоп — не единственный фактор формирования биоценоза в ЭГС.

Ситуация еще более усложняется при анализе ЭГС, испытывающих антропогенное воздействие (за счет инженерных сооружений и иных технических объектов, а также социума) (рис. 3, б). В этом случае литотоп дополнительно взаимодействует с техническим объектом (5 на рис. 3, б), который в свою очередь напрямую взаимодействует со всеми компонентами биоценоза данной ЭГС. Число возможных взаимосвязей в ЭГС в этом случае возрастает до пятнадцати. Таким образом, в таких ЭГС литотоп обуславливает еще и дополнительное косвенное взаимодействие с биоценозом через технические объекты, включая социум.

При этом необходимо учитывать, что литотоп сам по себе имеет сложную внутреннюю структуру и состав, обусловленные: 1) массивами горных пород разного литолого-петрографического состава; 2) развитыми в их пределах геохимическими, геодинамическими и геофизическими полями; 3) рельефом; 4) гидрогеологическими и 5) мерзлотными (геокриологическими) условиями. Все эти факторы каждый по отдельности и все вместе и будут обуславливать сложную взаимосвязь литотопа с био-

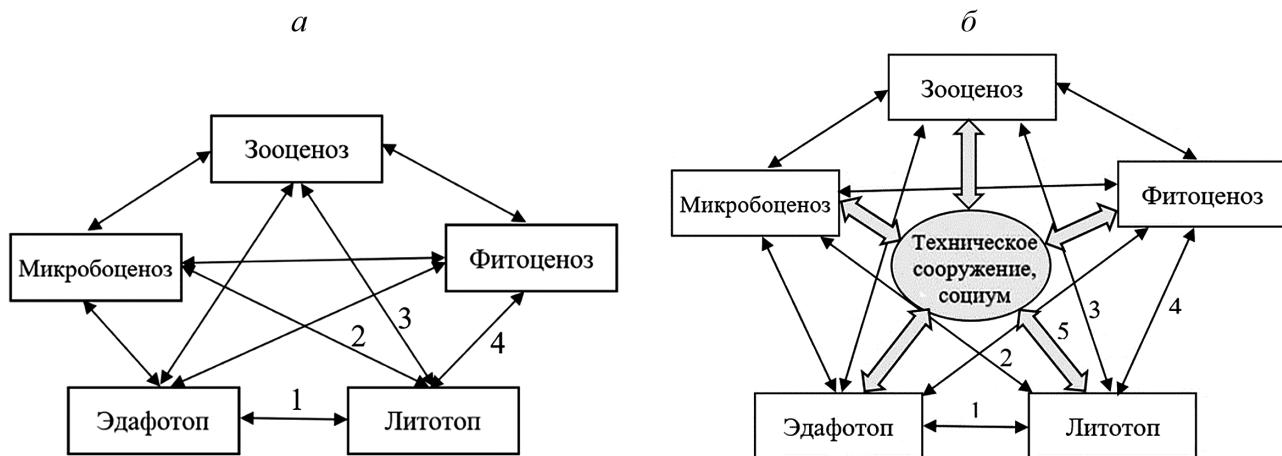


Рис. 3. Взаимосвязи литотопа (обозначены цифрами) с компонентами биоценоза в природной (а) и природно-техногенной (б) эколого-геологической системе

ценозом в пределах рассматриваемой ЭГС, причем прямые связи более сильные, а косвенные — более слабые, но их много.

Исходя из этого можно уверенно заявить, что литотоп влияет на все компоненты биоценоза как непосредственно, так и косвенным образом. Это дает основание к выявлению особенностей его влияния, проявляющихся в формировании специфических эдафотопов, микроценозов, фитоценозов и зооценозов. Они в свою очередь могут быть положены в основу разработки общей классификации ЭГС, рассмотренной ниже.

Специфические взаимосвязи массива горных пород и компонентов биоценоза. На основе выше рассмотренных положений попытаемся конкретизировать особенности взаимосвязей массивов горных пород с эдафотопом, микроценозом, фитоценозом и зооценозом.

О влиянии почвенного субстрата — подстилающих их материнских горных пород, **на почвы** было известно давно из работ В.В. Докучаева [1899], Б.Б. Польнова, М.М. Филатова, Л.Г. Раменского [1971] и многих других почвоведов. Особенно отчетливо взаимосвязь между свойствами почв и характером материнской породы в природных ЭГС проявляется на ранних стадиях почвообразования. На этих стадиях первичная, примитивная почва в максимальной степени отражает свойства, присущие коренной породе. Однако и с возрастом почвы, по достижению ею зрелости, эта взаимосвязь не утрачивается полностью, она лишь становится менее отчетливой [Почвоведение, 1988]. Так, еще в 1941 г. Г. Йенни [Jenny, 1994] выделил **литокартины** — серии почв со свойствами, различающимися только за счет материнских горных пород. На массивах магматических и метаморфических пород формируются почвы, обусловленные выветриванием этих пород; на массивах карбонатных пород образуются карбонатные почвы, на песках — песчаные, на лёссовых и глинистых — пылеватые и

глинистые почвы и т. д. [Боронина, Королев, 2018; Классификация..., 2004].

Особые почвы формируются на антропогенно созданных или техногенно измененных массивах. Это различные техноземы, амбриоземы, конструктоzemы и прочие поверхностные почвоподобные образования. Появившиеся в последнее время многочисленные публикации о почвоподобных образованиях на техногенно освоенных территориях, о скорости формирования почв на техногенных массивах (отвалах, хвостохранилищах, полигонах ТБО, насыпях и др.) и их особенностях позволяют выявлять взаимосвязь субстрата массивов и образующихся почв [Андроханов и др., 2004; Брагина, Герасимова, 2017; Козыбаева и др., 2010; Кондакова и др., 2020; Прокофьева и др., 2014; Fang Chen et al., 2016].

Сложнее взаимодействие массива горных пород и **микроценоза**. Последний формируется как непосредственно в массиве пород, так и в эдафотопе — почвах на этом массиве. Приуроченность тех или иных микроорганизмов к определенным типам горных пород и почв объясняется рядом факторов, среди которых литотрофность стоит на первом месте. Известно много групп **микроорганизмов-литотрофов**, для которых питательной средой служит те или иные минералы горных пород. Наряду с этим фактором отмечена приуроченность микроорганизмов к определенным типам горных пород или почв, используемых ими как среда обитания, это так называемые **микроорганизмы-литофилы**. Одни из них — **аэробные** микроорганизмы, — обитают в зоне аэрации пород и почвах, другие — **анаэробные** — способны обитать ниже уровня грунтовых вод без доступа кислорода и проникать в массивах на большую глубину. Наконец, микроценозы могут формироваться на месте образования породы или почвы. Это так называемые **автохтонные** микроценозы, другие — **аллохтонные** — могут быть

Общая классификация континентальных эколого-геологических систем (ЭГС)

Абиогенные компоненты ЭГС			Биокосные и биогенные компоненты			Типы ЭГС	
			биокосные компоненты ЭГС	биогенные компоненты ЭГС			
			эдафотоп (почвы)	микробоценоз	фитоценоз		
Природные немерзлые (талье)	Скальные массивы	магматических пород	горные (горно-луговые, луговые и др.)	петрофильный автохтонный	петрофиты	петрофильные магматических массивов	
		метаморфических пород	карбонатных	кальцефильный автохтонный	кальцефиты	кальцефильные скальных массивов	
		осадочных сплошнотекущих пород	вулканогенно-осадочных	вулканические (охристые) и пеплово-вулканические	психрофильный, субтермальный и термальный автохтонный	пеплофиты	вулканогенные скальных массивов
		крупнообломочных пород	коллювиальные	хазмофильный автохтонный	хазмофиты	хазмофильные дисперсных массивов	
		песчаных пород	песчаные	псаммофильный автохтонный	псаммофиты	псаммофильные дисперсных массивов	
	Дисперсные массивы	лессовых пород	пылеватые	пелитофильный автохтонный	ксерофитные пелитофиты	ксерофильные лессовых массивов	
		глинистых пород	глинистые		пелитофиты	пелитофильные глинистых массивов	
		торфяных пород	торфяные болотные (олиготрофные, мезотрофные, эвтрофные)		гелофиты	болотные торфяных массивов	
		засоленных пород	солонцы, солончаки	галофильный автохтонный	галофиты, солеросы	солонцовые, солончаковые	
		песчаные синклиогенных массивов	песчаные	психропсаммофитный автохтонный	психропсаммофиты	психропсаммофильные песчаных массивов	
Природные мерзлые	глинистые синклиогенные массивы	глинистые	психропелитофильный автохтонный	психропелитофиты	психропелитофильные глинистых массивов		
		дисперсные эпиклиогенные массивы	дисперсные	психропелитофильный аллохтонный	психропелитофилы аллохтонные	психропелитофильные дисперсных массивов	
	скальные эпиклиогенные массивы	горные	психропетрофильный аллохтонный	психропетрофиты	психропетрофилы	психропетрофильные скальных массивов	
		massивы бугристых торфяных пород	торфяные	психрогелофильный автохтонный	психрогелофиты	психрогелофильные бугристо-торфяных массивов	
	гигантские наледи	—	криогенный автохтонный	экстремофиты или отсутствуют	экстремалы или отсутствуют	наледные	

привнесенными по тем или иным причинам, в том числе антропогенным [Мишустина, 1975].

Влияние массива горных пород на **фитоценозы** наиболее ярко проявляется в том, что для любого массива выявляется группа растений, предпочитающих в качестве материнского субстрата те или иные горные породы. Это так называемые *облигатные растения*, в отличие от *факультативных*, способных селиться на любых субстратах. Среди облигатных растений выделяются группы, специализирующиеся, например, на скальных породах (*петрофиты*), на крупнообломочных породах (*хазмофиты*), на песках

(*псаммофиты*), на карбонатных породах (*кальцефиты*), на глинистых грунтах (*пелитофиты*), на торфах (*гелофиты*), на засоленных породах (*галофиты, солеросы*) и т. д. О выделении некоторых таких групп растений писал еще в 1901 г. Е. Варминг [1901], а позже многие другие ученыые [Абдыкадырова, Королев, 2019; Боронина, Королев, 2018; Королев, 2018, 2019а,б; Лобус, Королев, 2019; Работнов, 1995; Раменский, 1971; Третьякова, 2015; Трофимов, Королев, 2018а,б; Шенников, 1964; Шмаль, 2012].

Более сложно выделение прямой взаимосвязи между массивами горных пород и *зооценозами*.

Окончание таблицы

Абиогенные компоненты ЭГС		Биокосные и биогенные компоненты				Типы ЭГС	
		биокосные компоненты ЭГС	биогенные компоненты ЭГС				
		эдафотоп (почвы)	микробоценоз	фитоценоз	зооценоз		
Антропогенные	Антропогенно преобразованные массивы	загрязненных пород	техноземы, урбоземы, технопочвы	аллохтонный, дигрессивный	трансформированные (угнетенные) фитоценозы	трансформированные (угнетенные) зооценозы	
		сельхозугодий	агроземы		агрофитоценоз специализированный	агрозооценоз специализированный	
			природные почвы и урбоземы	автохтонный, дигрессивный	садово-парковые фитоценозы ООПЗ	садово-парковые зооценозы ООПЗ	
		селитебных зон	урбоземы	аллохтонный зимогенный, дигрессивный	трансформированные фитоценозы	трансформированные зооценозы	
		промышленных зон	техноземы, эмбриоземы				
	Антропогенно созданные массивы	намывных пород	техноземы, конструктоземы, эмбриоземы	аллохтонный	адвентивные фитоценозы	массивов намывных пород	
		полигонов ТБО	техноземы, урботехноземы, артифабрикаты	аллохтонный зимогенный		массивов ТБО	
		отвалов и хвостов	техноземы, конструктоземы, эмбриоземы, артифабрикаты	аллохтонный, фототрофный		массивов отвалов и хвостов	
		дорожных насыпей	техноземы, конструктоземы, артингидустраты	аллохтонный		массивов ж/д и а/м насыпей	

Объясняется это прежде всего высокой мобильно-стью животных (в отличие от микроорганизмов и растений) и их большой «экологической эластичностью», позволяющей им обитать на разных массивах, приспосабливаясь к ним. Тем не менее и среди них выделяются животные (от беспозвоночных до млекопитающих), предпочитающие в качестве среды обитания или временного убежища определенные типы массивов горных пород. Так, среди них существуют животные петрофилы, псаммофилы, пелитофилы, кальцефилы и т. п. [Кафаров, 2005].

Своя специфика указанных взаимосвязей проявляется и при анализе массивов *многолетнемерзлых пород*. Формирующиеся в них биоценозы *психрофильные*, устойчивые к периодическому воздействию низкой температуры. Но приуроченность микробоценозов, фито- и зооценозов к определенным типам массивов многолетнемерзлых пород проявляется и в этом случае.

Вышерассмотренные взаимосвязи природных массивов горных пород с компонентами биоценоза существенно усложняются в *антропогенных* и *техногенно измененных* ЭГС. Имеющиеся на этот счет к настоящему времени исследования показывают, что эта взаимосвязь существует и в данном случае, но проявляется иначе, чем в природных ЭГС [Арепьева, 2013; Бадерная, Харькина, 2009; Безуглова и др.,

2010; Гальперин и др., 1997; Замотаев и др., 2018; Нотов, 2006; Федорова и др., 2017].

Главные особенности взаимосвязей искусственных или техногенно измененных массивов с компонентами биоценоза обусловлены аллохтонным характером микробо-, фито- и зооценозов, их сниженным биоразнообразием и неустойчивым состоянием. Многие микроорганизмы, растения и животные искусственных или антропогенно измененных массивов являются *адвентивными*, т. е. их проникновение в конкретную ЭГС связано с деятельностью человека или произошло случайно [Рыльникова и др., 2020; Wang et al., 2018].

Таким образом, на основе отмеченных взаимосвязей может быть построена общая классификация ЭГС.

Общая классификация континентальных ЭГС. Для сухопутных (континентальных) однородных ЭГС (или моноЭГС [Королев, 2020]) их общая классификация может быть построена на основе двухрядной схемы: в вертикальных столбцах показаны биотические компоненты ЭГС, а в горизонтальных строках — типы массивов (литотопов), на которых они формируются. Вариант такой классификации представлен в таблице.

В ней выделены все основные массивы горных пород как литотопы, на которых формируются те или

иные биоценозы, образуя определенные типы ЭГС, которые приведены в правом столбце таблицы. Их названия отражают состав пород литотопа.

Классификация охватывает как природные континентальные ЭГС, так и ЭГС, формирующиеся в антропогенно измененных условиях на искусственно созданных массивах, а также на антропогенно преобразованных массивах горных пород, включая массивы загрязненных грунтов, сельскохозяйственных угодий, и других урбанизированных систем, как селитебных, так и промышленных.

Кроме того, среди природных массивов горных пород рассмотрены и массивы, расположенные в зоне многолетней мерзлоты, — массивы многолетнемерзлых пород, на которых формируются специфические биоценозы.

Дальнейшая конкретизация типов ЭГС может идти по пути усложнения приведенной классификации и ее более дробного деления.

Так, например, для абиотических компонентов можно подразделять указанные массивы по особенностям их геологического строения [Трофимова, Королев, 2018а, б; Лобус, Королев, 2019], тепло- и влагообеспеченности, включая гидрогеологические условия, по особенностям рельефа,

а также характеристикам геодинамических, геохимических и геофизических полей, входящих в данный литотоп.

Для биотических компонентов можно ввести подразделение эдафотопов по генетическим типам почв, подразделение фитоценозов по экологическим формам растений с выделением облигатных видов, для зооценозов — подразделение по биоразнообразию и иным особенностям. Однако, чтобы не перегружать предложенную классификацию, целесообразно в дальнейшем разрабатывать отдельные классификации для отдельных типов ЭГС или их групп, а также иерархических уровней.

Выводы. 1. Разработка систематики эколого-геологических систем — актуальная проблема современной экологической геологии.

2. Наличие объективной взаимосвязи между массивами горных пород и формирующими на них, как на субстратах, биоценозах позволяет строить классификацию эколого-геологических систем на основе этой взаимосвязи.

3. Предложенная классификация однородных эколого-геологических систем двухрядная, что отражает взаимосвязь абиотических и биотических компонентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдыкадырова С.Б., Королёв В.А. Кальцефиты в эколого-геологических системах Горного Крыма // V Междунар. науч.-практ. конференция «Актуальные вопросы наук о Земле в концепции устойчивого развития Беларуси и сопредельных государств», Гомель, 28–29 ноября 2019. Т. 2. Гомель: Гомельский гос. ун-т, 2019. С. 7–9.

Аболин Р.И. Опыт эпигенологической классификации болот // Болотоведение. 1914. № 3–4. С. 231–285.

Андроханов В.А., Кулепина Е.Д., Курачев В.М. Почвы техногенных ландшафтov: генезис и эволюция. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 151 с.

Арепьева Л.А. Фитоценозы несанкционированных свалок на урбанизированных территориях Курской области // Уч. зап.: электр. науч. журнал Курского гос. ун-та. 2013. № 4 (28). URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/fitotsenozy-nesanktsionirovannyh-svalok-na-urbanizirovannyh-territoriyah-kurskoy-oblasti>

Бадерная О.В., Харькина М.А. Трансформация состава почв и состояния растительности в районе полигона твердых бытовых отходов Царево (Московская область) // Мат-лы 2-й Всеросс. науч.-практ. конф. «Эколого-геологические проблемы урбанизированных территорий», 26–27 ноября 2009 г., Екатеринбург. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. С. 81–82.

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

Безуглова О.С., Невидомская Д.Г., Морозов И.В. Почвы полигонов твердых бытовых отходов и их экология. Ростов-на-Дону: Изд-во Южного фед. ун-та, 2010. 232 с.

Боронина Д.П., Королев В.А. Систематика континентальных лиофитов // Геология в развивающемся мире. Т. 3. Пермь, ПГНИУ, 2018. С. 309–312.

Брагина П.С., Герасимова М.И. Техногенные поверхностные образования на отвалах и хвостохранилищах в Ке-

меровской области: опыт классификации // Бюлл. почвенного института имени В.В. Докучаева. 2017. № 89. С. 90–103.

Варминг Е. Введение в изучение растительных сообществ / Пер. с нем. М. Голенкина, В. Арнольди. М.: Типография И.А. Баладина, 1901. 542 с.

Гальперин А.М., Ферстер В., Шеф Х.Ю. Техногенные массивы и охрана окружающей среды. М.: Изд-во МГТУ, 1997. 534 с.

Докучаев В.В. К учению о зонах природы. Горизонтальные и вертикальные почвенные зоны. СПб., 1899.

Замотаев И.В., Иванов И.В., Михеев П.В., Белобров В.П. Оценка состояния почв и растительности в районах размещения свалок и полигонов твердых бытовых отходов (обзор) // Почвоведение. 2018. № 7. С. 907–924.

Кафаров А.И. Историко-методологические аспекты общей и морской биогеографии / Отв. ред. Б.В. Преображенский, И.А. Черешнев. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 2005. 208 с.

Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

Козыбаева Ф.Е., Байсеева Г.Б., Утугельбаев С. и др. Первичные процессы почвообразования в условиях естественного зарастания техногенно-нарушенных ландшафтov // Почвоведение и агрохимия. 2010. № 3. С. 13–25.

Кондакова Л.В., Дабах Е.В., Кислицына А.П. Формирование биоценоза на техногенных отходах // Теоретическая и прикладная экология. 2020. № 4. С. 129–135.

Королёв В.А. Многообразие флоры псаммофитов на территории России // Инженерно-геологическое и эколого-геологическое изучение песков и песчаных массивов: Тр. Междунар. науч. конф. 27–28 сентября 2018 г., МГУ, Москва, Россия / Под ред. В.Т. Трофимова, В.А. Королева. М.: ООО СамПринт, 2018. С. 223–228.

Королёв В.А. Экологическая роль глин и глинистых минералов // Инженерная геология. 2019. Т. 14. № 1. С. 60–71.

- Королёв В.А.* Систематика эколого-геологических систем // Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы: Сб. мат-лов VI Междунар. науч.-практич. конф. 15–18 сентября 2019: В 2-х ч. Т. 1 / Под ред. И.И. Косиновой. Воронеж: ВГУ, 2019. С. 38–43.
- Королёв В.А.* Экологическая геокибернетика: Теория управления эколого-геологическими системами. М.: ООО «Сам Полиграфист», 2020. 440 с.
- Куринов М.Б.* Эколого-геологическая система как важнейший объект исследований экологической геологии // Ежегодн. науч. конф. «Ломоносовские чтения». М.: МГУ имени М.В. Ломоносова, 1985. 25 с.
- Лобус И.А., Королёв В.А.* Эколого-геологические системы песчаных массивов и их особенности на территории Москвы // Тр. XX Междунар. науч.-практ. конф. «Актуальные проблемы экологии и природопользования». Т. 2. М.: Изд-во РУДН, 2019. С. 276–279.
- Мицустин Е.Н.* Ассоциации почвенных микроорганизмов. М.: Наука, 1975. 105 с.
- Нотов А.А.* Роль свалок и полигонов твердых бытовых отходов в формировании адвентивной флоры Тверской области // Вестн. ТвГУ. Сер. Биология и экология. 2006. Вып. 2. С. 101–116.
- Прокофьева Т.В., Герасимова М.И., Безуглова О.С.* и др. Введение почв и почвоподобных образований городских территорий в классификацию почв России // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1–10.
- Почвоведение: Учеб. для ун-тов: В 2 ч. / Под ред. В.А. Ковды, Б.Г. Розанова. Ч. 1. Почва и почвообразование. М.: Вышш. школа, 1988. 400 с.
- Работников Т.А.* История фитоценологии: Уч. пособие. М.: Аргус, 1995. 158 с.
- Раменский Л.Г.* Избранные работы: проблемы и методы изучения растительного покрова. Л.: Наука, 1971. 233 с.
- Рыльникова М.В., Радченко Д.Н., Цупкина М.В., Сафонов В.А.* Исследование экологического воздействия Новотроицкого хвостохранилища на растительный покров и живые организмы // Изв. Тульского гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2020. № 1. С. 108–120.
- Сукачев В.Н.* Идея развития в фитоценологии // Сов. ботаника. 1942. № 1–3. С. 5–17.
- Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 368 с.
- Третьякова Н.А.* Основы общей и прикладной экологии: Уч. пособие. Екатеринбург: Изд-во Урал. гос. ун-та, 2015. 112 с.
- Трофимов В.Т.* Эколо-геологическая система — объект эколого-геологических исследований // Экологические проблемы недропользования. Наука и образование: Мат-лы 5-й Междунар. науч. конф. 19–24 ноября 2012 г. СПб., СПбГУ. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. С. 288–291.
- Трофимов В.Т.* Эколо-геологическая система // Российская геологическая энциклопедия: В 3-х т. Т. 3. М: СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. С. 452–453.
- Трофимов В.Т.* Эколо-геологическая система и новая структура экосистемы // Геология, география и глобальная энергия. 2010. № 1(36). С. 6–26.
- Трофимов В.Т.* Эколо-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.: ГеоИнформмарк, 2002. 415 с.
- Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г.* Экологическая геология в программе «Университеты России» // Геоэкология. 1994. № 3. С. 117–120.
- Трофимов В.Т., Королёв В.А.* Массивы песчаных грунтов как объекты эколого-геологических исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 2. С. 59–65.
- Трофимов В.Т., Королёв В.А.* Эколо-геологические особенности массивов песчаных грунтов // Инженерно-геологическое и эколого-геологическое изучение песков и песчаных массивов: Тр. Междунар. науч. конф. 27–28 сентября 2018, МГУ, Москва, Россия / Под ред. В.Т. Трофимова, В.А. Королева. М.: ООО СамПринт, 2018. С. 233–244.
- Фёдорова Л.В., Купатадзе Г.А., Куранова Н.Г., Викторов В.П.* Классификация городских экотопов в связи с изучением синантропности (на примере города Орехово-Зуево) // Социально-экологические технологии. 2017. № 1. С. 52–64.
- Шенников А.П.* Введение в геоботанику: Учеб. для вузов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 445 с.
- Шмаль А.Г.* Основы общей экологии. Бронницы: Изд-во МУП «БНТВ», 2012. 341 с.
- Fang Chen, Qiang Yao, Jingyi Tian.* Review of ecological restoration technology for mine tailings in China // Engineering Rev. 2016. Vol. 36, Iss. 2. P. 115–121.
- Jenny H.* Factors of soil formation // A system of quantitative pedology. N. Y.: Dover Publ. Inc., 1994. 191 p.
- Wang J., Luo X., Zhang Y. et al.* Plant species diversity for vegetation restoration in manganese tailing wasteland // Environ. Sci. Pollut. Res. 2018. Vol. 25. P. 24101–24110.

Поступила в редакцию 30.05.2021

Поступила с доработки 30.06.2021

Принята к публикации 27.12.2021

УДК 550.3.834:551.35 (268.46)

А.В. Старовойтов¹, М.Ю. Токарев², З.С. Замотина³, Я.Е. Терехина⁴

РОЛЬ ЛЕДНИКОВОГО И ЛИТОДИНАМИЧЕСКОГО ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПРОЛИВА ВЕЛИКАЯ САЛМА (БЕЛОЕ МОРЬЕ)

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

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

Новые данные о рельефе дна на акваториях, прилегающих к Беломорской биологической станции МГУ (Кандалакшский залив), полученные с помощью многолучевого эхолота (МЛЭ), позволили детально изучить рельеф дна и уточнить строение четвертичных отложений этого района, существенно детализировав полученные ранее данные непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП). В западной части изученной акватории в комплексе ледниковых отложений впервые были выделены морены де Гира, которые сформировались при отступании ледника в позднем плейстоцене в восточном направлении в сторону современной глубоководной части Белого моря. В глубоководной части акватории по данным МЛЭ и НСП изучены отложения, генезис которых обусловлен интенсивным проявлением гравитационных процессов в конце позднего плейстоцена — голоцене. Полученные новые данные могут свидетельствовать о существовании «мертвого» льда в Беломорской впадине.

Ключевые слова: Кандалакшский залив, Белое море, сейсмоакустика, многолучевой эхолот, ледниковые отложения, оползневые процессы.

New data on the bottom relief in the waters adjacent to the Belomorskaya Biological Station of Moscow State University (Kandalaksha Bay), obtained with the help of a multipath echo sounder (MBE), allowed us to study the bottom relief in detail and clarify the structure of Quaternary sediments in this area, significantly detailing the previously obtained data of continuous seismoacoustic profiling (CSP). In the western part of the studied water area, the de Geer moraines were first identified in a complex of glacial deposits, which were formed during the retreat of the glacier in the late Pleistocene in an easterly direction towards the modern deep-water part of the White Sea. In the deep-water part of the water area, according to the data of the MBE and CSP, sediments were studied, the genesis of which is due to the intensive manifestation of gravitational processes at the end of the Late Pleistocene — Holocene. The new data obtained may indicate the existence of “dead” ice in the Belomorskaya Depression.

Keywords: Kandalaksha Bay, White Sea, seismoacoustics, multibeam echo sounder, glacial deposits, landslide processes.

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. Полученные за это время геолого-геофизические данные позволили детально изучить геологическое строение прилегающих акваторий. ББС МГУ в геологическом отношении находится в пределах Беломорского блока архейского возраста (2,5–3,0 млрд лет), структура которого в рифеях осложнилась образованием наложенного на его осевую часть Кандалакшского грабен-прогиба [Слабунов, 2008; Балуев и др., 2009].

В четвертичное время опускание возобновилось, что привело к образованию Кандалакшского залива и современной центральной части акватории Белого моря [Хайн, 1977]. Грабен пролива Великая Салма – фрагмент Кандалакшского грабен-прогиба и выполнен четвертичными отложениями позднего плейстоцена–голоцена, представленными ледниковыми отложениями последнего оледенения (~18 000 лет назад, л. н.) и залегающими на нем, а местами и на архейском фундаменте ледниково-озерными, ледниково-морскими и морскими осадками разнообразного состава. Более древние осадочные отложения в западной части Беломорской впадины в

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, доцент; *e-mail*: starovoystov_msu@mail.ru

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

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, магистрант; *e-mail*: zlata_zamotina@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, науч. с.; *e-mail*: yana.msu@gmail.com

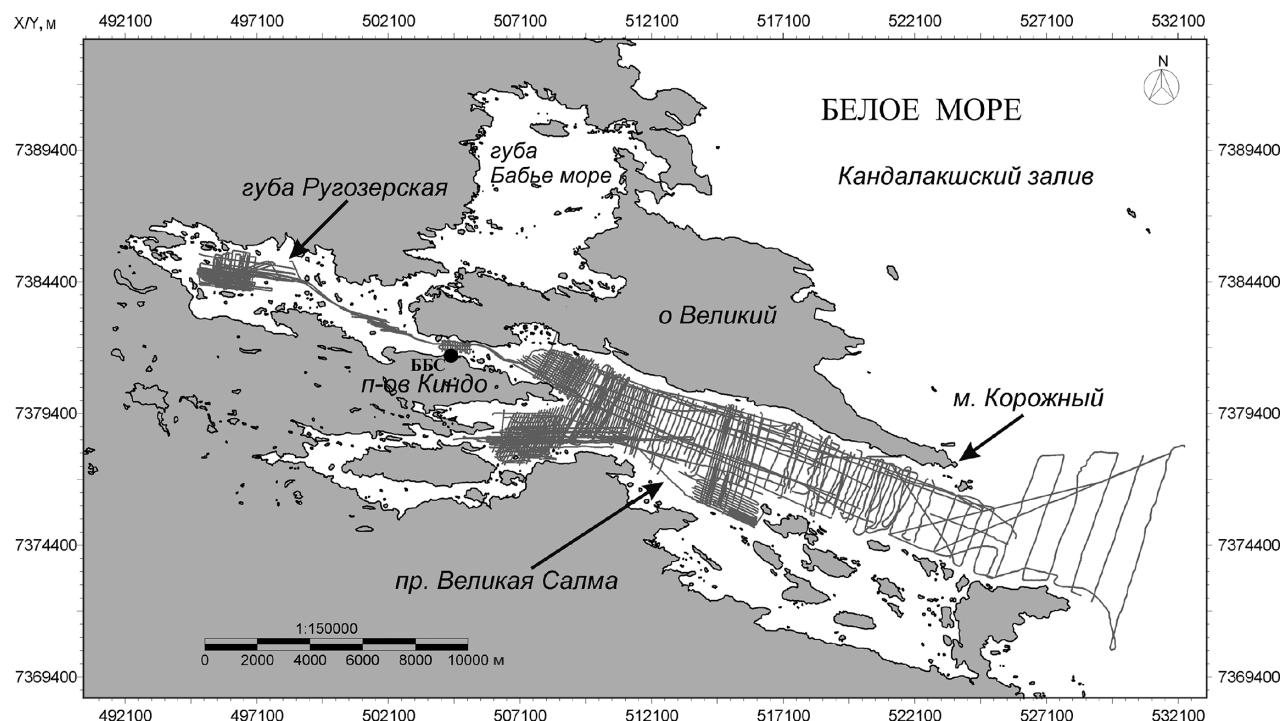


Рис. 1. Схема расположения сейсмоакустических профилей в проливе Великая Салма. Черный кружок — Беломорская биологическая станция (ББС) МГУ имени М.В. Ломоносова

районе ББС не обнаружены [Спиридовон и др., 1980; Девдариани, 1985; Сорокин и др., 2009; Кубышкина и др., 2012; Старовойтов и др., 2018].

В основании осадочного разреза залегают ледниковые отложения последнего оледенения, которые уверенно выделяются по сейсмоакустическим данным на всех прилегающих к ББС акваториях. В проливе Великая Салма морена мощностью до 40 м выделена у восточного окончания п-ова Киндо, далее на юго-восток ледниковый комплекс небольшой мощности обнаружен лишь на мелководных участках юго-западного борта пролива [Старовойтов и др., 2018]. В глубоководной части пролива морена не выявлена. Это может быть связано как с ее отсутствием в этом районе, так и с тем, что по типу волновой картины ледниковый комплекс практически нельзя отличить от оползневых отложений, широко развитых в этом районе, а ее выделение вследствие этого весьма затруднительно. Не исключено также, что оползневые отложения, которые сформировались в проливе в течение масштабных опусканий в новейшее время включают в себя и ледниковые отложения. При образовании грабена пролива Великая Салма угол наклона дна на его бортах увеличился и может достигать 7° , редко больше, что должно было привести к развитию здесь гравитационных процессов [Lewis, 1971]. Новые детальные данные о рельфе дна, полученные с помощью многолучевого эхолота, позволили оценить роль ледникового и гравитационного факторов и повысить информативность сейсмоакустических данных при анализе строения осадочного четвертичного покрова в проливе Великая Салма.

Материалы и методы исследований. В работе использованы данные двух методов — сейсмоакустического профилирования и съемки рельефа дна многолучевым эхолотом. Сейсмоакустические наблюдения выполняли с двумя типами источников — электроискровым (спаркером) и электродинамическим (бумером). Частотный состав возбуждаемых колебаний менялся от нескольких сотен герц до 1500 Гц. Работы выполнены 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 десятков сантиметров до 1,0–1,5 м. Привязку проводили с помощью эхолота-навигатора Lowrance LMS 320. Точность привязки по паспортным данным — 15 м. Расстояние между профилями, как правило, не превышало 100 м (рис. 1).

При площадном изучении рельефа дна использован многолучевой эхолот Reson SeaBat T20-P. Привязка осуществлялась GNSS-приемником Trimble R7. Рабочая частота многолучевого эхолота — 200–400 кГц, глубина съемки — до 450 м, разрешение — 6 мм, число лучей — 512. Точность измерений положения в плане — 8+1 мм/км, по высоте — 15+1 мм/км. Съемка выполнена по системе параллельных галсов, расстояние между галсами определялось исходя из глубины моря так, чтобы перекрытие смежных полос составляло не менее 30% (рис. 2).

Результаты исследований и их обсуждение. По результатам интерпретации данных сейсмоакустического профилирования в проливе Великая

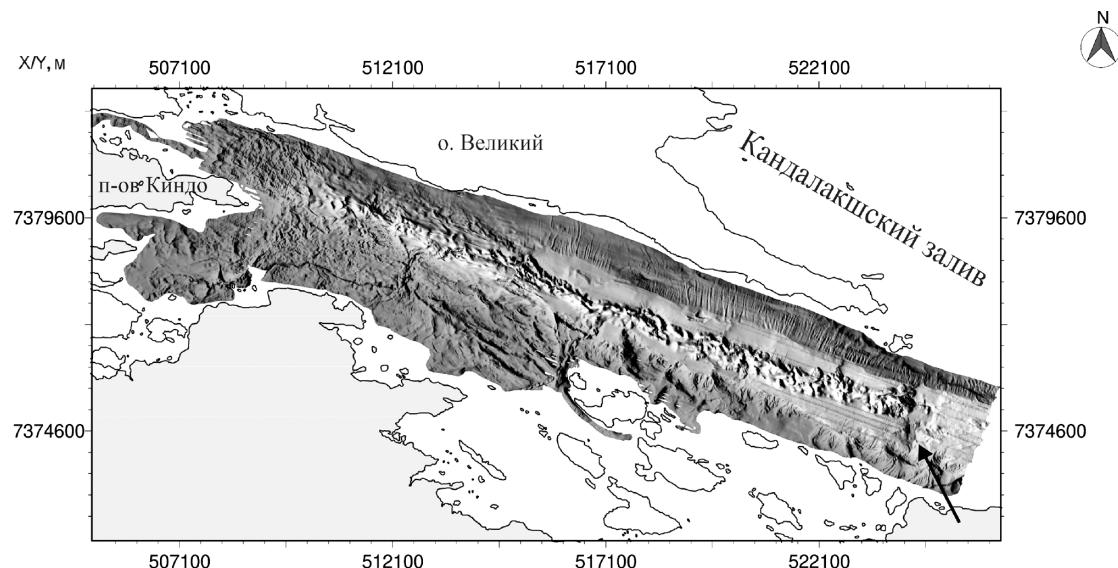


Рис. 2. Схема рельефа дна пролива Великая Салма по данным многолучевого эхолота. Черной стрелкой показана структура, перпендикулярная к продольной оси пролива. Объяснения см. в тексте

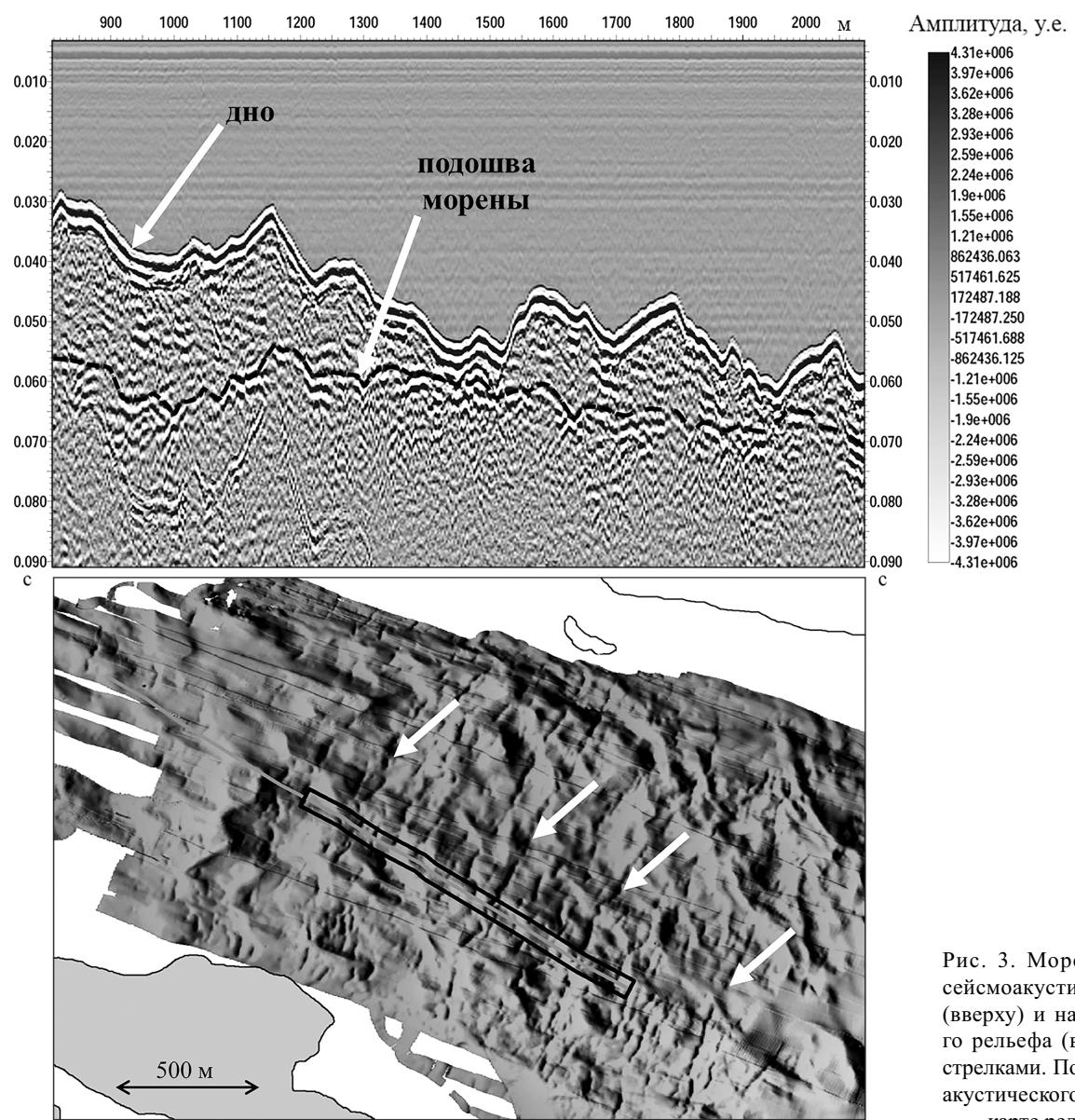
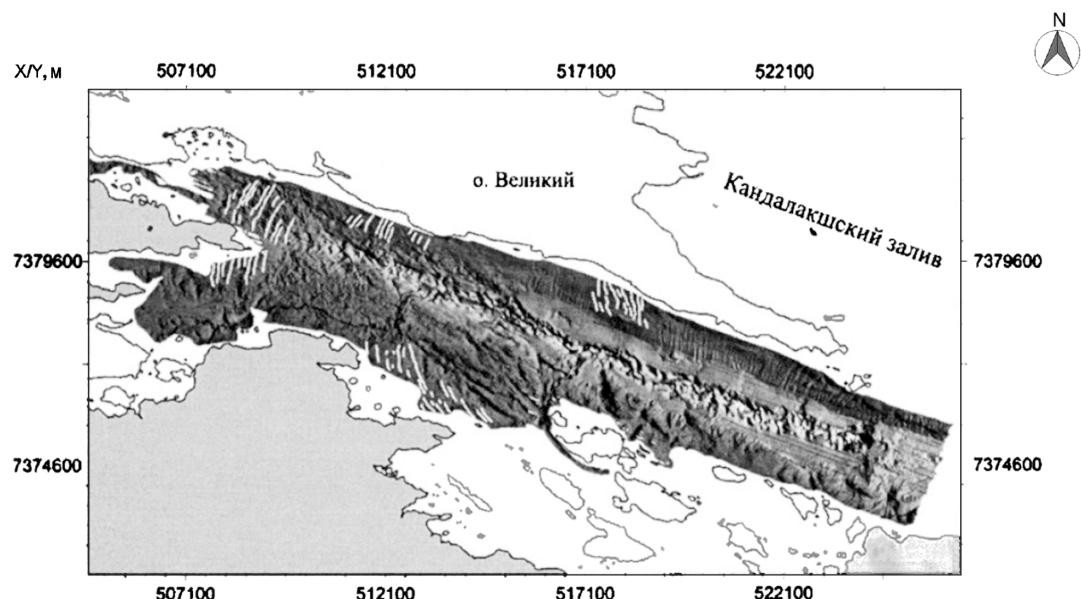


Рис. 3. Морены де Гира на сейсмоакустическом профиле (вверху) и на карте цифрового рельефа (внизу), показаны стрелками. Положение сейсмоакустического профиля см. на карте рельефа (внизу)

Рис. 4. Схема расположения морен де Гира в проливе Великая Салма по данным многолучевого эхолота (показаны белыми линиями)



Салма выделены ледниковые отложения (морена). Они уверенно картируются в районах, прилегающих к восточному окончанию п-ова Киндо — мысу Киндо [Старовойтов и др., 2018]. Максимальная мощность морены отмечена северо-восточнее м. Киндо, где она достигает 40 м. Также морена выделена на мелководных участках юго-западного борта пролива, но здесь ее мощность значительно меньше (до 10–12 м). В глубоководной части пролива Великая Салма морена отсутствует, хотя здесь отмечены сейсмокомплексы, по типу волновой картины и условиям залегания напоминающие ледниковый комплекс, но их генезис связан с оползневыми процессами (строение этих сейсмокомплексов рассмотрено в работе [Старовойтов и др., 2018]).

При анализе материалов сейсмопрофилирования видно, что рельеф кровли морены довольно сложный, однако, несмотря на плотную сетку профилей, проанализировать пространственное положение различных форм ледникового рельефа только по данным сейсмопрофилирования не удалось. На фрагменте профиля, представленном на рис. 3 (вверху), в кровле морены, которая обнажена на дне в северо-восточной части пролива Великая Салма, выделяются поднятия высотой несколько метров. Анализ донного рельефа, полученного с помощью многолучевого эхолота (рис. 3, внизу), показал, что положительные формы рельефа в кровле морены в плане представляют собой вытянутые в основном в северо-восточном направлении гряды (некоторые показаны стрелками). Максимальная протяженность гряд составляет около 2 км. Аналогичные положительные формы ледникового рельефа небольшой амплитуды (несколько метров) известны как морены де Гира и довольно широко распространены в Арктике [Todd, 2016; Shaw, Potter, 2016]. Их образование связано с кратковременными остановками ледника при его отступании, в плане они расположены, как правило,

поперек направления движения ледникового потока [Dowdeswell, Ottesen, 2016]. В некоторых районах по данным нескольких методов удалось установить положение и возраст этих морен за несколько десятков лет — с 1970 по 2010 г. [Flink et al., 2016].

Анализ данных многолучевого эхолота всей Великой Салмы позволил выделить морены де Гира еще на нескольких участках. Кроме района у восточного окончания п-ова Киндо, морены де Гира обнаружены на мелководных участках юго-западного борта пролива и на подводном склоне о-ва Великий (рис. 4). Высота этих форм рельефа также составляет в среднем несколько метров. Особо отметим, что в плане эти положительные структуры образуют форму, напоминающую язык, выпуклой стороной ориентированный в сторону п-ова Киндо. С учетом того, что морены де Гира образуются поперек движения ледника при его отступании, можно предположить, что в процессе таяния ледник отступал приблизительно в восточном направлении, т. е. в сторону современной глубоководной впадины Белого моря. Морены де Гира в некоторых местах перекрыты маломощным чехлом послеледниковых отложений.

В западной части акватории в рельефе дна выделяется линейная (на некоторых участках в плане напоминает синусоиду) форма протяженностью около 2,5 км (рис. 5, 9). В поперечном сечении она представляет собой холмообразную структуру высотой до 10–15 м, сложенную неслоистыми отложениями. Эта структура протягивается в субширотном (восточном) направлении, в целом ее простижение совпадает с предполагаемым направлением отступания ледника. По структурно-морфологическим признакам и по форме в плане ее можно отнести к структуре водно-ледникового происхождения — эскеру.

Центральная глубоководная часть пролива представляет собой вытянутую в юго-восточном направ-

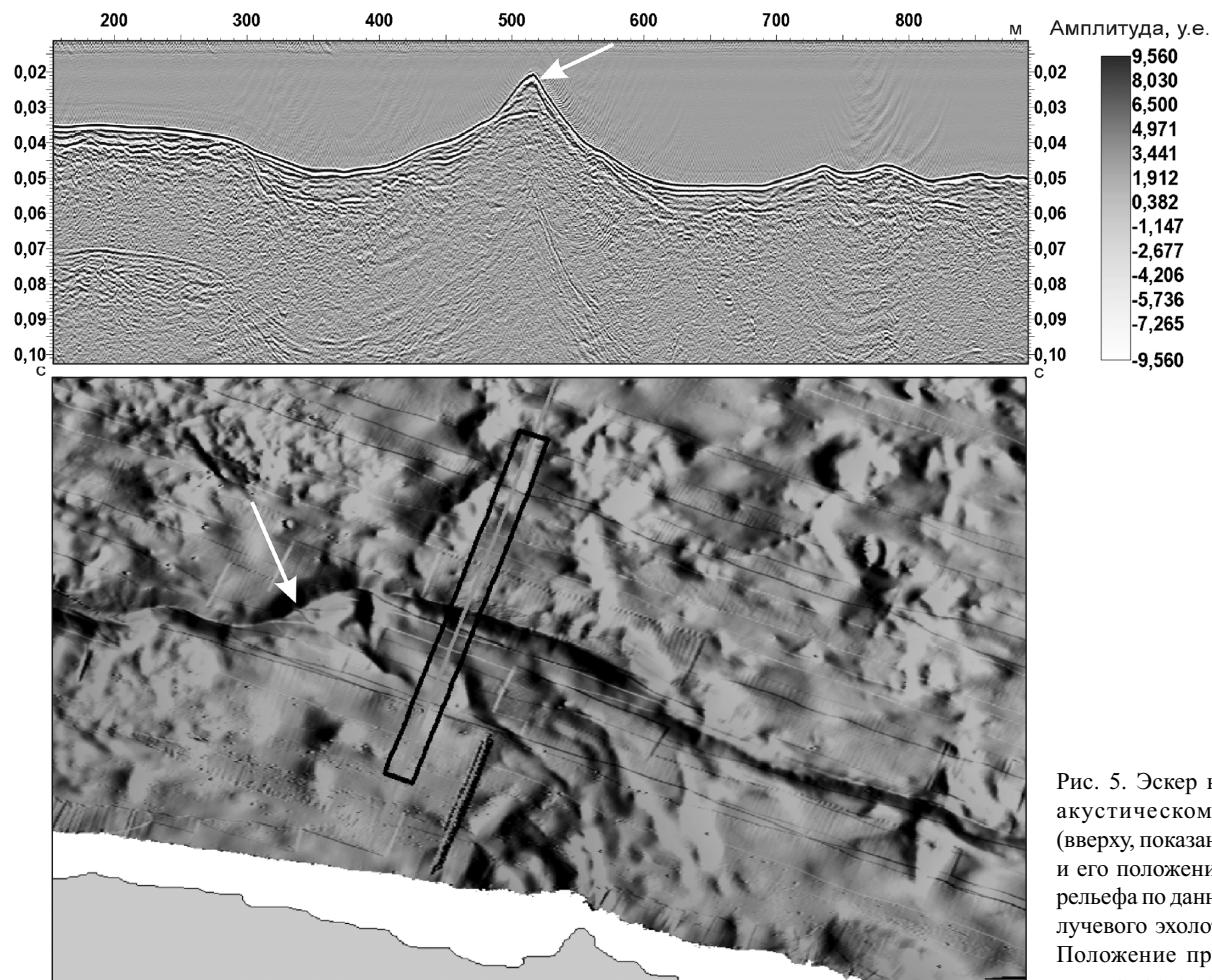


Рис. 5. Эскер на сейсмоакустическом профиле (вверху, показан стрелкой) и его положение на карте рельефа по данным многолучевого эхолота (внизу). Положение профиля см. на карте рельефа

лении узкую долину (ложбину) шириной в среднем 500–600 м и глубиной до 140 м. Долина в целом имеет прямолинейную форму, а ее дно характеризуется очень сложным рельефом (рис. 2, 6). На подводных склонах пролива Великая Салма, особенно на склоне о-ва Великий, обнаружены многочисленные неглубокие долины (глубина до 2–3 м), которые служили каналами сноса терригенного материала с образованием небольших подводных конусов выноса. На некоторых участках расположенные рядом конусы выноса сформировали у основания склона аккумулятивные шлейфы с пологим рельефом дна

(рис. 6, 7). На рис. 7 в левой части сейсмоакустического профиля стрелками показаны долины на склоне, которые прорезают современные осадки, в правой части малоамплитудные поднятия на дне представляют собой отображение в рельефе морен де Гира, погребенных под современными молодыми осадками. В морфологическом отношении участок дна между основанием склонов и глубоководной ложбиной характеризуется пологим рельефом и сложен тонкослоистыми осадками (рис. 6, 8).

Перегиб в рельефе дна между участком с пологим рельефом и глубоководной ложбиной в плане

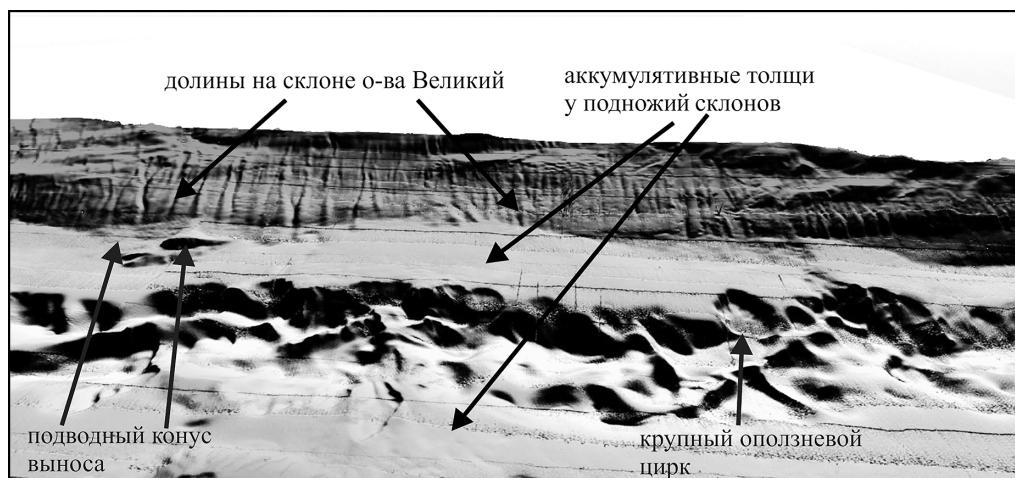


Рис. 6. Трехмерное изображение дна в юго-восточной части пролива Великая Салма по данным многолучевого эхолота

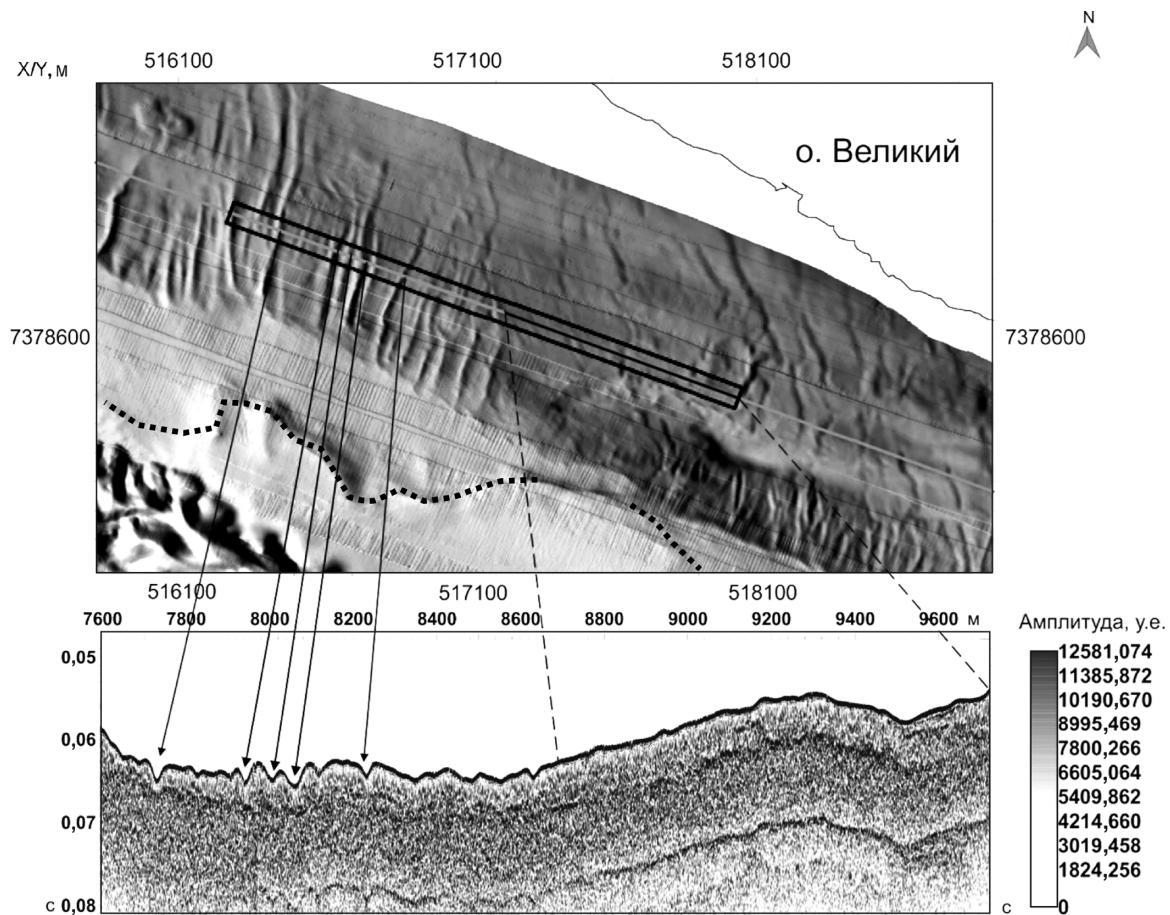


Рис. 7. Схема рельефа дна по данным многолучевого эхолота (вверху) и сейсмоакустический профиль вдоль основания склона (внизу), центральная часть пролива Великая Салма со стороны о-ва Великий. Черными точками оконтурен аккумулятивный шлейф голоценовых (?) осадков у основания склона о-ва Великий. Положение профиля см. на схеме рельефа. Справа — значения амплитуды в условных единицах. Остальные объяснения см. в тексте

имеет сильно изрезанную форму и представляет собой систему многочисленных, преимущественно овальных впадин шириной несколько десятков и несколько сотен метров, раскрывающихся в глубокую центральную ложбину. Эти впадины, очевидно, представляют собой оползневые цирки (рис. 6, 8), а сам перегиб — бровку срыва (бровку главного уступа). На рис. 8 приведен пример крупного оползневого цирка, глубина которого на представленном профиле составляет около 25 м. Так как подобные оползневые формы распространены на всем протяжении глубоководной ложбины, то можно предположить, что сложный рельеф дна в центральной глубоководной ложбине пролива Великая Салма в значительной степени сформирован оползневыми структурами, т. е. обусловлен широким проявлением здесь гравитационных процессов различного типа (оползневых, обломочных и грязевых потоков и т. д.), что типично при осадконакоплении на наклонных участках дна даже при незначительном угле наклона (1° и менее) [Lewis, 1971; Лонгинов, 1973]. В юго-восточной части пролива выделяется поперечная положительная структура шириной около 600 м, с восточной стороны которой рельеф дна становится практически субгоризонтальным (рис. 2), здесь

отсутствуют признаки современных оползневых структур. Следовательно, современные оползневые процессы происходили, как правило, только в самом проливе Великая Салма, в его глубокой центральной части.

Таким образом, ледниковый фактор сыграл главную роль в формировании структуры осадочного чехла и донного рельефа, в основном в северо-восточной части пролива — в районах, прилегающих к п-ову Киндо, тогда как в других районах пролива основная роль принадлежала гравитационным процессам (рис. 9). Подчеркнем, что влияние этих факторов происходило на фоне интенсивных тектонических движений в позднем плейстоцене–голоцене.

Заключение. Полученные новые данные о рельефе дна в проливе Великая Салма с помощью многолучевого эхолота позволили выявить не только некоторые важные особенности его рельефа, но и провести более достоверную интерпретацию полученных ранее сейсмоакустических материалов. На нескольких мелководных участках пролива впервые откартированы малоамплитудные гряды протяженностью до 2 км, сложенные ледниковыми отложениями (морены де Гира), которые в плане имеют форму языка (лопасти), выпуклой стороной

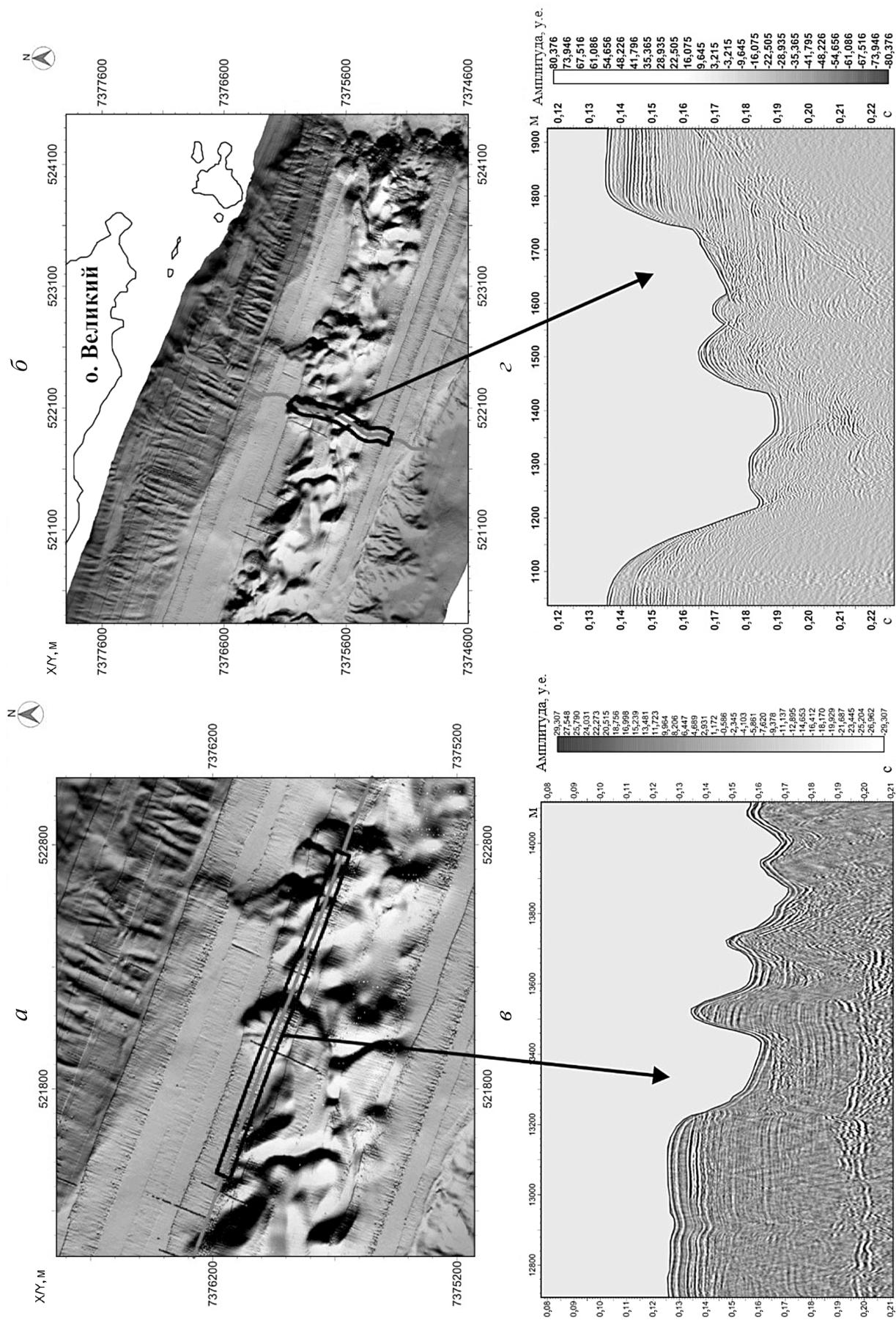


Рис. 8. Схемы рельефадна (вверху) по данным многоугольчевого эхолота и сейсмоакустические профили вдоль и поперек склона (внизу), которые проходят через крупный оползневой цирк (см. рис. 6). Положение профилей показано на схемах рельефа. Стрелки указывают на продольное и поперечное к простирианию ложбины сечение оползневого цирка на сейсмоакустических профилях

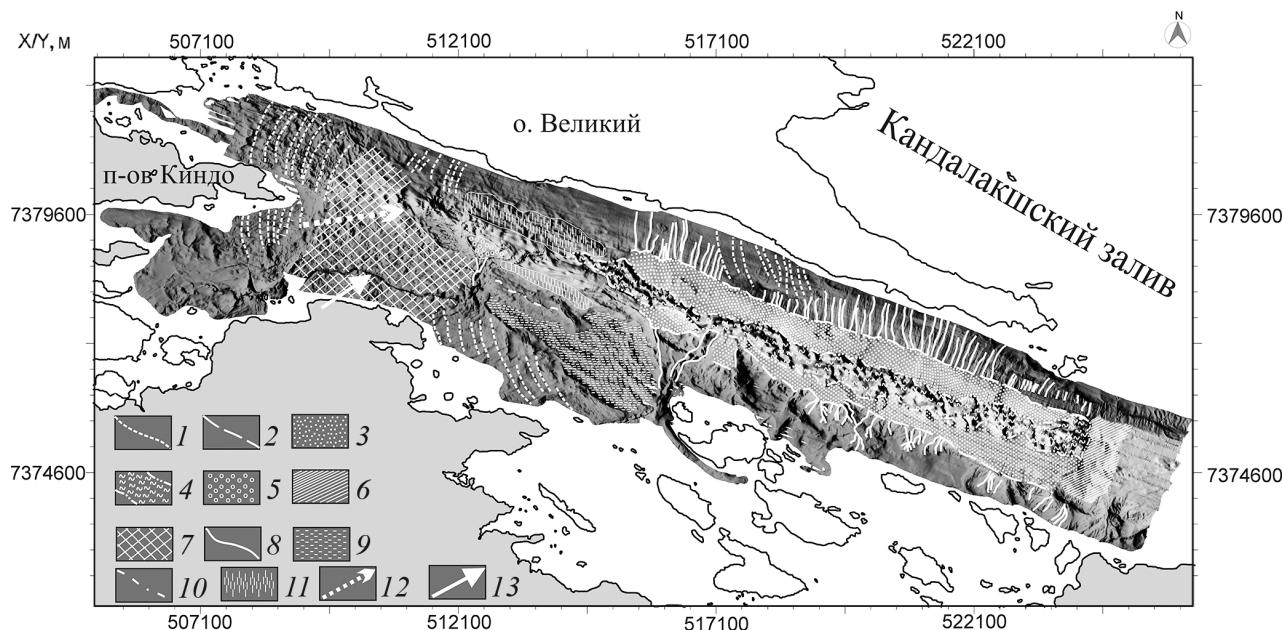


Рис. 9. Структурно-морфологическая схема пролива Великая Салма: 1 — морены де Гира в кровле ледникового комплекса; 2 — основание склона; 3 — участки с горизонтально-слоистым строением послеледниковых отложений; 4 — области распространения оползневых толщ; 5 — конус выноса (?); 6 — поперечная положительная структура; 7 — отложения ледникового комплекса, местами перекрытые надледниками слоистыми осадками разной мощности; 8 — долины на склонах; 9 — коренные отложения, местами перекрытые маломощным чехлом современных морских осадков; 10 — эрозионная ложбина (?); 11 — оползневые структуры с незначительными деформациями осадочного чехла; 12 — предполагаемое направление движения ледника; 13 — эскер

ориентированного в направлении п-ова Киндо. Расположение указывает на то, что в процессе таяния ледник отступал приблизительно в восточном направлении, в сторону современной глубоководной котловины Беломорской впадины. Не исключено, что таяние края ледника и его отступание в восточном направлении — свидетельство наличия глыбы мертвого льда в Центральном бассейне Белого моря, существование которого предполагали некоторые авторы [Невесский и др., 1977]. Ледниковые отложения залегают преимущественно в северо-восточной части пролива Великая Салма. Достоверных данных о присутствии морены в глубоководной части пролива в настоящее время нет.

Литодинамические (оползневые в широком смысле) процессы широко развиты в проливе и приурочены в основном к наклонным участкам склонов глубоководной ложбины пролива Великая Салма на всем его протяжении вплоть до поперечной структуры. Смещение осадков происходило преимущественно в два этапа и привело к формированию оползневых толщ мощностью до 40 м, редко больше [Старовойтов и др., 2018]. Первый этап гравитационных процессов предположительно был приурочен к начальному периоду опусканий дна пролива после

снятия ледниковой нагрузки и таяния ледникового покрова последнего оледенения. Оползневые толщи лежат непосредственно на кристаллическом фундаменте архейского возраста.

Причин, инициировавших гравитационные процессы, много [Prior, Coleman, 1982], но основными, вероятно, были тектонические движения и обусловленное ими увеличение углов наклона поверхности дна. Второй этап оползневых процессов связан с активизацией новейших тектонических движений, приведших к формированию современной структуры рассматриваемого региона. Во время этого заключительного этапа гравитационные процессы затронули слоистые послеледниковые отложения на отдельных участках вплоть до голоцен, в результате которых и был в основном сформирован сложный рельеф глубоководной ложбины в проливе. На аккумулятивных участках у основания склонов пролива отлагались ненарушенные слоистые отложения. Их генезис тесно связан со сносом терригенного материала по многочисленным неглубоким долинам, выделенным на прилегающих участках склонов. Проявления ледникового и литодинамического факторов происходили на фоне интенсивных тектонических опусканий на новейшем этапе развития этого региона.

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.

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

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

Кубышкина А.И., Старовойтов А.В., Токарев М.Ю. Строение осадочного чехла на модельном полигоне «Глубоководный» по данным сейсмоакустического про-

филирования // Комплексные исследования подводных ландшафтов в Белом море с применением дистанционных методов. М.: Тов-во науч. изданій КМК, 2012. С. 34–40. (Тр. Беломорской биостанции МГУ; т. 11)

Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 244 с.

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.

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

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

Xain B.E. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 360 с.

Dowdeswell J.A., Ottesen D. Submarine landform assemblage for Svalbard surge-type tidewater glaciers / Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient // Geol. Soc. Mem. Lond. 2016. Vol. 46. P. 151–154.

Flink A.E., Noormets R., Kirchner N. Annual moraine ridges in Tempelfjorden, Spitsbergen / Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient // Geol. Soc. Mem. Lond. 2016. Vol. 46. P. 75–76.

Lewis K.B. Slumping on continental slope inclined at 1°–4° // Sedimentology. 1971. Vol. 16, N ½. P. 97–110.

Prior D.B., Coleman J.M. Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on the slopes of the Mississippi delta // Marine Slides and other mass movements. N.Y.; L.: Plenum Press, 1982. P. 21–49.

Shaw J., Potter D.P. A glacial landform assemblage in Placentia Bay, Newfoundland, eastern Canada / Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient // Geol. Soc. Mem. Lond. 2016. Vol. 46. P. 139–142.

Todd B.J. De Geer moraines on German Bank, southern Scotian Shelf of Atlantic Canada / Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient // Geol. Soc. Mem. Lond. 2016. Vol. 46. P. 259–260.

Поступила в редакцию 17.02.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 27.12.2021

УДК 550:552.52(571.1)

И.А. Родькина¹, Е.С. Казак²

СВЯЗАННАЯ ВОДА В ПОРОДАХ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ДО И ПОСЛЕ ЭКСТРАКЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ

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

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

Представлены первые результаты определения содержания разных видов связанной воды гигрометрическим методом — методом изотермы адсорбции — для экстрагированных образцов пород баженовской свиты. Все полученные изотермы сорбции воды имеют хорошо выраженную S-образную форму, что позволяет определить в образцах максимально возможное количество связанной воды различного типа (моно-, поли- и капиллярной конденсации). Точки перегиба изотерм экстрагированных образцов полностью соответствуют точкам перегиба изотерм неэкстрагированных образцов. По полученным результатом возможно в дальнейшем оценить площадь удельной поверхности образцов, а затем определить коэффициент гидрофобности и параметры связанной нефтенасыщенности.

Ключевые слова: баженовская свита, изотерма адсорбции, остаточная вода, связанная вода, вода монослоиной адсорбции, вода полислоиной адсорбции, капиллярно-связанная вода.

The first results of determination of the content of different types of bound water by hygrometric method — adsorption isotherm method — for extracted rock samples of Bazhenov formation are presented. All obtained water sorption isotherms have a well-defined S-shape, which allows to determine the maximum possible amount of bound water of different types (mono-, poly- and capillary condensation) in all studied samples. The inflection points of the isotherms of the extracted samples fully correspond to the inflection points of the isotherms of the native samples. Based on the obtained results, it is possible to further estimate the specific surface area of the samples, and then determine the hydrophobicity coefficient and the parameters of the associated oil saturation.

Keywords: Bazhenov formation, adsorption isotherm, pore water, bound water, monolayer adsorption water, multilayer adsorption water, capillary-bound water.

Введение. Открытие промышленных запасов нефти в таких глинистых толщах, как баженовская свита (БС) (J_3v) Западной Сибири, ранее считавшихся покрышками, обусловило возникновение ряда методологических трудностей, связанных с необходимостью обоснования основных подсчетных параметров [Гудок и др., 2007].

Одной из главных отличительных особенностей пород БС большинство ученых считают гидрофобность (75–80%) [Дорофеева и др., 1983]. Получение количественной характеристики взаимодействия воды с плохо смачиваемой ею поверхностью имеет значение не только при уточнении основных подсчетных параметров, но и для дальнейшего развития теории происхождения нефти и механизма формирования мест ее скопления [Гудок и др., 2007].

Однако данные последних исследований показали, что породы БС содержат как свободную, так и физически и химически связанную воду [Kazak, Kazak, 2019; Казак и др., 2017]. При этом содержание остаточной поровой воды, т. е. свободной, и части связанной воды, находящейся в поровом про-

странстве породы и снижающей ее проницаемость для нефти, составляет 0,42–3,65 масс.% [Казак и др., 2017].

При этом результаты исследования водосодержания разных типов воды в породах заставляют пересмотреть представления об однозначной гидрофобности большинства образцов пород БС [Родькина и др., 2019]. Присутствие в поровом пространстве отложений БС воды различных видов (моно-, поли- и капиллярносвязанной) значительно влияет прежде всего на процесс адсорбции углеводородов, а также на их движение при вытеснении водой из пласта в процессе разработки. Таким образом, в поровом пространстве пород БС могут быть как гидрофобные, так и гидрофильные участки поверхностей минералов, что в свою очередь будет определять смачиваемость отложений БС и влиять на поведение флюидов в пласте.

Известно, что какова модель структуры поверхности твердого тела, таков и механизм взаимодействия воды с ней, т. е. такова структура воды в приповерхностном слое. Форма изотерм адсорбции

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: irina-rodkina2007@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: Kanigu@mail.ru

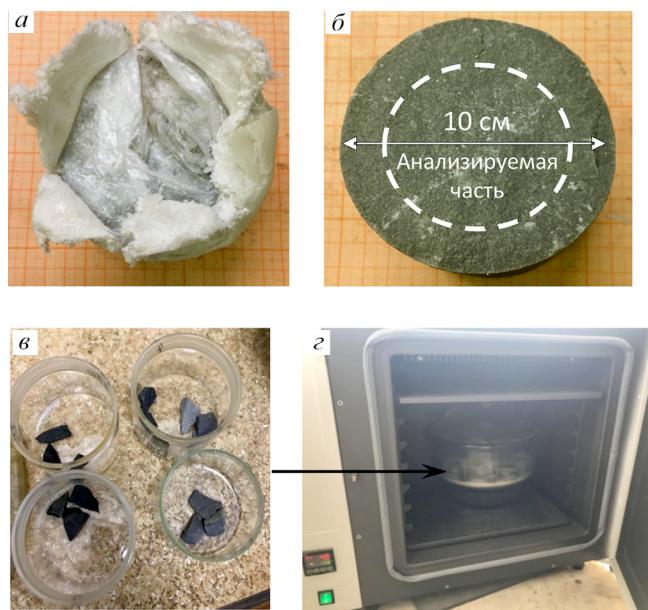


Рис. 1. Фото образцов керна БС: *а* — в процессе вскрытия парафиновой оболочки; *б* — перед отбором представительной пробы; *в* — в блюсах; *г* — в блюсах в закрытом эксикаторе, находящемся в термостате

отображает разные механизмы взаимодействия молекул воды с неоднородной по смачиваемости поверхностью [Гудок и др., 2007], соответственно, выявление адсорбционных взаимодействий пород БС с водой крайне важно и актуально.

Ранее авторами статьи были проведены экспериментальные исследования неэкстрагированных образцов БС [Родькина и др., 2019]. Однако для обоснования влияния присутствия углеводородов на процесс адсорбции воды пород БС необходимо отдельно исследовать сорбцию на образцах пород БС, подверженных экстракции. Здесь приведены результаты исследования и сравнительный анализ с неэкстрагированными образцами пород.

Материалы и методы исследований. Исследования проводились на 11 образцах пород БС, отобранных из керна скважин, расположенных в пределах Нижневартовского свода Западной Сибири. Важно, что все исследования выполнены на свежеотобранных полноразмерных образцах керна, запарафинированных сразу после вскрытия керноприемных труб (рис. 1). Кусочки породы для исследований отбирали из центральной части образца, что практически исключало использование проб, загрязненных буровым раствором. Затем часть образцов была использована для получения изотерм сорбции в неэкстрагированных образцах, другая же часть после определения водо- и нефтенасыщенности по стандартной методике была подвержена экстракции в аппарате Закса. Подробная методика и характеристика экстракции представлены в работе [Kazak, Kazak, 2020].

Построение изотерм адсорбции воды на образцах пород БС после экстракции углеводородов выполнено гигрометрическим методом, суть кото-

рого для неэкстрагированных образцов пород БС подробно описана в статье [Родькина и др., 2019].

Минеральный состав образцов определяли на неэкстрагированных образцах рентгеноструктурным анализом на современном специальном рентгеновском дифрактометре «Дрон-3М» с программным управлением хода анализа (рабочий ток 20 мА, рабочее напряжение 30 кВ, съемка проводилась с рентгеновской трубкой с Со-антикатодом). Подробное описание методики и результаты определения представлены в работе [Kazak, Kazak, 2019].

Результаты исследований и их обсуждение. Исследованная коллекция образцов пород БС по классификации sCore в целом определена как кремнисто-глинисто-карбонатная и представлена следующими литологическими типами: литотип с преобладанием кремния, кремнистый аргиллит с большим содержанием глины, смешанный кремнистый аргиллит и глинисто-кремнистый аргиллит [Kazak, Kazak, 2019; Родькина и др., 2019].

В результате экспериментов для каждого образца получена изотерма адсорбции; так как во всех экспериментах исследованы три параллельных образца, каждая изотерма построена по 33 экспериментальным точкам.

Из всего многообразия полученных изотерм ранее нами было выделено несколько групп для неэкстрагированных образцов БС. Объединение в группы сделано на основании формы полученных изотерм, минерального состава образцов и количества связанной воды каждого вида (моно-, полисорбционной и капиллярной конденсации) [Родькина и др., 2019]. Затем сравнение изотерм на образцах до и после экстракции выполнялось в зависимости от выделенных групп.

Рассмотрим изотермы, полученные на группах образцов 12 и 14, общий вид которых представлен на рис. 2, *а*. Кривые имеют ярко выраженную S-образную форму (с явно обозначенными точками перегиба (при $P/P_s = 0,15$ и 0,9). Первая точка перегиба соответствует содержанию воды мономолекулярной адсорбции от 0,30 до 0,31 масс.% в неэкстрагированных образцах и от 0,62 до 0,65 масс.% в образцах после экстракции. Вторая точка перегиба соответствует количеству воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции совместно — от 0,85 масс.% в неэкстрагированных образцах и от 1,95 до 2,08 масс.% в образцах после экстракции. Суммарное же количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации в этих образцах варьирует от 1,49 масс.% для образцов до экстракции и до 2,94 масс.% после нее.

Содержание свободной воды в этих породах также достаточно близкое — от 0,59 до 0,62 масс.% [Kazak, Kazak, 2019]. В минеральном составе обнаружено некоторое сходство — во всех этих образцах присутствует кварц в большом количестве (от 75 до 83 масс.%), а также гидрослюды, смешанослойные минералы, плагиоклаз и пирит (от 4 до 6 масс.%).

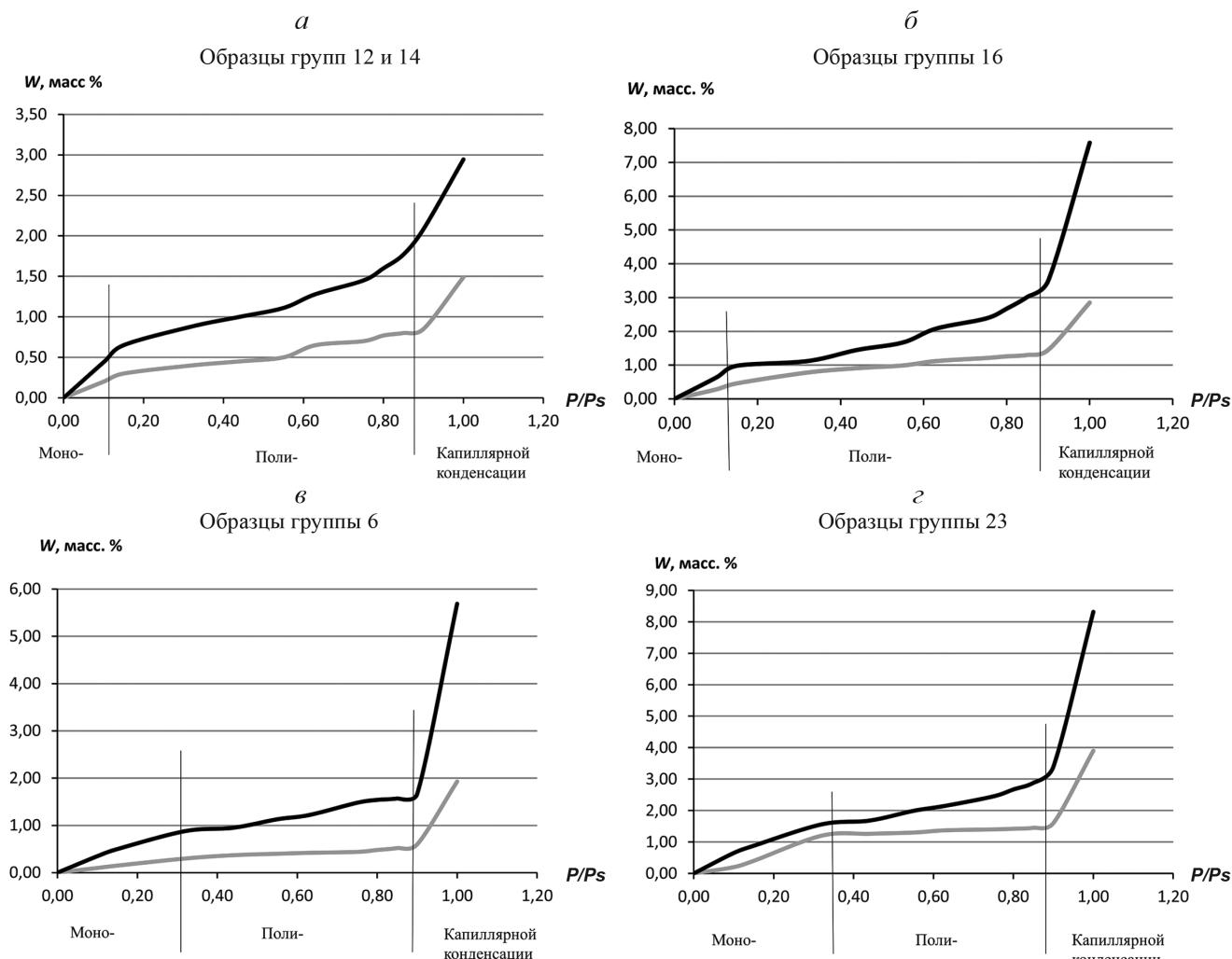


Рис. 2. Общий вид изотермы сорбции паров воды для групп образцов пород баженовской свиты: *а* — группы 12, 14; *б* — группа 16; *в* — группа 6; *г* — группа 23 (черные линии — изотермы сорбции на экстрагированных образцах, серые линии — на природных; вертикальными линиями обозначены зоны мономолекулярной (моно-) адсорбции, полимолекулярной (поли-) адсорбции и капиллярной конденсации)

Количество органического вещества (ОВ) в образцах до экстракции колеблется от 10 до 11 масс.% [Kazak, Kazak, 2019].

Обращает на себя внимание то, что изотермы сорбции имеют схожие форму и количественное содержание различных видов связанной воды в образцах до и после экстракции. Однако после экстракции углеводородов количество связанной воды всех типов в образцах возрастает в 2 раза.

Следующую группу составляют изотермы, полученные на группе образцов 16 (рис. 2, *б*). Полученные изотермы также имеют ярко выраженную S-образную форму с явно обозначенными точками перегиба (при $P/P_s=0,15$ и $0,9$). Содержание воды мономолекулярной адсорбции в этих образцах составляет от 0,46 масс.% для неэкстрагированных образцов до 0,98 масс.% для образцов после экстракции. Суммарное количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции варьирует от 1,45 масс.% для неэкстрагированных образцов до 3,50 масс.% для образцов после экстракции. Общее же количество воды моно-, поли- и капиллярной кон-

денсации в этих образцах изменяется от 2,85 масс.% для неэкстрагированных образцов до 7,58 масс.% для образцов после экстракции.

Количество свободной воды в этих образцах составляет ~1,35 масс.% [Kazak, Kazak, 2019]. В минеральном составе также есть значительные отличия: количество кварца невелико (22—32 масс.%), присутствуют гидрослюды, смешанослойные минералы, плагиоклаз присутствует в большем количестве, чем в первой группе (обр. 5 и 6), отмечен пирит, а также появляются хлориты (5—7 масс.%), каолинит и кальцит (2—4 масс.%).

Отметим, что в этой группе образцов количество связанной воды в образцах после экстракции углеводородов возрастает более чем в 2 раза, хотя количество ОВ в неэкстрагированной породе невелико и составляет всего 2,45 масс.% [Kazak, Kazak, 2019].

На рис. 2, *в* приведены графики сорбции воды на группе образцов 6. Полученные изотермы неэкстрагированных образцов не имеют ярко выраженной S-образной формы, первая точка перегиба определяется лишь математически и соответствует

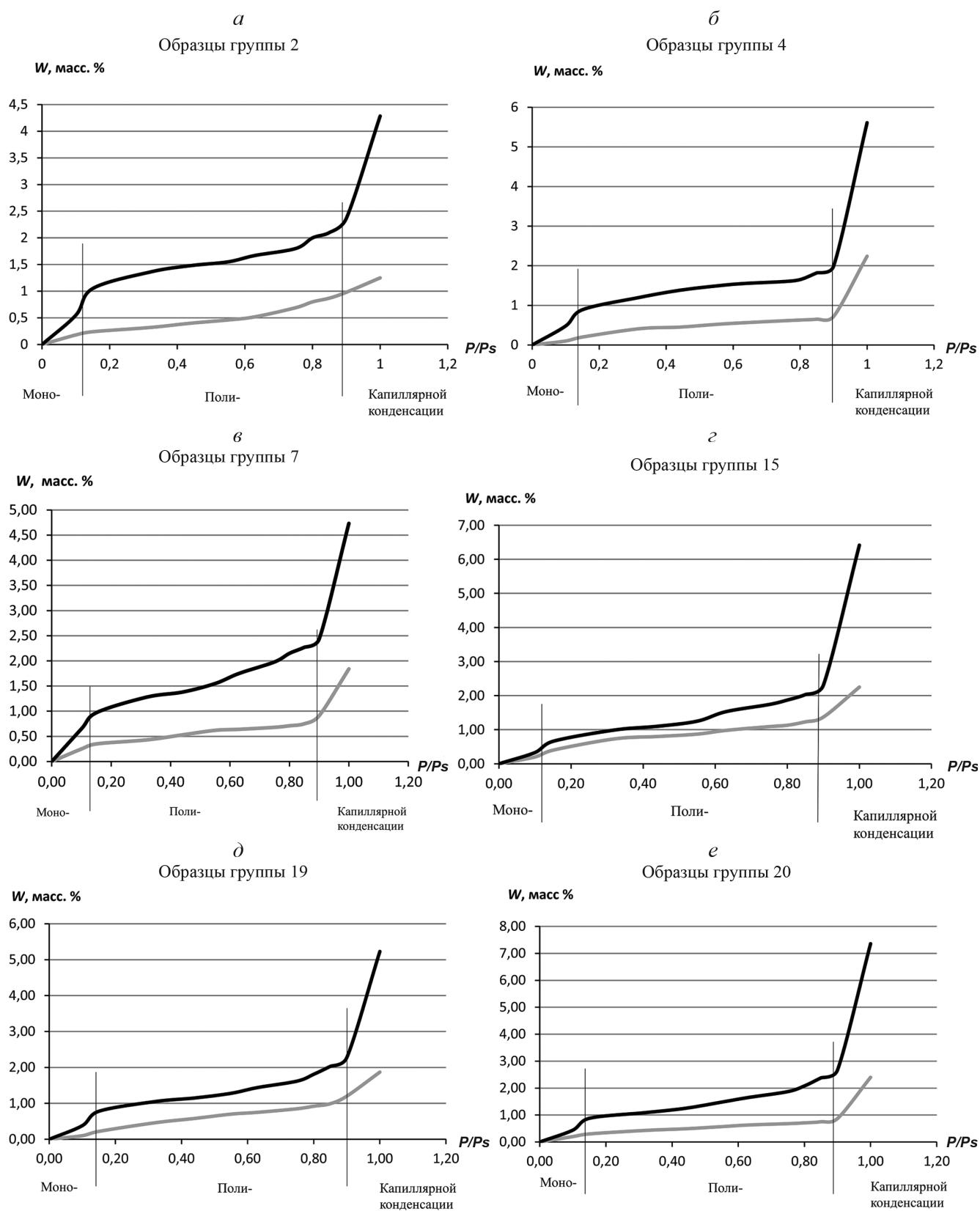


Рис. 3. Общий вид изотермы сорбции паров воды для групп образцов пород баженовской свиты: а — группа 2; б — группа 4; в — группа 7; г — группа 15; д — группа 19; е — группа 20 (черные линии — изотермы сорбции на экстрагированных образцах, серые — на природных; вертикальными линиями обозначены зоны мономолекулярной адсорбции, полимолекулярной адсорбции и капиллярной конденсации)

$P/P_s=0,32$, вторая же точка отчетливо видна на графиках при $P/P_s=0,9$; тогда как в образцах после экстракции на графиках хорошо видны обе точки перегиба, которые также соответствуют $P/P_s=0,32$ и $P/P_s=0,9$ соответственно. Содержание воды мономолекулярной адсорбции в этих образцах составляет 0,30 масс.% для неэкстрагированных образцов и 0,88 масс.% для образцов после экстракции. Вода полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции присутствует суммарно в количестве 0,60 масс.% в неэкстрагированных образцах и 1,67 масс.% в экстрагированных образцах. Суммарное же количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации в этих образцах составляет 1,93 и 5,69 масс.% соответственно, т. е. возрастает после экстракции более чем в 2,5 раза.

Количество свободной воды в этих образцах составляет не более 0,25 масс.% [Kazak, Kazak, 2019]. В минеральном составе эти породы достаточно близки: содержание кварца составляет 69 и 59 масс.%, гидрослюд — 8 и 10 масс.%, в значительном количестве в образце 5 отмечены гётит (4 масс.%) и пирит (9 масс.%), а в образце 6 — гётит (7 масс.%), пирит же отсутствует, ОВ содержится в количестве 13 масс.% [Kazak, Kazak, 2019].

Ранее нами были выделены образцы с наименьшим и наибольшим количеством адсорбированной воды [Родькина и др., 2019]. К сожалению, образцы с наименьшим количеством влаги после экстракции не сохранились, однако образцы с наибольшим количеством связанной воды использованы для экспериментов по сорбции и выделению связанной воды различных групп.

Образец 23 как до, так и после экстракции углеводородов отличается максимальными значениями влажностных характеристик (рис. 2, 2). Изотермы сорбции также имеют S-образный вид, первая точка перегиба наблюдается ближе к $P/P_s=0,32$. Содержание воды мономолекулярной адсорбции в образцах ненарушенного сложения составляет 1,2 масс.%, а в образцах после экстракции — 1,56 масс.%, количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно варьирует от 1,6 масс.% в неэкстрагированных образцах до 3,39 масс.% в экстрагированных. Суммарное же количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации в образцах до экстракции практически достигает 4 масс.%, тогда как в экстрагированных образцах оно почти в 2 раза больше (7,3 масс.%).

Количество свободной воды в этих образцах также выше, чем во всех остальных образцах, и составляет 1,87 масс.% [Kazak, Kazak, 2019]. Минеральный состав этого образца принципиально не отличается от такового для группы образцов 16, содержание ОВ в нем составляет 6 масс.% [Kazak, Kazak, 2019].

Данные, полученные для остальных образцов пород, не представляется возможным как-либо систематизировать, но отметим, что все полученные изотермы имеют выраженную S-образную форму,

первая точка перегиба наблюдается в диапазоне P/P_s от 0,15 до 0,23 и определяется или по графику, или математически, вторая точка перегиба практически для всех образцов ярко выражена и фиксируется при $P/P_s=0,9$.

На рис. 3, а приведены изотермы сорбции воды для группы образцов 2, содержание воды мономолекулярной адсорбции содержится в этих образцах составляет 0,24 масс.% для неэкстрагированных образцов и 1,05 масс.% для образцов после экстракции; воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно от 0,98 масс.% (определяется математически) до 2,36 масс.% соответственно (четко видно на графиках). Суммарное же количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации в этих образцах составляет 1,25 масс.% для неэкстрагированных образцов и 4,28 масс.% после экстракции. По приведенным данным эта изотерма близка к изотермам, полученным на образцах из групп образцов 5 и 6, однако суммарное количество воды в образцах после экстракции тут значительно выше, оно превышает таковое в неэкстрагированных образцах почти в 4 раза.

Однако свободная вода в этих образцах не обнаружена. В минеральном составе присутствует большое количество кварца (26 масс.%), глинистых минералов (24 масс.%) и пирита (14 масс.%). Содержание ОВ в образцах ненарушенного сложения тут также выше и составляет более 15 масс.% [Kazak, Kazak, 2019].

Содержание воды мономолекулярной адсорбции в группе образцов 4 до экстракции (рис. 3, б) составляет 0,20 масс.%, в образцах после экстракции — 0,89 масс.%. Количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно определяется по графикам и составляет 0,72 и 1,99 масс.% соответственно. Суммарное же количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации в этих образцах равно 2,24 масс.% для неэкстрагированных образцов и 5,61 масс.% для образцов после экстракции.

В минеральном составе преобладает кварц (78 масс.%), содержатся глинистые минералы (17 масс.%) и пирит (5 масс.%), количество ОВ в образцах значительно превышает таковое во всех остальных группах и составляет около 28 масс.% [Kazak, Kazak, 2019].

Содержание воды мономолекулярной адсорбции в образце 7 (рис. 3, в) составляет 0,35 и 0,97 масс.% соответственно, количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно — 0,91 масс.% для неэкстрагированных образцов и 2,43 масс.% для образцов после экстракции. Суммарное количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации достигает 1,84 и 4,73 масс.%.

Свободная вода в образце 7 содержится в количестве 0,47 масс.%. В минеральном составе преобладает кварц (37 масс.%), присутствуют гидрослюды (25 масс.%) и смешанослойные минералы

(11 масс.%), количество ОВ невелико и составляет около 3 масс.% [Kazak, Kazak, 2019].

Содержание воды мономолекулярной адсорбции в группе образцов 15 до экстракции составляло 0,40 масс.% и определялось математически (рис. 3, *г*), в образце после экстракции — 0,66 масс.%. Количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно равно 1,37 и 2,30 масс.% соответственно, а суммарное количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации — 2,25 и 6,42 масс.%.

В группе образцов 15 свободной воды содержиться 0,99 масс.% [Kazak, Kazak, 2019]. В минеральном составе преобладают кварц (49 масс.%) и плагиоклаз (14 масс. %); гидрослюды, смектиты, смешанослойные и каолинит составляют суммарно 28 масс.%, количество ОВ — около 8 масс.% [Kazak, Kazak, 2019].

Содержание воды мономолекулярной адсорбции в группе образцов 19 равно 0,22 масс.% до экстракции и 0,78 масс.% после экстракции углеводородов (рис. 3, *д*). Количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно определялось математически для неэкстрагированных образцов (1,20 масс. %); и по графикам для образцов после экстракции (2,27 масс. %). Суммарное количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации составило 1,87 и 5,23 масс.% соответственно.

Содержание свободной воды в образцах соответствует 1,00 масс.% [Kazak, Kazak, 2019]. В образце содержится кварц (28 масс. %), присутствуют плагиоклаз (18 масс. %), кальцит (15 масс. %), полевые шпаты (10 масс. %). Количество гидрослюд, смешанослойных, хлоритов и каолинита составляет 22 масс.%, ОВ содержится в небольшом количестве (~3 масс.%) [Kazak, Kazak, 2019].

В группе образцов 20 количество воды мономолекулярной адсорбции равно 0,30 масс.% для неэкстрагированных образцов (определяется математически) и 0,88 масс.% для экстрагированных (рис. 3, *е*). Количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции — 0,87 и 2,67 масс.% соответственно, суммарное количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации — 2,40 и 7,36 масс.%.

Свободной воды содержится 0,96 масс.%. В образцах выявлены (масс.%) кварц (53), гидрослюды, смешанослойные и хлориты (16); в составе присутствуют плагиоклаз (до 10), полевые шпаты (9) и пирит (9) [Kazak, Kazak, 2019].

Совпадение форм адсорбционных кривых и особенно совпадение точек перегиба для экстрагированных и неэкстрагированных образцов пород свидетельствует о том, что механизм адсорбции для указанных поверхностей одинаков и что различия между ними состоят только в количестве адсорбированной воды: последней больше в случае экстрагированного образца в соответствии с большим количеством гидрофильных участков поверхности. Анализ полученных кривых подтверждает, что по мере увеличения влажности структура адсорбирован-

ванной воды меняется: мономолекулярный слой сменяется полимолекулярным, образующимся за счет сил притяжения, исходящих от поверхности породы и от внешнего слоя адсорбированных ранее диполей воды.

Так как количество воды в этой тонкой жидкой пленке, состоящей из моно- и полимолекулярных слоев, обусловлено поверхностными силами породы, ее следует отнести к физически связанный или прочносвязанной воде. Относительная влажность, при которой образуется прочносвязанная вода, равна $P/P_s \approx 0,58$ [Гудок и др., 2007]. По мере увеличения указанной влажности влияние поверхности значительно уменьшается. В этой области изменение величины P/P_s изотермы адсорбции начинает резко подниматься вверх, что свидетельствует о появлении нового механизма накопления воды в пустотном пространстве — наступлении процесса капиллярной конденсации. Резкой границы между этими механизмами не существует: в какой-то момент ($P/P_s \approx 0,90$) один механизм взаимодействия полностью начинает преобладать [Гудок и др., 2007].

При накоплении в образце критического объема воды происходит нарушение первоначальной структуры скелета. Опытно показано, что момент расслоения глинистого коллектора под действием расклинивающего давления тонких пленок воды всегда выше $P/P_s = 0,71$, т. е. указанное значение относительной влажности можно считать критическим, при котором еще существует первоначальная структура скелета породы. Итак, зафиксированное при $P/P_s = 0,71$ количество адсорбированной воды соответствует значению величины неснижающейся водонасыщенности, используемой при оценке начальной нефтенасыщенности [Гудок и др., 2007]. Таким образом, значение влажности величины неснижающейся водонасыщенности для исследуемых образцов изменяется от 0,4 до 1,40 масс.% (наиболее распространенное значение 0,69 масс.%).

Кроме того, заметно, что количество гидрофильных участков резко возросло на экстрагированных образцах по сравнению с природными (рис. 4). На рис. 4 представлена фотография экстрагированного образца после эксперимента по сорбции; видно, что образец весь покрыт конденсатом, тогда как природные образцы выглядели абсолютно сухими.

Также авторами статьи получены корреляционные зависимости между значениями коэффициента нефтенасыщенности ($K_{\text{нефт}}$) и водонасыщенности ($K_{\text{вод}}$) и количеством воды, адсорбированным при $P/P_s = 1,00$ (с так называемой максимальной гигроскопичностью, МГ, масс. %), коэффициент корреляции 0,74 (рис. 5). Считается, что максимальная гигроскопичность складывается из трех категорий воды — прочносвязанной, рыхло связанный и свободной — и образована двумя различными процессами — адсорбцией и конденсацией [Гудок и др., 2007].

Заключение. В результате исследований впервые получены изотермы адсорбции воды для об-

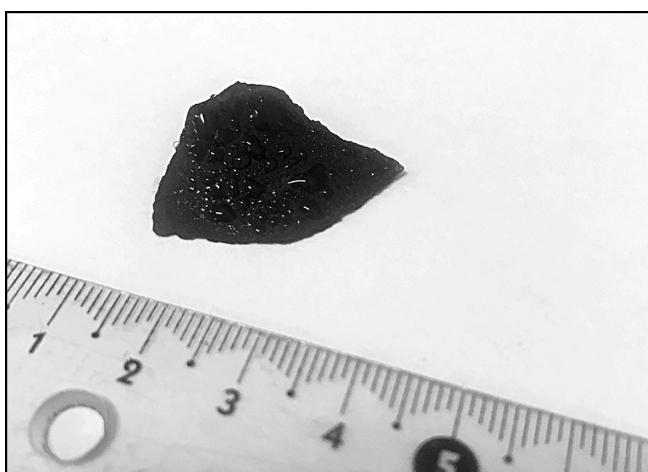


Рис. 4. Фото образца экстрагированных пород БС после эксперимента по сорбции

разцов пород БС после экстракции углеводородов в аппарате Закса (рис. 2, 3). Все изотермы имеют хорошо выраженную S-образную форму, что легко (по точкам перегиба) позволяет определить максимально возможное количество связанной воды различных типов — моно-, поли- и капиллярной конденсации. Количество мономолекулярно связанной воды в образцах после экстракции возросло по отношению к образцам до экстракции приблизительно в 2 раза и

составило от 0,5 до 1,0 масс.%; количество моно- и полимолекулярной воды совместно также увеличилось приблизительно в 2 раза (от 2 до 3,5 масс.%); тогда как количество воды моно-, поли- и молекулярной конденсации возросло в 3–4 раза и составило 3–8 масс.%.

По форме изотерм сорбции и количеству связанной воды ранее удалось объединить часть образцов в 4 группы [Родькина и др., 2019]; эти же группы на этих же образцах можно выделить и после экстракции углеводородов.

Для образцов после экстракции можно отметить возрастание показателя смачиваемости горной породы, т. е. увеличение гидрофильных участков по отношению к гидрофобным.

Установлены прямые зависимости между количественным содержанием всей связанной воды или максимальной гигроскопичности в экстрагированных образцах и значениями коэффициентов водо- и нефтенасыщенности.

Полученные новые данные могут стать основой для получения коэффициентов гидрофильности пород БС и определения объемов связанный нефтенасыщенности.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 17-77-20120).

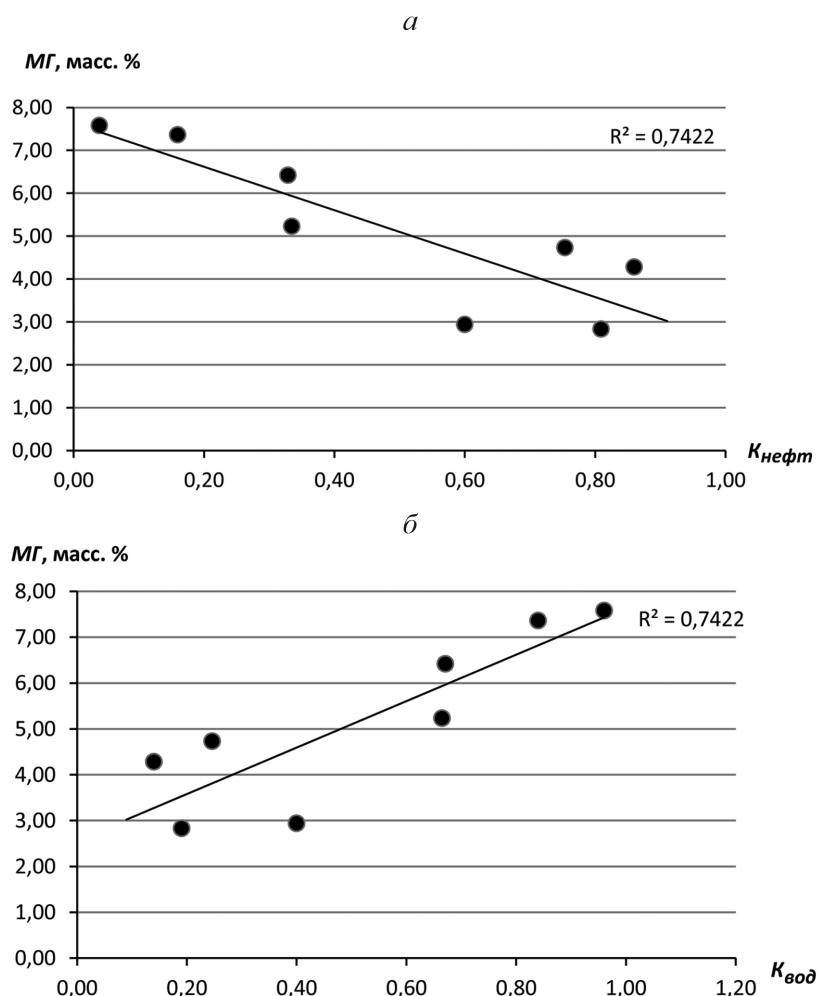


Рис. 5. Зависимость значений коэффициента нефтенасыщенности (а) и водонасыщенности и максимальной гигроскопичности (б) экстрагированных пород БС

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гудок Н.С., Богданович Н.Н., Мартынов В.Г. Определение физических свойств нефтесодержащих пород. М.: Недра, 2007. 616 с.

Дорофеева Т.В., Краснов С.Г., Лебедев В.А., Петрова Г.В. Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири. М.: Недра, 1983. 131 с.

Казак Е.С., Богданович Н.Н., Казак А.В. и др. Оценка содержания остаточной поровой воды и анализ состава водных вытяжек пород баженовской свиты Западной Сибири // Нефтяное хоз-во. 2017. Т. 4. С. 48–52.

Родькина И.А., Казак Е.С. Количественное определение связанной воды в породах баженовской свиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 4. С. 34–45.

Kazak E.S., Kazak A.V. A novel laboratory method for reliable water content determination of shale reservoir rocks // J. Petrol. Sci. and Engineering. 2019. Т. 106301.

Kazak E.S., Kazak A.V. Experimental features of cation exchange capacity determination in organic-rich mudstones // J. Natural Gas Sci. and Engineering. 2020. Т. 83, Р. 1–17.

Поступила в редакцию 29.01.2021

Поступила с доработки 25.04.2021

Принята к публикации 27.12.2021

УДК 556.3; 550.46; 550.424.6

Е.П. Каюкова¹, Е.А. Филимонова²

КАЧЕСТВО ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ГОРНОГО КРЫМА (ДОЛИНА Р. БОДРАК)

Санкт-Петербургский государственный университет,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

St. Petersburg State University, 199034, St. Petersburg, Universitetskaya Embankment, 7/9
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Рассмотрено качество пресных подземных вод в предгорьях Крыма, в том числе используемых для водоснабжения Крымской базы Санкт-Петербургского государственного университета и Крымского учебно-научного центра имени проф. А.А. Богданова МГУ имени М.В. Ломоносова. Представлены результаты многолетнего мониторинга химического состава пресных вод, используемых в питьевых целях, и выявлены приоритетные загрязнители. Проведено гидрохимическое моделирование для расчета миграционных форм химических элементов и последующей оценки их токсичности. Изучаемая территория находится в области активного водообмена, поэтому в подземных водах многие химические элементы содержатся в концентрации ниже уровня биологически значимых.

Ключевые слова: качество питьевых вод, Горный Крым, нитратное загрязнение, миграционные формы.

The quality of fresh groundwater in the foothills of the Crimea, including that used for the water supply of the Crimean base of St. Petersburg State University and the Crimean educational and scientific center of Lomonosov Moscow State University, is considered. The results of long-term monitoring of the chemical composition of fresh water used for drinking purposes are presented and priority pollutants are identified. Hydrochemical modeling was carried out to calculate transport forms of chemical elements and subsequent assessment of their toxicity. The study area is located in the area of active water exchange, so in the groundwater most of the chemical elements are contained in concentrations below the level of biologically significant.

Keywords: quality of drinking water, Mountainous Crimea, nitrate pollution, transport forms.

Введение. В настоящее время, когда Крымский полуостров испытывает серьезные проблемы с количеством водных ресурсов, на качество воды обращают меньше внимания, тем не менее это важный вопрос, связанный непосредственно со здоровьем людей.

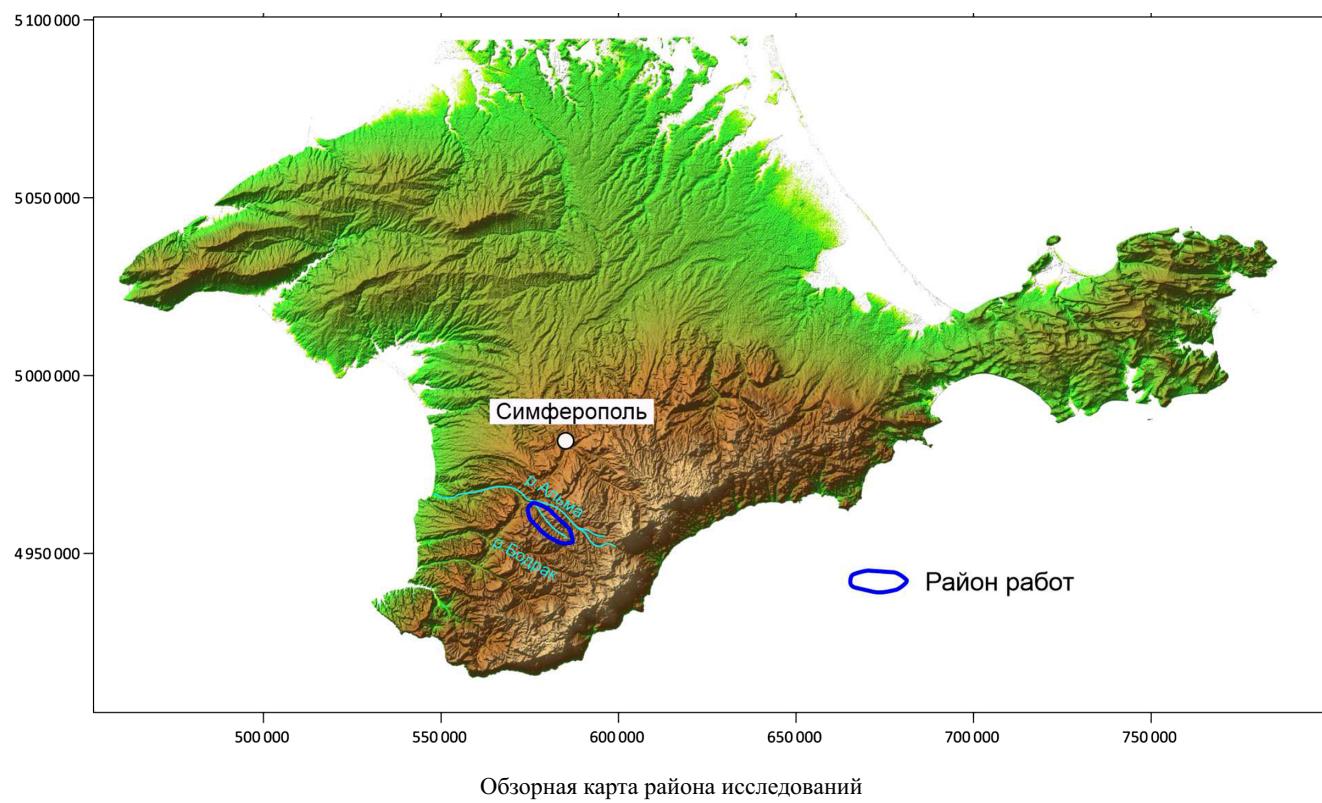
В Крыму для хозяйствственно-питьевого водоснабжения используются подземные воды и/или родниковый сток, при дефиците подземных вод дополнительным источником служат поверхностные воды. Централизованные водозаборы обычно представлены приречным типом, как, например, водозаборы д. Трудолюбовка и пос. Скалистое. Подземные воды в исследуемом районе характеризуются невысокой антропогенной нагрузкой, которая связана главным образом с сельскохозяйственной деятельностью и отсутствием канализации. Река Бодрак зарегулирована, более десяти ставков (прудов) накапливают паводковые воды, которые отчасти нарушают гидрологический и гидрогеологический режимы территории, однако позволяют решать водохозяйственные проблемы в засушливые периоды.

Обычно летом на территории бассейна р. Бодрак возникают проблемы, связанные как с количеством, так и с качеством питьевых и хозяйственных вод. Существующее централизованное водоснабжение часто не способно удовлетворить потребности населения, вынуждая людей пользоваться собственными колодцами и скважинами или использовать родниковую воду, при этом качество воды часто не отвечает санитарным нормам.

При оценке качества питьевых вод в Российской Федерации опираются на СанПиН 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания», в котором представлены значения предельно-допустимой концентрации (ПДК) для ряда компонентов. В то же время существуют публикации, в которых показано отрицательное влияние на здоровье человека не только высокой, но и низкой концентрации ряда элементов питьевых вод, т. е. важен сбалансированный набор макро- и микрокомпонентов в составе питьевых вод. В последние десятилетия появилось такое понятие, как

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, кафедра гидрогеологии, доцент; e-mail: er-pkayu@gmail.com;

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, доцент; e-mail: ea.filimonova@yandex.ru



Обзорная карта района исследований

«физиологическая полноценность воды», которую в настоящее время оценивают исходя из СанПиН 2.1.4.1116-02 «Вода питьевая. Гигиенические требования к качеству воды расфасованной в емкости». В этом документе для ряда компонентов введено понятие «минимально допустимая концентрация».

Первые публикации, связанные с вопросами физиологической полноценности воды, используемой в питьевых целях, представлены сотрудниками кафедры гидрогеологии СПбГУ еще в 1990-х гг. Эти вопросы освещены в работах А.Н. Воронова, А.А. Шварца, М.В. Барвиш и др. [Воронов, Шварц, 1994, 1995; Шварц, 2018]. Термин «биологически значимая концентрация» (БЗК) элементов в питьевых водах предложен М.В. Барвиш и А.А. Шварцем [Барвиш, Шварц, 2000], это такая концентрация, при которой поступление элемента в организм человека с водой может сказываться на общем микроэлементном балансе человека, при этом за нижний предел (НПБЗК) принимается величина, при которой поступление элемента в организм с питьевой водой составляет 5% от общего среднестатистического поступления, при этом ежесуточное потребление питьевой воды принято равным 2 л [Шварц, 2018; Барвиш, Шварц, 2000]. Этим проблемам посвящены публикации и других авторов [Рахманин, Михайлова, 2018].

Большое значение при исследовании химического состава и оценке качества питьевых вод имеет изучение миграционных форм химических элементов, поскольку разные формы миграции одного и того же элемента могут оказывать разное воздействие на организм человека вследствие их

различной токсичности. Этим вопросам посвящены работы [Линник и др., 2007; Крайнов и др., 2004].

Для Крыма экологическое состояние водных ресурсов всегда имело большое значение, качество подземных и поверхностных вод хорошо изучено в восточной части Бахчисарайского района [Семенова, 1997; Шумигина и др., 2006; Каюкова и Чарыкова, 2010; Каюкова, 2017; Каюкова и др., 2020]. Мониторинг природных вод Горного Крыма проводится с 1998 г. по настоящее время исключительно в летний период, что связано с проведением учебных геологических практик студентов СПбГУ и МГУ имени М.В. Ломоносова.

На природные особенности вод в пределах населенных пунктов (повышенная жесткость воды, плохая защищенность водоносных горизонтов) накладывается антропогенное загрязнение, главным образом нитратное. При этом устойчивое нитратное загрязнение характерно преимущественно для воды колодцев в населенных пунктах (пос. Скалистое, Прохладное, д. Трудолюбовка). Сравнение ПДК химических элементов в воде водных объектов хозяйствственно-питьевого и культурно-бытового использования с их средним содержанием в водах изучаемого района показывает, что для ряда элементов значения ПДК достаточно высоки и не могут служить характеристикой некоторых гидрохимических аномалий

Район исследований. Исследования проводились в среднем течении бассейна р. Бодрак в пределах Качинского антиклиниория Горного Крыма (рисунок). В геологическом строении территории выделяются два структурных этажа: нижний и верхний. Нижний этаж включает сильнодислоци-

рованые флишевые отложения таврической серии (T_3-J_1tv), тектонически раздробленные флишиоиды эскиординской серии (T_3-J_1es) и вулканогенно-осадочный комплекс (J_2b). Верхний структурный этаж представляет собой пологую моноклиналь, падающую на северо-запад под углами $8\text{--}12^\circ$ и сложенную терригенно-карбонатными отложениями мелового и палеогенового возраста [Каюкова, Котова, 2017].

Гидрогеологическая стратификация исследуемого района представлена следующими водоносными и водоупорными подразделениями [Каюкова, Филимонова, 2020]:

- четвертичный водоносный горизонт;
- среднеэоценовый водоносный горизонт;
- верхнепалеоценово-нижнеэоценовый водоупорный горизонт;
- датско-инкерманский водоносный комплекс;
- верхнесантонско-верхнемаастрихтский преимущественный водоупор;
- верхнетуронско-коньякский водоносный горизонт;
- нижненоманско-нижнетуронский водоупорный горизонт;
- верхнеальбско-нижненоманский водоносный горизонт;
- верхнеальбский водоупорный горизонт;
- верхнебарремско-аптский водоупорный горизонт;
- валанжин-нижнебарремский водоносный горизонт;
- водоносная зона вулканогенно-осадочной толщи;
- байосский региональный водоупорный горизонт;
- верхнетриасово-нижнеюрский региональный водоупорный горизонт.

Питание грунтовых вод в бассейне р. Бодрак осуществляется по всей площади бассейна главным образом за счет атмосферных осадков (около 600 мм/год), конденсации влаги в зоне аэрации, поверхностного стока и отчасти за счет транзитных подземных вод.

Методы исследований. Концентрацию макрокомпонентов Cl^- , HCO_3^- , Ca^{2+} и жесткость определяли объемным (титриметрическим) методом в лаборатории Крымской базы СПбГУ в д. Трудолюбовка. Сульфаты определяли весовым методом путем осаждения в кислой среде хлористого бария в виде сернокислого бария в лаборатории кафедры гидрогеологии СПбГУ. Удельную электропроводность (УЭП) и pH воды определяли непосредственно в полевых условиях приборами фирмы HANNA.

Содержание микрокомпонентов в природных водах (более 20 элементов) и макрокатионов (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+}) измеряли методами ICP ES (атомно-эмиссионный спектрометр ICAP61E) и ICP MS (масс-спектрометр Agilent 7500) в лаборатории ГУП «Водоканал» Санкт-Петербурга и в лаборатории Всесоюзного научно-исследовательского геологического института имени А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Предварительно образцы консервировали азотной кислотой (2%). Пределы обнаружения (мг/л) для

катионов Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} — 0,001; 0,005; 0,005; 0,0001 соответственно.

Концентрацию нитратов определяли электрохимическим методом на портативном иономере И-500 с помощью ионоселективного электрода (предел допустимой относительной погрешности измерения концентрации — 2 ед. рХ).

Гидрохимическое моделирование выполнено с использованием программного комплекса PHREEQC Interactive 2.15.0 [Parkhurst, Appelo, 1999], разработанного для моделирования равновесных процессов массопереноса и процесса растворения. Программа использована для расчета миграционных форм растворенных в воде химических элементов.

Результаты исследований и их обсуждение.

Качество вод центрального водоснабжения. Крымское предгорье не является территорией с серьезными водными проблемами по сравнению с некоторыми другими районами Крыма, однако на фоне глобальных климатических изменений дефицит хозяйствственно-питьевых вод ощущается и здесь, что в свою очередь отражается и на качественном составе используемых хозяйствственно-питьевых вод.

Ресурсы хозяйствственно-питьевых вод формируются за счет естественного речного стока и подземных вод, имеющих метеогенную природу (это главным образом более легкие зимне-весенние атмосферные осадки) [Каюкова, 2016]. Учебно-научная база Санкт-Петербургского государственного университета, расположенная практически в центре д. Трудолюбовка, снабжается водой за счет централизованного водоснабжения деревни. Население пос. Прохладное (в том числе база РГГРУ имени Серго Орджоникидзе (МГРИ)) получают воду из водозабора, расположенного на территории Московского оврага (источник Вербочки).

База МГУ имени М.В. Ломоносова — Крымский учебно-научный центр имени проф. А.А. Богданова (КУНЦ) в настоящее время обеспечивается за счет родникового стока из верхнеальбских песчаников в пос. Прохладное. Источник Вербочки служит дополнительным источником воды в засушливые периоды. Первоначально планировали обеспечивать базу Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова водой из верхнеальбских песчаников мангушской свиты. Симферопольскими специалистами были пробурены две скважины в верховье оврага Мендер, однако скважины оказались безводными. Поэтому одновременно с сооружением базы МГУ имени М.В. Ломоносова была перехвачена вода Верхнего фонтана пос. Прохладное, построена насосная станция и проложена водопроводная труба к будущей базе (бурение на воду на территории базы МГРИ также не принесло ожидаемого результата) [Найдин, 1997]. Позже база МГУ снабжалась за счет месторождения Вербочки. В настоящее время основной расход поступает из водозаборного узла, расположенного в пос. Прохладное и оборудованного на родниковой сток из верхнеальбских пес-

чаников. В многоводные периоды дебит достигает 50–60 м³/сут, в маловодные периоды снижается до 10–20 м³/сут и меньше. Летом 2020 г. дебит родника составил всего 2 м³/сут. По результатам анализов, выполненных в ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в Республике Крым и г. Севастополе» в 2014–2020 гг., подземные воды пресные (сухой остаток 497–501 мг/дм³), характеризуются окончательной реакцией среды (рН 7–7,6), содержание хлоридов составляет 35–37,8 мг/дм³ (при ПДК 350 мг/дм³), сульфатов — 41,6–62 мг/дм³ (при ПДК 500 мг/дм³). Органолептические и санитарно-бактериологические показатели качества подземных вод соответствуют требованиям СанПиН 1.2.3685-21. Концентрация аммиака составляет 0,08 мг/дм³ (при ПДК 1,5 мг/дм³); нитритов — 0,003 мг/дм³ (при ПДК 3 мг/дм³); нитратов — 25,69 мг/дм³ (при ПДК 45 мг/дм³). Таким образом, состав подземных вод из верхнеальбских песчаников, используемых для водоснабжения КУНЦ, по измеренным показателям соответствует требованиям СанПиН 1.2.3685-21.

Наиболее подробно изучен водозабор д. Трудолюбовка, расположенный на правом берегу р. Бодрак почти в центре деревни. В настоящее время, как и другие объекты водоснабжения и водоотведения в бассейне р. Бодрак, этот водозабор передан в государственную собственность и обслуживается Бахчисарайским филиалом ГУП РК «Вода Крыма». Трудолюбовка входит в состав Скалистовского сельского поселения, здесь около 180 дворов, в которых проживают более 500 человек взрослого населения. В летний сезон на базе Санкт-Петербургского государственного университета 50–100 студентов проходят геологическую полевую практику.

Трудолюбовский водозабор обеспечивается водой за счет подруслового потока р. Бодрак, родникового стока и дренажной системы Ленинградского оврага. Родник называется Эмиров источник и расположен непосредственно рядом с водозаборным узлом (ВЗУ) в левом берегу р. Бодрак. Минимальный расход родника в различные годы составлял от 130 до 150 м³/сут. В табл. 1 показан мониторинг дебита Эмирова источника, хорошо видна связь расхода с количеством атмосферных осадков. Вода пресная гидрокарбонатно-кальциевая, щелочная, от умеренно жесткой до жесткой:

$$M(0,5 - 0,7) \frac{HCO_3(71 - 93)}{Ca(74 - 75)} pH(6 - 7).$$

Таблица 1

Величины дебита Эмирова источника и атмосферных осадков*, выпавших в период с сентября по апрель

Год опробования	2002	2005	2010	2017	2020
Дебит источника, м ³ /сут	144	147	126	200	75
Эффективные осадки, мм (сентябрь–апрель)	263	282	294	355	205

* Для расчетов использованы осадки по метеостанции г. Симферополя [gr5.ru, 1.10.2020].

Количество родникового стока, поступающего в водозабор из Ленинградского оврага, сильно варьирует по годам, что связано не только с климатическими изменениями, но и с проблемами трубопровода. В июне 2005 г. дебит составлял 112 м³/сут, в июле 2010 г. — 79 м³/сут. Значительное количество воды теряется в самом овраге, устье которого всегда подтоплено. Например, 16 июня 2005 г. проводились замеры дебита р. Бодрак у водозабора д. Трудолюбовка и ниже Ленинградского оврага. По этим данным из Ленинградского оврага можно получить как минимум в 3 раза больше воды. По данным полевых работ летом 2010 г. общий дебит родниковых вод, поступающих в приемный колодец водозабора, составил около 200 м³/сут, при этом около 50 м³ воды терялось уже на водозаборе, а часть при транспортировке, так как старые трубы постоянно лопаются.

В зимний сезон жители д. Трудолюбовка не испытывают проблем с водой. Обычно воду качают 2 раза в сутки в течение часа, именно столько воды вмещает накопительный резервуар водозабора. Безусловно, централизованный водозабор нуждается в реконструкции. Маленький объем накопительного резервуара и ветхое состояние сооружений, обеспечивающих работу центрального водоснабжения, представляют серьезную проблему.

По данным мониторинга вода, поступающая в водозабор из дренажной системы Ленинградского оврага, пресная, умеренно жесткая гидрокарбонатно-кальциевая щелочная, ее формула Курлова:

$$M0,6 \frac{HCO_3(62 - 93)}{Ca(74 - 97)} pH(6 - 7).$$

В целом это вода хорошего питьевого качества, в случае необходимой реконструкции местный водозабор существенно повысит свои возможности.

Химический состав воды централизованного водозабора имеет сезонные колебания. Обычно сильные ливни, несущие большое количествозвешенных частиц, приводят к тому, что вода не соответствует санитарным нормативам по цветности, мутности и пр. В длительные бездождевые жаркие периоды возможны несоответствия в эпидемическом отношении. Природная особенность питьевых вод центрального водоснабжения рассматриваемой территории — постоянные превышения нормативов по барнию, ПДК которого составляет 0,7 мг/л согласно нормативам качества и безопасности воды СанПиН 1.2.3685-21. Такая же предельная величина для бария (0,7 мг/л) рекомендована Всемирной организацией здравоохранения (ВОЗ). В отдельные периоды отмечается превышение ПДК по железу (согласно СанПиН 1.2.3685-21), максимальное значение 1,7 мг/л (19.06.2005), что связано с антропогенным загрязнением.

В табл. 2 приведены данные о ряде химических элементов в питьевой воде центрального водоснабжения д. Трудолюбовка и отдельно для вод, при

смешении которых формируются питьевые воды для водоснабжения жителей деревни. Также в табл. 2 представлено содержание химических элементов в водах р. Бодрак, отобранных рядом с водозабором, поскольку в отдельных случаях в летние периоды речную воду также используют в хозяйствственно-питьевых целях. Опробование проведено в июле 2010 г., анализ выполнен в лаборатории ВСЕГЕИ.

В табл. 2 указаны также нижние значения биологически значимой концентрации химических элементов в воде. Содержание большинства представленных в табл. 2 химических элементов ниже значений НПБЗК, что неудивительно, так как изучаемый район расположен в области активного водообмена. В силу непрерывной сменяемости подземные и речные воды не успевают обогатиться минеральными компонентами. Из анализа данных табл. 2 видно, что такие важные с позиции биологической значимости для микроэлементного баланса человека составляющие химического состава воды,

как железо, медь, кобальт, марганец, молибден, никель, ванадий, цинк имеют более низкую концентрацию, чем рекомендуемый для них уровень НПБЗК. При этом все же некоторые другие важные элементы — кальций, магний, хром, кремний — имеют достаточную концентрацию. Содержание элементов ниже границы НПБЗК может привести к нарушению микроэлементного баланса в организме человека и стать причиной различных заболеваний. Так, например, дефицит кобальта в организме человека может привести к нарушениям кроветворной функции, повреждению костной ткани, сердечной аритмии [Синицына и др., 2020].

По результатам исследований содержание всех микрокомпонентов ниже ПДК (табл. 2). Для химических веществ с однотипным механизмом токсического действия проведен расчет по формуле

$$\sum_{i=1}^n \frac{C_i}{\text{ПДК}_i} \leq 1,$$

Таблица 2

**Соответствие некоторых показателей и химических элементов питьевых вод централизованного водоснабжения
д. Трудолюбовка СанПин 1.2.3685-21 и НПБЗК**

Элемент	Водопровод	Эмиров родник	Система Ленинградского оврага	Река Бодрак	НПБЗК	ПДК	ЛПВ	Класс опасности
Ag	0,0001	0,00016	0,00025	0,000011	0,00125	0,05	с.-т.	2
Al	0,007	0,0029	0,00473	0,00222	0,375	0,2	с.-т.	3
Ba	0,25	0,258	0,496	0,0796	0,02	0,7	с.-т.	2
Ca	27,5	36,54	27,84	27,75	27,5			
Co	0,000084	0,000088	0,000081	0,000083	0,0075	0,1	с.-т.	2
Cr	0,012	0,0148	0,0116	0,0128	0,00375	0,05	с.-т.	2
Cu	0,00075	0,00068	0,00124	0,00131	0,0875	1	с.-т.	3
Fe	0,169	0,197	0,163	0,185	0,375	0,3	орг.	3
Hg	0,000031	0,000015	0,00025	0,000045	0,00037	0,0005	с.-т.	1
K	1,24	1,02	0,7	1,7	75,0			
Mg	16,82	14,56	11,71	19,62	7,5	50	орг.	3
Mn	0,00011	0,00023	0,00018	0,00011	0,0925	0,1	орг.	3
Mo	0,00036	0,00039	0,00043	0,00046	0,00625	0,07	с.-т.	3
Na	15,2	16,09	9,7	16,57	112,5	200	с.-т.	2
Nb	0,000016	0,00004	0,000017	0,000028	0,0065	0,01	с.-т.	2
Ni	0,00183	0,00242	0,00177	0,00225	0,0075	0,02	с.-т.	2
Pb	0,00001	<	<	0,000007	0,01	0,01	с.-т.	2
Sb	0,00014	0,00011	0,00016	0,000098	0,00125	0,005	с.-т.	2
Si	2,13	2,14	2,59	1,98	0,25	20	с.-т.	2
Sr	0,897	0,854	1,24	0,766	0,05	7	с.-т.	2
Te	0,000047	0,000023	0,000049	<		0,01	с.-т.	2
Ti	0,0342	0,0438	0,0287	0,0361	0,02	0,1	орг.	3
Tl	<	0,000002	0,000001	<		0,0001	с.-т.	1
U	0,00042	0,00038	0,0003	0,00035	0,000037	0,015	с.-т.	1
V	0,00068	0,00066	0,00106	0,00082	0,025	0,1	с.-т.	3
W	0,00086	0,00208	0,00124	0,00182	0,00025	0,05	с.-т.	2
Zn	0,00049	0,00062	0,00129	0,00081	0,325	5	с.-т.	3

Примечание. Значения концентрации элементов выше НПБЗК выделены полужирным; < — концентрация элемента ниже предела обнаружения; с.-т. — санитарно-токсикологический; орг. — органолептический.

где C_i — концентрация компонентов с одинаковым лимитирующим показателем вредности (ЛПВ); ПДК_{*i*} — предельно-допустимая концентрация согласно СанПиН 1.2.3685-21; *n* — число компонентов с одинаковым ЛПВ.

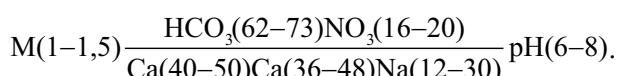
Сумма отношений концентраций обнаруженных в воде компонентов к величинам их ПДК не должна быть больше 1, чтобы избежать усиливающего действия — эффекта суммирования. Этот принцип применяют для веществ с однотипным механизмом токсического действия. В нашем случае такой расчет проведен для стронция и бария — нервных и мышечных ядов, обладающих значительной общей токсичностью, а также Ba и B, которые в совокупности отрицательно влияют на репродуктивную функцию организма. Для всех вод, характеристика которых приведена в табл. 2, показатель токсичности оказался меньше единицы. Вода из централизованного водозабора большую часть года обычно соответствует нормативам качества по обобщенным показателям и по макрокомпонентам согласно действующему в России СанПиН 1.2.3685-21.

Качество питьевых вод нецентрализованного водоснабжения. Во многих домах местных жителей есть колодцы и скважины, используемые для хозяйственных и питьевых нужд, которые особенно востребованы в летний период, когда воды из центрального водоснабжения катастрофически не хватает. Вода из частных колодцев и скважин даже по основным показателям (жесткость, минерализация) часто не соответствует нормам качества для питьевых вод согласно СанПиН 1.2.3685-21; в отдельных пробах наблюдается эпизодическое превышение (до 2–3 ПДК) содержания Fe, B, Li, Mn, Al, Ag, Ba.

Наиболее серьезные проблемы с качеством воды на изучаемой территории связаны с загрязнением соединениями азота, что обусловлено хозяйственной деятельностью населения, отсутствием канализации и незащищенностью подземных вод. В этом отношении особенно хорошо изучены подземные воды д. Трудолюбовка и пос. Скалистое.

По данным химического анализа воды из колодцев в д. Трудолюбовка и пос. Скалистое в подземных водах из аллювиальных отложений р. Бодрак с некоторой периодичностью отмечаются очаги нитратного загрязнения. Концентрация нитратов здесь, хотя и превышает ПДК, однако ниже, чем в колодцах в центре д. Трудолюбовка и в пос. Скалистое. Так, в водоносной зоне вулканогенно-осадочной толщи байосского яруса в центре Трудолюбовки концентрация нитратов достигает 250 мг/л.

Нитратное загрязнение вызывает процессы метаморфизации химического состава подземных вод в водоносной зоне вулканогенно-осадочной толщи, образуя нитратно-гидрокарбонатные натриево-магниево-кальциевые воды с формулой Курлова



Более высокое содержание азотистых соединений в колодцах, приуроченных к зоне экзогенной трещиноватости, объясняется их глубоким заложением и меньшей степенью промываемости, в отличие от аллювиального водоносного горизонта, в котором колодцы неглубокого заложения регулярно промываются паводковыми и дождевыми водами.

В очагах нитратного загрязнения в некоторых пробах выявлено также повышенное содержание нитритов и аммония, что подтверждает постоянное поступление азотистых загрязнителей в подземные воды. По степени токсичности формы азота, растворенные в воде, расположены в виде ряда: $\text{NO}_2^- > \text{NH}_4^+ > \text{NH}_3^-$. Определения NO_2^- и NH_4^+ носили выборочный характер, в отличие от ионов NO_3^- , для которых проводилась площадная съемка.

В табл. 3 приведены существующие и возможные превышения над ПДК для ряда нормируемых в воде компонентов в различных водоносных горизонтах и зонах бассейна р. Бодрак. Там же указаны основные миграционные формы этих компонентов, полученные с помощью термодинамического моделирования на основе PHREEQC Interactive 2.15.0. Безусловно, это не реальные гидрогеохимические процессы, а лишь упрощенная физико-химическая модель.

Элементы в химическом составе инфильтрационных вод, циркулирующих в породах разного вещественного состава, различаются как количественно, так и по соотношению их миграционных форм (главных анионогенных и катионогенных элементов). Гидрогеохимические условия зоны гипергенеза (рН 7–7,5; Eh>100, наличие свободного кислорода) определяют следующие основные формы существования элементов: свободные анионы (HCO_3^- , NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}) и свободные катионы (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Ba^{2+} , Cd^{2+} , Fe^{2+} , Li^+ , Mn^{2+} , Sr^{2+} , Zn^{2+}), катионные гидрокарбонатные комплексы (CaHCO_3^+ , MgHCO_3^+ , CdHCO_3^+ , FeHCO_3^+ , MnHCO_3^+ , PbHCO_3^+ , SrHCO_3^+ , ZnHCO_3^+), катионные гидроксидные комплексы (Al(OH)^{2+} , Ba(OH)^+ , Fe(OH)^{2+}), фосфатные анионные комплексы (H_2PO_4^- , HPO_4^{2-}), нейтральные карбонатные комплексы (MnCO_3 , PbCO_3 , ZnCO_3), нейтральные сульфатные комплексы (CaSO_4 , BaSO_4 , MgSO_4), нейтральные фосфатные (MgHPO_4 , CaHPO_4), нейтральные гидроксидные комплексы (Al(OH)_3 , Cu(OH)_2 , Fe(OH)_3).

Основную долю в составе подземных вод бассейна р. Бодрак составляют главные катионы, главные анионы и нитраты. На катионные гидрокарбонатные комплексы в подземных водах активного водообмена приходится от 2,4 до 3,3% от общей минерализации и 0,9% для подземных вод из области замедленного водообмена. Металлы доминирующих катионов оказались незакомплексованными более чем на 90% для Ca^{2+} и Mg^{2+} и на 100% для Na^+ и K^+ , т. е. мигрируют преимущественно в виде свободных ионов. Наибольший вклад в комплексообразование вносят карбонатные и гидрокарбонатные ионы.

Таблица 3

Миграционные формы некоторых химических элементов, влияющих на качество питьевых подземных вод бассейна р. Бодрак

Зона	Возраст вмещающих отложений	Элементы на уровне ПДК	Элементы превышают ПДК	Единично превышают ПДК	Основные миграционные формы (в % от общего содержания элемента)
Активный водообмен	Q	Fe, NO ₃	Ba, Si, Mg	Al, B	NO ₃ ⁻ (100%), Fe(OH) ₂ ⁺ (55%), Fe(OH) ₃ (45%), Ba ²⁺ (87%), BaSO ₄ (10%), B(OH) ₃ (99%), H ₄ SiO ₄ (100%), Mg ²⁺ (93%)
	P ₂	Fe	NO ₃ , Ba, Al		Fe(OH) ₃ (67%), Fe(OH) ₂ ⁺ (33%), NO ₃ ⁻ (100%), Ba ²⁺ (92%), BaSO ₄ (6%), Al(OH) ₄ ⁻ (85%), Al(OH) ₂ ⁺ (10%)
	K ₁		Ba, Al	Si	Ba ²⁺ (93%), BaSO ₄ (5%), H ₄ SiO ₄ (100%) Al(OH) ₄ ⁻ (90%), Al(OH) ₂ ⁺ (6%)
	J ₂ b	Fe, Si	NO ₃ , Ba	Al, B Mn	Fe(OH) ₂ ⁺ (61%), Fe(OH) ₃ (39%), H ₄ SiO ₄ (100%), Ba ²⁺ (90%), BaSO ₄ (7%), B(OH) ₃ (99%), NO ₃ ⁻ (100%), Al(OH) ₄ ⁻ (85%), Al(OH) ₂ ⁺ (9%), Mn ²⁺ (65%), nHCO ₃ ⁺ (26%), MnCO ₃ (7%), Mg ²⁺ (93%)
	T ₃ -J ₁ es	B	Li, Mg		Li ⁺ (100%), H ₃ BO ₃ (99%), Mg ²⁺ (90%)
	T ₃ -J ₁ tv	Fe	Mn, Ba	Mg	Fe(OH) ₂ ⁺ (63%), Fe(OH) ₃ (37%), Ba ²⁺ (88%), BaSO ₄ (10%), Mn ²⁺ (74%), MnHCO ₃ ⁺ (16%), Mg ²⁺ (94%)
Замедленный водообмен	Cd, Se	B, Fe, Mn, Al	Pb		B(OH) ₃ (99%), Fe ²⁺ (77%), FeHCO ₃ ⁺ (18%), Mn ²⁺ (74%), MnHCO ₃ ⁺ (16%), Cd ²⁺ (46%), CdHCO ₃ ⁺ (45%), SeO ₃ ²⁻ (58%), HSeO ₃ ⁻ (42%), Al(OH) ₄ ⁻ (85%), Al(OH) ₂ ⁺ (10%), PbCO ₃ (76%), PbHCO ₃ ⁺ (12%), Pb ⁺² (7%)

Примечание. ПДК Ba=0,1 мг/л.

Изучение соотношения форм миграции тяжелых металлов имеет большое значение при оценке качества природных вод, так как токсичность определяется не общей концентрацией металла в воде, а состоянием, в котором металл обычно мигрирует. Более токсична та форма, которая отвечает большей биологической и химической активности металла. Гидратированные (свободные) ионы металлов обладают большей реакционной способностью и, следовательно, более токсичны. К особенностям металлов с переменной степенью окисления (Cr, Mn, Mo, V и др.) относится то, что их токсичность зависит и от формы нахождения в водной среде, и от степени окисления [Крайнов и др., 2004; Линник, Набиванец, 1986; Линник и др., 2007].

По результатам химического анализа в водах, используемых для хозяйствственно-питьевых целей на севере д. Трудолюбовка, содержание марганца составляет 0,21 мг/л (при ПДК 0,1 мг/л). При расчете форм миграции марганца в водной среде (методом термодинамического моделирования) установлено, что на ионы Mn²⁺ приходится 74%, на MnHCO₃⁺ — 16%, MnCO₃ — 4%, MnSO₄ — 4%, MnCl⁺ — 2%. В настоящее время известно, что наиболее токсичны свободные (гидратированные) ионы металлов и их гидроксокомплексы (лабильная фракция) [Крайнов и др., 2004; Линник, 2010]. При этом Mn²⁺ обладает слабой способностью к комплексообразованию. К сожалению, эту воду не следует применять в питьевых целях.

По данным П.Н. Линник, основанным на результатах биотестирования, токсичность ряда

поливалентных металлов чаще всего возрастает с увеличением степени их окисления.

Необходимость знать и прогнозировать вероятные состояния элементов в подземных водах связана еще и с тем, что многие аналитические методы, особенно колориметрические, разработаны на определенное химическое состояние элементов, в результате истинное содержание элементов в воде может быть существенно занижено [Крайнов и др., 2004].

Наиболее интенсивно в водах мигрируют N, Se, B, Sr Sb, Fe. Повышенные значения концентрации Ba, B, Ag, Sr, Sn — геохимическая особенность рассматриваемой территории [Каюкова и др., 2020]. Выявлены притоки мягких солоноватых хлоридно-натриевых вод из области затрудненного водообмена, эти воды отличаются аномальным составом микрокомпонентов. Повышенные значения концентрации ряда металлов (Cd, Mn, Pb) в химическом составе подземных вод бассейна р. Бодрак представлены высокотоксичными гидратированными (свободными) ионами и карбонатными комплексами. Барий приблизительно на 90% мигрирует в виде катионов Ba²⁺, которые представляют собой токсичное вещество, а на 7–10% в виде нетоксичного соединения BaSO₄. Миграционные формы Al и Fe токсичностью не обладают; Li в подземных водах находится в виде токсичных катионов (Li⁺); нитрат-анион, содержащий атом азота в максимальной степени окисления +5, высокотоксичен. Бор представлен в виде ортоборной кислоты H₃BO₃, которая относится к сильнодействующим токсичным веществам с полигропным действием.

Таблица 4

Соответствие некоторых показателей и химических элементов подземных вод бассейна реки Бодрак СанПиН 1.2.3685-21и НПБЗК

Компонент	T ₃ -J ₁ tv	T ₃ -J ₁ es	J ₂ b	K ₁	P ₂	Q, верхнее текущее р. Бодрак	Q, среднее текущее р. Бодрак	Q, нижнее текущее р. Бодрак	Замедлен- ный водо- обмен	НПБЗК, мг/л	ПДК	ЛПВ	Класс опасности
Cl	39,1	67,1	47,9	19,7	46,2	56,5	62,8	36,5	887,5	100,0	350	орг. привк.	
HCO ₃	416,8	756,4	449,8	319,7	353,8	548,2	533,0	380,7	219,6		-		
Na	48,6	117,5	50,3	12,7	32,0	75,5	44,7	29,4	700,0	112,5	200	с.-т.	2
K	19,8	10,7	3,2	2,4	5,6	8,2	3,9	6,1	8,0	75,0	-		
Ca	115,9	49,0	99,9	87,4	106,8	122,4	113,3	105,6	47,2	27,5	-		
Mg	31,5	115,0	45,6	6,9	23,0	69,3	50,7	18,1	9,7	7,5	50	орг. привк.	3
Ag	0,0013	0,001	0,004	0,001	0,009	0,011	0,003	0,013	0,04	0,00125	0,05	с.-т.	2
Al	0,18	0,16	0,19	0,20	0,34	0,14	0,16	0,25	1,1	0,375	0,2	орг. мутн.	3
As	0,0013	0,0016	0,0013	0,0002	0,0018	0,002	0,001	0,002	0,0025	0,00125	0,01	с.-т.	1
B	0,15	0,43	0,09	0,05	0,26	0,46	0,11	0,18	3,9	0,0325	0,5	с.-т.	2
Ba	0,40	0,04	0,32	0,30	1,14	0,16	0,42	0,52	0,28	0,02	0,7	с.-т.	2
Cd	0,00008	0,00005	0,00013	0,00009	0,00006	0,0002	0,0001	0,0001	0,0013	0,0025	0,001	с.-т.	2
Co	0,0004	0,0003	0,0004	0,0003	0,0005	0,0004	0,0004	0,0005	0,0012	0,0075	0,1	с.-т.	2
Cr	0,0017	0,0012	0,0032	0,0016	0,0017	0,0013	0,0045	0,0032	0,0041	0,00375	0,05	с.-т.	2
Cu	0,004	0,002	0,009	0,0029	0,004	0,0035	0,0053	0,0087	0,028	0,0875	1	с.-т.	3
Fe	0,3	0,14	0,33	0,197	0,36	0,19	0,28	0,40	2,4	0,375	0,3	орг.	3
Li	0,011	0,120	0,003	0,00476	0,008	0,079	0,008	0,006	0,0038	0,025	0,03	с.-т.	2
Mn	0,22	0,006	0,016	0,0047	0,013	0,020	0,008	0,014	0,21	0,0925	0,1	орг. окр.	3
Mo	0,00046	0,00040	0,00047	0,00055	0,00109	0,0006	0,0007	0,0011	0,007	0,00625	0,07	с.-т.	3
Ni	0,0026	0,0031	0,0034	0,0014	0,0031	0,0016	0,0020	0,0037	0,009	0,0075	0,02	с.-т.	2
Pb	0,0042	0,0009	0,0035	0,001	0,0027	0,0022	0,0020	0,0034	0,02	0,01	0,01	с.-т.	2
Rb	0,0006	0,0043	0,0012	0,0004	0,0014	0,0038	0,0008	0,0010	0,0019	0,055	0,1	с.-т.	2
Sb	0,0011	0,0015	0,0010	0,001	0,0017	0,0018	0,0007	0,0017	0,0025	0,00125	0,005	с.-т.	2
Se	0,0014	0,0018	0,0014	0,0013	0,0023	0,0019	0,0012	0,0019	0,011	0,00375	0,01	с.-т.	2
Si	6,19	5,55	9,49	6,94	7,75	5,22	8,55	7,11	7,8	0,25	20	с.-т.	2
Sn	0,0014	0,0018	0,0020	0,0014	0,002	0,002	0,002	0,002	0,0031	0,075	2,0	с.-т.	3
Sr	0,90	0,92	1,55	0,3	1,13	0,82	1,26	1,17	1,3	0,05	7	с.-т.	2
Ti	0,003	0,001	0,004	0,003	0,005	0,004	0,002	0,004	0,016	0,02	0,1	общ.	3
U	0,0006	0,0023	0,0014	0,0017	0,0018	0,003	0,003	0,001	0,001	0,000037	0,015	с.-т.	1
V	0,001	0,0008	0,0438	0,0007	0,0015	0,001	0,009	0,002	0,0027	0,025	0,1	с.-т.	3
Zn	0,017	0,01	0,16	0,038	0,06	0,108	0,081	0,151	0,72	0,325	5,0	с.-т.	3

Примечание. Значения концентрации элементов выше НПБЗК выделены полужирным; значения концентрации элементов выше ПДК — полужирным курсивом.

На реальные формы миграции химических элементов влияют внешние факторы миграции, такие, как pH и Eh среды, концентрация ионов-комплексообразователей и др.

В табл. 4 представлены макро- и микрокомпоненты в подземных водах из разных гидрогеологических подразделений бассейна р. Бодрак, которые местное население использует в питьевых целях

при недостатке воды из центрального водоснабжения. В этой же таблице показано соответствие химических элементов подземных вод нормативным документам РФ.

Судя по данным табл. 4, такие элементы, как Ca, Mg, As, B, Ba, Si, Sr, U, в составе подземных вод в колодцах и скважинах местных жителей могут присутствовать в концентрации, значимой для орга-

низма человека в случае постоянного употребления этой воды.

В северной части д. Трудолюбовка в ряде дворов есть колодцы, в составе воды которых содержится значительная доля подземных вод из области замедленного водообмена (соотношения имеют сезонные вариации). В воде на этом участке наряду с перечисленными выше химическими элементами, значимыми для организма человека, выявлены Cl⁻, Na⁺, Cr, Fe, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Zn.

Выходы. 1. Гидрогоехимические условия зоны гипергенеза определили следующие наиболее вероятные миграционные формы химических элементов в подземных водах Горного Крыма: свободные анионы (HCO₃⁻, NO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻) и свободные катионы (K⁺, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Ba²⁺, Cd²⁺, Fe²⁺, Li⁺, Mn²⁺, Sr²⁺, Zn²⁺), катионные гидрокарбонатные комплексы (CaHCO₃⁺, MgHCO₃⁺, CdHCO₃⁺, FeHCO₃⁺, MnHCO₃⁺, PbHCO₃⁺, SrHCO₃⁺, ZnHCO₃⁺), катионные гидроксидные комплексы (Al(OH)²⁺, Ba(OH)⁺, Fe(OH)²⁺), фосфатные анионные комплексы (H₂PO₄⁻, HPO₄²⁻), нейтральные карбонатные комплексы (MnCO₃, PbCO₃, ZnCO₃), нейтральные сульфатные комплексы (CaSO₄, BaSO₄, MgSO₄), нейтральные фосфатные (MgHPO₄, CaHPO₄) и гидроксидные комплексы (Al(OH)₃, Cu(OH)₂, Fe(OH)₃).

Основное содержание в весовом составе подземных вод активного водообмена бассейна р. Бодрак приходится (%) на главные анионы HCO₃⁻ (46–55,3), Cl⁻ (4–5,7), SO₄²⁻ (3,8–4,6), NO₃⁻ (0,3–13,7) и катионы Ca²⁺ (3,6–16,8), Mg²⁺ (1,4–8,9), K⁺ (0,4–0,9), Na⁺ (2,6–9,9). На катионные гидрокарбонатные комплексы приходится от 2,4 до 3,3 вес.%. Металлы доминирующих катионов незакомплексованы более чем на 90% для Ca²⁺ и Mg²⁺ и на 100% для Na⁺ и K⁺, они

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас. Автономная Республика Крым / Под ред. Н.В. Багрова, Л.Г. Руденко и др. Киев; Симферополь, 2003. 80 с.

Барши М.В., Шварц А.А. Новый подход к оценке микрокомпонентного состава подземных вод, используемых для питьевого водоснабжения // Геоэкология. 2000. № 5. С. 467–473.

Воронов А.Н., Шварц А.А. К вопросу об оценке качества пресных подземных вод // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. 1994. Вып. 4. С. 67–70.

Воронов А.Н., Шварц А.А. Новые экологические аспекты оценки качества пресных подземных вод // Геоэкология. 1995. № 2. С. 75–79.

ГН 2.1.5.1315-03 «Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйствственно-питьевого и культурно-бытового водопользования».

Каюкова Е.П. Качество водных ресурсов восточной части Бахчисарайского района Крыма: Мат-лы I Междунар. экологического форума в Крыму «Крым — эколого-экономический регион. Пространство ноосферного развития-2017». Севастополь, 2017. С. 325–328.

Каюкова Е.П. Формирование изотопного состава природных вод Горного Крыма под влиянием естественных

мигрируют главным образом в ионно-растворенном виде. Наибольший вклад в комплексообразование вносят карбонатные и гидрокарбонатные ионы.

Вода централизованного водозабора д. Трудолюбовка соответствует нормам качества по обобщенным показателям и другим компонентам согласно СанПиН 1.2.3685-21, за исключением Ba, повышенная концентрация которого в подземных водах территории — гидрохимическая особенность района.

В подземных водах северо-западной части д. Трудолюбовка на участке с притоками солоноватых хлоридно-натриевых вод из области замедленного водообмена выявлены повышенные ПДК (относительно СанПиН 1.2.3685-21) ряда микрокомпонентов (Al, B, Mn, Fe).

Повышенная концентрация ряда металлов (Cd, Mn, Pb) в химическом составе подземных вод района, используемых в хозяйственно-питьевых целях, представлена высокотоксичными гидратированными (свободными) ионами и карбонатными комплексами. Барий приблизительно на 90% мигрирует в виде катионов Ba²⁺, которые представляют собой токсичное вещество; миграционные формы Al и Fe не токсичны; нитрат-анион высокотоксичен; бор представлен токсичной кислотой H₃BO₃.

Основные загрязнители природных вод на территории бассейна р. Бодрак — соединения азота; выявлены участки устойчивого нитратного загрязнения (2–3 ПДК), в которых отмечены явления антропогенной метаморфизацией подземных вод.

Финансирование. Работа выполнена в рамках темы № 0126-2021-0001 (№ государственной регистрации 121040700170-9) Государственного задания ИВП РАН.

процессов // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Науки о Земле. 2016. Вып. 2. С. 11–26.

Каюкова Е.П., Барабошкина Т.А., Филимонова Е.А. Гидрогоехимические особенности подземных вод бассейна реки Бодрак (Качинское поднятие Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 4. С. 55–63.

Каюкова Е.П., Березкин В.Ю. Йод в пресных водах Горного Крыма // Геология, геоэкология, эволюционная география / Под ред. Е.М. Нестерова, В.А. Снытко. Т. XIX СПб.: Изд-во РГПУ имени А.И. Герцена, 2020. С. 188–192.

Каюкова Е.П., Котова И.К. Особенности формирования химического состава подземных вод зоны активного водообмена бассейна р. Бодрак (Юго-Западный Крым) // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Науки о Земле. 2017. Т. 62. Вып. 4. С. 343–356.

Каюкова Е.П., Филимонова Е.А. Основные закономерности формирования химического состава подземных вод Горного Крыма (северо-западные склоны Крымских гор) // Инновации в геологии, геофизике и географии-2020. Мат-лы 5-й Междунар. науч.-практ. конф. М.: Перо, 2020. С. 67–69.

Каюкова Е.П., Чарыкова М.В. Особенности химического состава подземных и поверхностных вод полигона Крымской учебной практики геологического факультета

СПбГУ // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. 2010. Вып. 3. С. 29–47.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: Наука, 2004. 677 с.

Линник П.Н. Содержание лабильной фракции металлов в поверхностных водах как важный элемент при оценке их потенциальной токсичности // Гидробиол. журнал. 2010. Т. 46, № 6. С. 90–104.

Линник П.Н., Набиванец Б.И. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 269 с.

Наидин Д.П. К истории организации и проведения в Крыму учебной геологической практики студентов 2-го курса геологического факультета МГУ (1935–1963) // Крымский альманах (Сост. и ред. Б.Т. Янин). М., 1997. С. 15–24.

Рахманин Ю.А. Дифференцированное нормирование качества питьевой воды // Анализ риска здоровью. 2018. № 4. С. 31–42.

Рахманин Ю.А., Михайлова Р.И. Анализ пищевых рисков и безопасность водного фактора // Анализ риска здоровью. 2018. № 4. С. 31–42.

Семенова В.М. Гидрогеологические условия междуречья Бодрак–Кача // Очерки геологии Крыма // Тр. Крымского геологического науч.-учеб. центра имени проф. А.А. Богданова. Т. 1. М.: Изд-во геол. факультета МГУ, 1997. С. 120–130.

Синицына О.О., Плитман С.И., Амплеева Г.П. и др. Эссенциальные элементы и их нормирование в питьевой воде // Анализ риска здоровью. 2020. № 3. С. 30–38.

Шварц А.А. Проблемы качества подземных вод, используемых для питьевого водоснабжения: Сб. статей памяти А.Н. Воронова / Под ред. Е.П. Каюковой. СПб.: Изд-во ВВМ, 2018. С. 92–98.

Шумигина А.Ю., Цыгин М.А., Каюкова Е.П. и др. Эколого-гидрохимический мониторинг природных вод Крымского учебного полигона // Школа экологической геологии и рационального недропользования: Мат-лы конф. СПб., 2006. С. 300–301.

Parkhurst D.L., Appelo C.A.J. User's guide to PHREEQC (version 2) // US Geol. Surv. Water Resour. Inv. 1999. Rep. 99-4259. 312 p.

гр5.ru — сайт ООО «Расписание Погоды». URL: <https://gr5.ru/> (дата обращения: 01.10.2020).

Поступила в редакцию 29.01.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 27.12.2021

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — главный редактор, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН

Н.Н. ЕРЕМИН — зам. главного редактора, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН

А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Р.Р. ГАБДУЛЛИН — ответственный секретарь, кандидат геолого-минералогических наук, доцент

И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания

А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция

М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор

М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор

Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)

М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США

Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор

А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США

А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук

Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор

С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук

В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент

В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Редактор **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 28.09.2020. Формат 60×90^{1/8}.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 8,7. Уч.-изд. л. 11,0. Тираж экз.

Изд. № . 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»)