

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 6 · 2017 · НОЯБРЬ–ДЕКАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Трофимов В.Т., Балькова С.Д., Николаева С.К. Инженерная и экологическая геология в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносов в 2008–2017 гг. (к 80-летию кафедры инженерной и экологической геологии)	3
Линева М.Д., Малышев Н.А., Никишин А.М. Моделирование истории прогрева осадочного чехла и созревания органического вещества в нефтегазоматеринских толщах осадочных бассейнов Восточно-Сибирского моря	15
Хотылев А.О., Тевелев Ал.В. Геохимические особенности вулканитов раннерифейского Навышского комплекса (Южный Урал)	28
Щербakov В.Д., Некрылов Н.А., Савостин Г.Г., Попов Д.В., Дирксен О.В. Состав расплавных включений в минералах тефр почвенно-пирокластического чехла острова Симушир (Центральные Курилы)	35
Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Бакай Е.А., Щербинина Е.А., Карпова Е.В., Варзанова М.А., Сергиенко А.В., Коновалова Т.А. Строение и условия формирования отложений беднекирской свиты (титонский ярус) Горного Крыма	46
Киреева Т.А., Минакаева Р.И., Анисимов Л.А. Прогноз отложения сульфатных солей (с учетом содержания стронция) при эксплуатации нефтяных месторождений	55
Стенников А.В., Бугаев И.А., Калмыков А.Г., Бычков А.Ю., Козлова Е.В., Калмыков Г.А. Экспериментальное исследование гидротермального получения нефти из пород доманиковой свиты	64
Савенко А.В., Савенко В.С., Дубинин А.В. Выщелачивание микроэлементов из горных пород под действием органических кислот	70
Королев В.А. Теоретическая оценка масштабного эффекта в дисперсных грунтах	77
Усов А.Н., Чернов М.С., Вознесенский Е.А. Изменение микростроения глинистых грунтов при деформировании в условиях трехосного сжатия с учетом проявления деформационной неустойчивости	87
Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изотопно-кислородный состав повторно-жильных льдов острова Айон и палеотемпературные реконструкции позднего плейстоцена и голоцена для севера Чукотки	92
Чебурнина М.Ю., Шмелев Д.Г., Брушков А.В., Казанцев В.С., Аргунов Р.Н. Закономерности распределения метана в верхних горизонтах многолетнемерзлых пород Центральной Якутии	105
<i>Алфавитный указатель статей и материалов, опубликованных в журнале в 2017 г.</i>	113

CONTENTS

Trofimov V.T., Balykova S.D., Nikolaeva S.K. Engineering and ecological geology at Lomonosov Moscow State University in 2008–2017 (to the 80 anniversary of the Department of Engineering and Ecological Geology)	3
Lineva M.D., Malyshev N.A., Nikishin A.M. Thermal history and organic matter maturation modeling of the East Siberian Sea sedimentary basins	15
Khotylev A.O., Tevelev A.I.V. Geochemical characteristics of the Navysh volcanic complex (Early Riphean, South Ural)	28
Shcherbakov V.D., Nekrylov N.A., Savostin G.G., Popov D.V., Dirksen O.V. The composition of melt inclusions in phenocrysts in tephra of the Simushir island, Central Kuriles	35
Gabdullin R.R., Badulina N.V., Bakay E.A., Shcherbinina E.A., Karpova E.V., Varzanova M.A., Sergienko A.V., Konovalova T.A. Composition and origin of deposits of the Bedeneyk formation (Turonian Stage) of the Mountainous Crimea	46
Kireeva T.A., Minikaeva R.I., Anisimov L.A. Forecast of the deposition of sulfate salts, taking into account the content of strontium, in the exploitation of oil deposits	55
Stennikov A.V., Bugaev I.A., Kalmykov A.G., Bychkov A.Yu., Kozlova E.V., Kalmykov G.A. Experimental study of hydrothermal production of oil from Domanik Formation rocks	64
Savenko A.V., Savenko V.S., Dubinin A.V. Leaching of trace elements from the rocks under action of organic acids	70
Korolev V.A. The theoretical evaluation of a scale effect in dispersed soils	77
Usov A.N., Chernov M.S., Voznesensky E.A. Microstructure clayey soil variation under triaxial compression test introducing deformation instability	87
Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. Oxygen isotope composition of the ice wedges of Ayon Island and Late Pleistocene and Holocene palaeotemperature reconstruction of the northern Chukotka	92
Cherbunina M.Yu., Shmelev D.G., Brouchkov A.V., Kazancev V.S., Argunov R.N. Patterns of spatial methane distribution in the upper layers of permafrost in Central Yakutia	105
<i>Index of articles and materials published in journal in 2017 year</i>	113

УДК 55; 624.131; 504; 574

В.Т. Трофимов¹, С.Д. Балыкова², С.К. Николаева³**ИНЖЕНЕРНАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ В МОСКОВСКОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА В 2008–2017 гг. (к 80-летию кафедры инженерной и экологической геологии)**

Охарактеризованы результаты научной и учебной деятельности кафедры инженерной и экологической геологии за 2008–2017 гг., ее структура, научно-организационная деятельность, информация о государственном и общественном признании работ сотрудников кафедры.

Ключевые слова: кафедра инженерной и экологической геологии МГУ; школа инженер-геологов МГУ; учебная и учебно-методическая работа; выпуск бакалавров, специалистов, магистров; приоритетные направления развития; научная тематика; научно-организационная деятельность

The results of scientific and educational activities of the Department of Engineering and Ecological Geology in 2008–2017, its structure, scientific and organizing activities, information about state and public recognition of the Department's members works are characterized.

Key words: Department of Engineering and Ecological Geology of Moscow State University; School of Engineering Geology of Moscow State University; educational and educational methodical work; graduates of bachelors, specialists, masters; priority directions of development; topics; scientific and organizational activities.

Введение. Кафедре инженерной и экологической геологии геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова 1 февраля 2018 г. исполняется 80 лет. В 1938 г. в качестве первой самостоятельной структурной единицы инженерно-геологического профиля в МГУ была создана *кафедра грунтоведения*, которую организовал и в 1938–1942 гг. возглавлял проф. М.М. Филатов. В 1942–1943 гг. кафедрой грунтоведения в Москве руководил П.П. Смиринкин. После смерти М.М. Филатова в г. Свердловске в 1942 г. заведующим кафедрой в 1942–1954 гг. работал сначала доцент, а затем профессор С.С. Морозов. В 1954 г. кафедра грунтоведения была преобразована в *кафедру грунтоведения и инженерной геологии*. В августе 1986 г. последняя была реорганизована в *кафедру инженерной геологии и охраны геологической среды*, которую в 1954–1988 гг. возглавлял проф., академик АН СССР Е.М. Сергеев, а с 1989 г. ею руководил проф., академик РАЕН и МАН ВШ В.Т. Трофимов. В 1998 г. кафедра была преобразована в *кафедру инженерной и экологической геологии*, которую возглавляет В.Т. Трофимов.

Начиная с 1960-х гг. и на протяжении десятков лет кафедра была и есть одним из самых сильных педагогических и научных коллективов инженер-геологов, а затем и экогеологов России.

В ее составе работали академик АН СССР Е.М. Сергеев, академик РАН В.И. Осипов, сейчас работают академик РАЕН и МАН ВШ В.Т. Трофимов, академик РАЕН Ю.К. Васильчук, чл.-корр. РАЕН Е.А. Вознесенский и В.А. Королев. Е.М. Сергеев и И.В. Попов — лауреаты Ленинской премии (Е.М. Сергеев дважды); А.С. Герасимова, Г.А. Голодковская, С.Б. Ершова, Р.С. Зиангиров, Г.С. Золотарев, В.И. Осипов, И.В. Попов, В.Т. Трофимов (дважды) — лауреаты Государственных премий СССР, В.Т. Трофимов — лауреат Государственной премии Российской Федерации и лауреат премии Правительства Российской Федерации. Три профессора кафедры работали проректорами Московского университета: М.М. Филатов (1927, 1940–1942), Е.М. Сергеев (1964–1969, первый проректор в 1969–1978 гг.) и В.Т. Трофимов (1992–2016). Деканами геологического факультета были: Е.М. Сергеев (1954–1958 и 1963–1964) и В.Т. Трофимов (1987–1992).

В школе инженер-геологов Московского университета воспитаны доктор наук В.М. Безрук, Ю.К. Васильчук, А.Н. Галкин, А.Н. Вахтанова, Е.А. Вознесенский, С.Д. Воронкевич, Г.А. Голодковская, Б.М. Гуменский, И.П. Зелинский, Р.С. Зиангиров, Э.В. Калинин, В.Г. Коваленко, К.А. Кожобаев, Е.Н. Коломенский, И.Г. Коробанова, В.А. Королев, В.С. Круподеров, В.М. Куте-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, заведующий кафедрой, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* trofimov@rector.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* balykova@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* sk.niko@geol.msu.ru

пов, Н.А. Максимович, В.А. Мымрин, Нгуен Тхань (Вьетнам), В.И. Осипов, Ю.Б. Осипов, В.Н. Соколов, В.Е. Соколович, В.И. Сергеев, В.Т. Трофимов, Ш.Э. Усупаев, В.С. Федоренко, Л.В. Шаумян, Н.Л. Шешеня, свыше 254 кандидатов наук, а также свыше 1300 специалистов и 226 магистров геологии. Отметим, что этапы развития, главные итоги работы в 1938–2017 гг. школы инженер-геологов и экогеологов Московского университета и их общественное и государственное признание охарактеризованы в публикациях, приведенных в списке литературы в конце статьи.

Современные структура и состав кафедры инженерной и экологической геологии. Современная структура кафедры была создана в 1996 г. В ее составе — профессорско-преподавательский и учебно-вспомогательный состав и четыре научные лаборатории: 1) грунтоведения и технической мелиорации грунтов (науч. руководитель Е.А. Вознесенский, зав. лабораторией В.Н. Соколов); 2) инженерной геодинамики и обоснования инженерной защиты территорий (науч. руководитель Э.В. Калинин, зав. лабораторией А.В. Зеркаль); 3) региональной инженерной геологии и рационального использования геологической среды (науч. руководитель В.Т. Трофимов, и.о. зав. лабораторией С.Д. Балыкова); 4) экологической геологии (науч. руководитель В.Т. Трофимов). За прошедшие десятилетия эта структура оставалась стабильной. Кадровый состав сотрудников кафедры, напротив, существенно изменился, в том числе и в 2008–2017 гг.

В этот период на кафедре профессорами стали работать В.С. Круподеров⁴ (по 2009 г. включительно) и В.Г. Коваленко (с 2010 г.). Зав. лабораторией региональной инженерной геологии и рационального использования геологической среды Ю.К. Васильчук был избран профессором географического факультета и работает в названной лаборатории ведущим научным сотрудником. В 2010 г. ушла из жизни проф. Г.А. Голодковская (1927–2010), перестал преподавать проф. Р.С. Зиангиров. С 2016 г. не работают на кафедре доцент М.Б. Куринов и ст. науч. сотрудник Д.И. Юрковец, с 2017 г. — ст. науч. сотрудник А.В. Ершова, с 2010 г. — науч. сотрудник Л.А. Цуканова. Вышли на пенсию длительный срок работавшие на кафедре Е.А. Макарова, Г.И. Маслова, Л.П. Терешкова. Особенно интенсивно менялся состав молодых научных работников и сотрудников учебно-вспомогательного состава (что во многом обусловлено низким уровнем оплаты труда).

К концу 2016 г. на кафедре работали 51 человек: преподавательский состав включал 13 преподавателей, 9 сотрудников учебно-вспомогательного персонала, 18 научных сотрудников и 11 сотрудников научно-вспомогательной категории. Замести-

телями заведующего кафедрой в эти годы работали: по общим вопросам — проф. Е.А. Вознесенский, по научной работе — ст. науч. сотрудник С.Д. Балыкова, ученый секретарь кафедры — доцент С.К. Николаева (с 2002 г.).

В составе преподавателей работают 5 профессоров (В.Т. Трофимов, Е.А. Вознесенский, В.А. Королев, Э.В. Калинин, В.Г. Коваленко, 7 доцентов (Т.И. Аверкина, Т.В. Андреева, И.Ю. Григорьева, С.К. Николаева, Е.Н. Самарин, Ю.В. Фролова, В.Н. Широков) и ассистент А.В. Бершов. В учебно-вспомогательный персонал кафедры, осуществляющий организацию и помощь в проведении учебного процесса, входили 9 сотрудников: вед. инженер М.В. Фламина; инженеры 1-й категории Н.П. Большакова, О.И. Голубцова, М.В. Коптева-Дворникова, Т.Ю. Меркулова (до 2017 г.), В.В. Вшивцева, И.Ю. Силина (до 2015 г.), С.А. Гаранина, Е.Г. Сафронова (до 2017 г.), инженер 2-й категории Р.А. Кузнецов, техники 1-й категории Л.П. Терешкова (до 2015 г.) и Е.А. Макарова (до 2012 г.); А.А. Шлихта (2016–2017); техник 2-й категории М.М. Воробьева.

В составе научных сотрудников зав. лабораторией докт. наук В.Н. Соколов, ведущие научные сотрудники докт. наук Ю.К. Васильчук, кандидаты наук А.Д. Жигалин и О.В. Зеркаль, старшие научные сотрудники кандидаты наук В.М. Ладыгин, Л.Л. Панасьян, В.В. Крупская, Н.А. Ларионова, М.С. Чернов, В.В. Фуникова, Н.С. Красилова, С.Д. Балыкова, М.А. Харькина, Т.А. Барабошкина, О.С. Барыкина, Н.Б. Артамонова и научные сотрудники кандидаты наук Е.С. Кушнарера и И.А. Родькина. В составе научно-вспомогательного персонала работали: ведущие инженеры В.Д. Харитонов (до 2010 г.), П.В. Иванов (2012–2016), Л.Г. Булыгина (2012–2016) и И.П. Гвоздева, И.М. Желязко (с 2016 г.), С.В. Закусин (с 2012), Р.А. Кузнецов (с 2017 г.), А.А. Лошкарева (2009–2012), О.В. Разгулина, Н.Д. Хачинская, В.В. Шанина (2013–2016); инженеры 1-й категории Е.О. Головина (до 2011 г.), М.Е. Блюмкина, Н.В. Юрковец; мастера ТСП К.В. Бернард, Е.Н. Добролюбов, М.А. Лебедев. В общей сложности на кафедре работают 7 докторов геолого-минералогических наук, 24 кандидата наук и 20 опытных специалистов (без ученой степени). Средний возраст сотрудников кафедры 57 лет, преподавательского состава — 60 лет, научных сотрудников — 58 лет, учебно-вспомогательного состава — 58 лет, а научно-вспомогательного состава — 48 лет. Эта возрастная структура не может быть признана оптимальной. Она обусловлена тремя главными причинами: 1) низким материальным обеспечением работников вузов, особенно молодых, вследствие чего выпускники кафедры распределяются в изыскательские организации, в которых зарплата выше;

⁴ Совместители.

2) высокими требованиями к научным сотрудникам и преподавателям, в том числе и в вопросе публикационной активности, что, по существу, не позволяет приглашать на эти должности исследователей из других организаций; 3) общим падением престижа научной и преподавательской работы в России, резким снижением интереса к защите кандидатских и докторских диссертаций, в том числе в геологии в целом и инженерной геологии в частности.

Итоги учебной и учебно-методической работы кафедры в 2008–2017 гг. по подготовке бакалавров, специалистов, магистров и аспирантов в области инженерной и экологической геологии. Главной задачей этой работы кафедры оставалась подготовка выпускников высокой квалификации по направлению «Геология» по двум профилям — «Гидрогеология, инженерная геология и геокриология» и «Экологическая геология», а также кандидатов наук через аспирантуру и из числа молодых сотрудников. В этой работе участвует весь коллектив кафедры, включая научных сотрудников и научно-вспомогательный персонал. Годовая учебная нагрузка кафедры возросла и составляла в среднем около 15 000 часов. Общее число лекционных курсов, читаемых преподавателями и научными сотрудниками кафедры, достигло 76, причем 5 из них сопровождается большими по объему лабораторными практикумами. Преподаватели кафедры ведут занятия не только со студентами двух названных профилей, но и читают лекции по дисциплинам «Инженерная геология», «Экологическая геология» всем студентам других профилей геологического факультета, а курс «Грунтоведение» — студентам кафедры криолитологии и гляциологии и кафедры физической географии географического факультета.

В течение рассматриваемого десятилетия кафедра принимала участие в осуществлении многоуровневой подготовки студентов по направлению «Геология» — новому направлению естественно-научного блока перечня направлений высшего образования в классических университетах России. В этот период, сложный для деятельности всей высшей школы России, кафедрой, как и геологическим факультетом и МГУ имени М.В. Ломоносова в целом, была выполнена огромная учебно-методическая работа, во многом связанная со слишком сумбурной деятельностью Министерства образования и науки Российской Федерации.

В 2008 г. в соответствии с существовавшей тогда трехуровневой подготовкой на геологическом факультете студенты зачислялись в бакалавриат (4 года обучения), где получали базовое геологическое высшее образование в соответствии с выбранной специальностью. Бакалавры геологии имели право продолжить обучение. Прием в магистратуру и на 5-й курс (в специалитет) осуществлялся на

конкурсной основе. *Выпуск специалистов геологов полностью завершен в 2010 г.*

В 2008–2012 гг. в рамках инновационной образовательной программы МГУ на геологическом факультете осуществлялся проект «Реализация образовательных программ инновационного типа в области фундаментальных и прикладных исследований оболочек Земли для решения задач геофизики, геологии, недропользования и экологии». К действующим в те годы на кафедре магистерским программам «Грунтоведение и искусственный литогенез», «Инженерная геология», «Экологическая геология» добавились 2 инновационные межкафедральные программы, созданные для объединения «разнопрофильной» подготовки обучающихся, отвечающей современным требованиям науки и практики, — «Экологическая геология техногенно осваиваемых территорий» и «Геология и геофизика мегаполисов и крупных городских агломераций».

С 2010 г. кафедра принимает активное участие в подготовке бакалавров по направлению «Геология» в Филиале МГУ имени М.В. Ломоносова в г. Душанбе, где обязанности декана геологического факультета исполняет доцент кафедры В.Н. Широков.

С 2011/12 учебного года на геологическом факультете осуществляется набор в бакалавриат и в магистратуру по самостоятельно устанавливаемым МГУ имени М.В. Ломоносова образовательным стандартам и соответствующим учебным планам. В 2015 г. впервые на геологическом факультете осуществлен прием в профильную интегрированную магистратуру на конкурсной основе из числа победителей и призеров Универсиады-2015 и участников единого вступительного испытания.

В настоящее время на кафедре осуществляется интегрированная подготовка бакалавров и магистров по профилям «Гидрогеология, инженерная геология, геокриология» и «Экологическая геология», магистерским программам «Инженерная геология», «Экологическая геология», а также «Гидрогеология, инженерная геология, геокриология», «Экологическая геология» и «Гидрогеология и инженерная геология». Последние три программы действуют в соответствии с образовательным стандартом двухлетней магистратуры для выпускников бакалавриата негеологической направленности и для оканчивающих бакалавриат по направлению «Геология» в Филиале МГУ имени М.В. Ломоносова в г. Душанбе соответственно.

Всего за 2008–2017 гг. кафедрой выпущены 430 человек с высшим образованием, из них 225 бакалавров (включая 4-х студентов из КНР), 30 дипломированных специалистов, 175 магистров (включая 6 студентов из КНР). Среди магистрантов 114 человек обучались по магистерской программе «Инженерная геология», 20 — «Геология и геофизика мегаполисов и крупных городских

агломераций», 20 — «Грунтоведение и искусственный литогенез», 21 — «Экологическая геология». С 2015 г. кафедрой выпущены 25 бакалавров из 70 окончивших Филиал МГУ в г. Душанбе.

Переход в 2011 г. на обучение по новым учебным планам, составленным в соответствии с самостоятельно устанавливаемыми МГУ имени М.В. Ломоносова образовательными стандартами, потребовал существенной перестройки учебного процесса, разработки ряда новых курсов и обновления уже читавшихся. Среди новых дисциплин бакалавриата — «Моделирование пространственной инженерно-геологической информации в автоматических программных комплексах» (А.В. Бершов), магистратуры — «Инженерная геология криолитозоны» (Ю.К. Васильчук), «Вопросы картирования и прогнозирования опасных геологических процессов» (О.В. Зеркаль), «Экспериментальная динамика грунтов» (Е.А. Вознесенский), «Мировой опыт изысканий для строительства» (Т.И. Аверкина), «Физико-химические основы инъекционного закрепления грунтов» (Е.Н. Самарин), «Проектирование инженерных изысканий» (В.Г. Коваленко), «Грунты России» (С.К. Николаева), «Анализ и оценка геологических рисков» (А.В. Бершов) и многие другие. Обновлены программы по дисциплинам «Решение инженерно-геологических задач численными методами» (Э.В. Калинин, Л.Л. Панасьян), «Термодинамика грунтов» (В.А. Королев), «Прочностные и деформационные свойства скальных грунтов» (Ю.В. Фролова) и др.

По профилю «Экологическая геология» читаются уникальные авторские дисциплины «Закономерности формирования экологических функций литосферы» (В.Т. Трофимов), «Эколого-геологическое картографирование» (В.Т. Трофимов, М.А. Харькина), «Очистка грунтов от загрязнений» (В.А. Королев), «Биодиагностика и биотестирование в экологической геологии» (И.Ю. Григорьева), «Геологические факторы экологического риска» (Т.А. Барабошкина) и др.

За **2008–2016 гг.** в аспирантуру кафедры поступили 40 человек (из них 10 — в заочную). Из поступивших в этот период закончили аспирантуру на 2016 г. 19 человек, из них 4 успешно защитили кандидатские диссертации (В.Ю. Ионов, В.В. Шанина, Е.В. Пиоро, П.В. Иванов). Кроме того, в 2008–2010 гг. диссертации защитили бывшие аспиранты кафедры Е.С. Кушнарева, В.С. Лукина, И.В. Калининченко, Е.С. Проворова, И.А. Родькина. За десятилетний период 5 человек прикреплялись к кафедре для сдачи экзаменов кандидатского минимума и подготовки диссертации. Докторскую диссертацию защитили В.Г. Коваленко и А.Н. Галкин, кандидатскую — Е.А. Федяева, С.Г. Медведева, Н.В. Кузнецова.

В **2014 г.** был впервые создан и утвержден образовательный стандарт высшего образования,

самостоятельно устанавливаемый МГУ имени М.В. Ломоносова, по направлению подготовки кадров высшей квалификации по программам подготовки научно-педагогических кадров в аспирантуре 05.06.01 «Науки о Земле», в разработке которого активное участие принимал проф. Е.А. Вознесенский. Были созданы учебные планы по направленностям «Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение» и «Геоэкология», по которым кафедра готовит аспирантов и соискателей.

В течение характеризуемого времени работы сотрудники кафедры опубликовали ряд **учебников и учебных пособий**: учебники В.Т. Трофимова, М.А. Харькиной и И.Ю. Григорьевой «Экологическая геодинамика» (2008), В.А. Королева «Термодинамика грунтов», В.Т. Трофимова и М.А. Харькиной «Экологическая геодинамика» (2-е издание, 2017). Список учебных пособий более обширен: «Лабораторные работы по грунтоведению» (под редакцией В.Т. Трофимова, В.А. Королева, 2008, 2017); В.Т. Трофимов «Инженерная геология массивов лессовых пород» (2008) и «Лекции по экологической геологии. Лекции 6–10» (2009), А.Д. Жигалин, М.А. Харькина и др. «Методика геоэкологических исследований» (2009); И.Ю. Григорьева «Основы природопользования» (2012, 2013); А.Д. Жигалин и др. «Медицинская геофизика» (2012); И.Ю. Григорьева «Геоэкология» (2013); В.А. Королев «Инженерная защита территорий и сооружений» (2013); Е.Н. Огородникова, Т.А. Барабошкина, В.А. Мымрин «Вторичные ресурсы для дорожной индустрии — золы тепловых электростанций и шлаки черной металлургии» (2013); Ю.В. Фролова «Скальные грунты и методы их лабораторного изучения» (2015); В.А. Королев «Мониторинг геологических, литотехнических и эколого-геологических систем» (2015).

Трехтомное учебное пособие «Экологические условия России» опубликовано под общей редакцией В.Т. Трофимова в 2016 г. Оно включает: т. 1 «Экологические функции литосферы как природное геологическое образование и их пространственное распределение на территории России» (В.Т. Трофимов, М.А. Харькина, Т.А. Барабошкина, И.Ю. Григорьева, А.Д. Жигалин, Д.Г. Зилинг); т. 2 «Трансформация экологических функций литосферы территории России под влиянием антропогенного воздействия и ее экологические последствия» (В.Т. Трофимов, М.А. Харькина, Т.А. Барабошкина, И.Ю. Григорьева, А.Д. Жигалин, Т.И. Аверкина, Д.Г. Зилинг); т. 3 «Эколого-геологические условия крупнейших регионов России как современное проявление экологических функций литосферы» (В.Т. Трофимов, М.А. Харькина, Т.А. Барабошкина, И.Ю. Григорьева, А.Д. Жигалин, В.А. Королев, Д.Г. Зилинг).

Итоги научно-исследовательских работ коллектива кафедры за 2008–2017 гг. В течение последних

десяти лет научно-исследовательские работы кафедры, выполняемые за счет госбюджетных средств МГУ имени М.В. Ломоносова, проводились по трем 5-летним планам. В 2008–2010 гг. завершались исследования по плану, утвержденному в 2006 г. Научные разработки 2011–2015 и 2016–2020 гг. выполнялись в соответствии с планом приоритетных направлений развития (ПНР) университета и геологического факультета — составной частью Программы развития Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Она включала все стороны деятельности университета и финансировалась как государственное задание.

В 2008–2010 гг. научно-исследовательские разработки осуществлялись по проблеме «*Исследование многообразия инженерно-геологических и эколого-геологических условий России как необходимой составляющей обоснования рационального недропользования*». В ее рамках выполнялись работы по 6 темам.

В рамках первых трех тем под научным руководством В.Т. Трофимова обобщены литературные и оригинальные собственные разработки и данные о грунтах России, инженерной геодинамике территории России, инженерно-геологическим структурам России. В выполнении этой разработки принимали все научные сотрудники и преподаватели кафедры. В итоге была составлена и позже опубликована под общей редакцией В.Т. Трофимова трехтомная монография «*Инженерная геология России*» — первая и принципиально новая по содержанию работа с таким названием.

Первый том этого произведения объемом 672 с. вышел в свет в 2011 г. (Издательский дом КДУ) под названием «*Инженерная геология России. Т. 1. Грунты России*», редакторы В.Т. Трофимов, Е.А. Вознесенский и В.А. Королев. В первой части монографии рассмотрены содержание термина «грунт» и грунтоведение как научного направления инженерной геологии, главные факторы формирования состава, строения, состояния и свойств грунтов, основы методологии их изучения. В последующих трех частях охарактеризовано морфологическое, генетическое и региональное многообразие грунтов, развитых на территории России. Пятая часть тома посвящена описанию грунтовых толщ территории страны, а шестая, заключительная, — методологии и методам управления состоянием и свойствами грунтов и грунтовых толщ.

«*Инженерная геология России. Т. 2. Инженерная геодинамика территории России*» объемом 816 с. опубликована под редакцией В.Т. Трофимова и Э.В. Калинина в 2013 г. В первой части монографии рассмотрены содержание инженерной геодинамики, факторы формирования современных геологических процессов, основы методологии их инженерно-геологического изучения. В последующих двух частях охарактеризовано морфо-

логические, генетическое и региональное многообразие природных, антропогенно измененных и антропогенно обусловленных геологических процессов, развитых на территории России. Четвертая часть посвящена описанию методологии и методов управления динамикой развития современных геологических процессов.

Монография «*Инженерная геология России. Т. 3. Инженерно-геологические структуры России*» объемом 710 с. опубликована под редакцией В.Т. Трофимова и Т.И. Аверкиной Издательством КДУ в 2015 г. В первой ее части рассмотрены представления о понятии «инженерно-геологические структуры», их иерархии, о закономерностях пространственного распределения супер- и мегаструктур Земли. Во второй части описаны типологические инженерно-геологические структуры, а в третьей — региональные инженерно-геологические структуры территории России. Четвертая часть посвящена характеристике антропогенно преобразованных инженерно-геологических структур России.

Работы по теме 4 «*Исследование многообразия инженерно-геологических и эколого-геологических условий как необходимой составляющей обоснования рационального недропользования. Эколого-геологические условия России*» выполняли сотрудники лаборатории экологической геологии и ряд преподавателей кафедры (науч. руководитель В.Т. Трофимов, ответственный исполнитель М.А. Харькина). Подобная работа выполнена впервые в стране и завершилась составлением объемного труда, который в 2016 г. издан Издательством КДУ как учебное пособие «*Эколого-геологические условия России*». В его первом томе освещены теоретические вопросы экологической геологии и задачи эколого-геологических исследований, а также общие закономерности формирования и морфологическая выраженность экологических функций литосферы — ресурсной, геохимической, геофизической и геодинамической — как природных образований. Приведена информация о пространственном распределении составляющих экологических функций литосферы на территории России.

Во втором томе обсуждаются вопросы трансформации ресурсной, геодинамической, геохимической и геофизической экологических функций литосферы на территории России под влиянием антропогенных воздействий — горнодобывающей, промышленной, сельскохозяйственной и военной деятельности, а также при создании энергетических, городских и транспортных комплексов. Приводятся сведения о экологических последствиях трансформации биогенных, минерально-сырьевых ресурсов, ресурсов геологического пространства, трансформации экстенсивности и интенсивности геологических процессов, а также о экологических последствиях антропогенно обусловленной

трансформации геохимических и геофизических полей.

В третьем томе рассмотрены современные эколого-геологические условия крупнейших регионов и территории России: Восточно-Европейской и Сибирской платформ, Западно-Сибирской плиты, горно-складчатых сооружений Алтае-Саянской зоны, Дальнего Востока и Северо-Востока России, а также Урала и Забайкалья. Дана оценка экологического риска при функционировании эколого-геологических систем на территории России. Сформулированы задачи экологической геологии в области управления экологическими обстановками в целях сохранения ими оптимального состояния.

Пятая тема «*Исследование природы и закономерностей затухания волн напряжений в грунтах*» выполнялась под научным руководством Е.А. Вознесенского. Итоги работ отражены в серии статей и монографии Е.А. Вознесенского, Е.С. Кушнаревой, В.В. Фуниковой «Природа и закономерности затухания волн напряжений в грунтах» в 2013 г. (Издательство ФЛИНТА, Наука — Москва).

Работы по теме «*Микро- и наностроение природных и искусственных грунтов: роль различных фаз в его формировании*» выполнены под научным руководством В.Н. Соколова. По результатам исследований на базе использования высокоразрешающей аппаратуры опубликована серия статей. Многие результаты были использованы в монографии В.И. Осипова и В.Н. Соколова «Глины и их свойства», опубликованной Издательством ГЕОС в 2013 г.

Тематика работ по грантам РФФИ в 2008–2010 гг. резко сократилась и включала 4 темы: 1) РФФИ № 07-05-00118-а «Петрофизические преобразования горных пород под действием гидротермальных процессов», 2007–2009 гг. (Ю.В. Фролова); 2) РФФИ № 08-05-00578-а «Прогноз оседания поверхности земли вследствие изменения напряженного состояния флюидонасыщенного массива пород, обусловленного отбором нефти и газа», 2008–2010 гг. (Э.В. Калинин); 3) РФФИ № 08-05-00374а «Петрофизические свойства базальтоидов: зависимость геофизических параметров от геологических обстановок», 2008–2010 гг. (В.М. Ладыгин); 4) РФФИ № 09-05-07054-д: издание книги «Инженерная геология России. Грунты России», 2009 г. (Е.А. Вознесенский).

В заключение этого раздела отмечу, что в этот период были опубликованы в виде монографий результаты работ, выполненных ранее: «Опорные инженерно-геологические разрезы лёссовых пород Северной Евразии» (В.Т. Трофимов, С.Д. Балыкова, Т.В. Андреева, А.В. Ершова, Я.Е. Шаевич; 2008); «Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов» (Ю.К. Васильчук и др.; 2008); «Экологическая геология КМА» (И.И. Косинова, Т.А. Барабоскина и др.; 2009); «Electro-

chemical Remediation Technologies for Polluted Soils, Sediments and Groundwater» / Edited by K. Reddy and C. Cameselle. — John Wiley & Sons, Inc., USA, 2009 (author V.A. Korolev et al.); А.А. Лошкарева приняла участие в разработке «Справочного пособия по природоохранным и мелиоративным мероприятиям при производстве строительных и иных работ в бассейнах лососевых нерестовых рек Камчатки» (2009).

Кроме того, опубликовано 5 сборников статей:

1) «Многообразие современных геологических процессов и их инженерно-геологическая оценка». Труды Международной научной конференции: Москва, геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, 29–30 января 2009 г., под редакцией В.Т. Трофимова и В.А. Королева, Москва, Издательство Московского университета, 2009. 225 с.;

2) «Развитие идей И.В. Попова в современной инженерной геологии». Доклады, прочитанные на научной конференции, посвященной 120-летию И.В. Попова, 9 октября 2009 г., геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, под редакцией В.Т. Трофимова, Москва, Издательство Московского университета, 2009. 63 с.;

3) «Одиннадцатые научные чтения имени академика Евгения Михайловича Сергеева». Материалы юбилейного заседания 23 марта 2009 г., посвященного 95-летию со дня рождения академика Е.М. Сергеева, под редакцией Е.А. Вознесенского, Москва, Издательство Московского университета, 2009. 50 с.;

4) «Актуальные вопросы инженерной геологии и экологической геологии». Труды Международной научной конференции: Москва, геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, 25–26 мая 2010 г., под редакцией В.Т. Трофимова и В.А. Королева, Москва, Издательство Московского университета, 2010. 272 с.;

5) «Учебная практика по полевым методам гидрогеологических, инженерно-геологических, геокриологических, инженерно-геофизических и эколого-геологических исследований в Звенигороде. К 40-летию создания практики» (коллектив авторов), под редакцией В.Т. Трофимова и В.А. Королева, 2010.

Разработка планов научной работы в МГУ имени М.В. Ломоносова в 2010 г. претерпела, как уже отмечалось, изменения. Исследования кафедры должны были развиваться в рамках утвержденных перспективных направлений развития (ПНР) геологического факультета и МГУ в целом. В соответствии с этим кафедра в 2011–2015 гг. приняла участие в разработке следующих направлений: **ПНР 4. Решение крупных геологических задач освоения Арктики и рационального природопользования в Арктическом регионе; ПНР 5. Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы, безопасности хозяйственной деятельности и**

развития инфраструктуры России; **ПНР 6.** Комплексные фундаментальные исследования вещества и динамики геосфер Земли, разработка моделей ее глубинного строения, открытие минералов и создание новых материалов.

В рамках **ПНР 4** под руководством Ю.К. Васильчука выполнялись работы по теме «Классификация подземных льдов как основа совершенствования нормативных документов и методики инженерно-геологического изучения массивов мерзлых грунтов и рационального природопользования в Арктике». Итоги ее разработки опубликованы в серии статей в высокорейтинговых журналах и монографиях Ю.К. Васильчука с соавторами «Изотопные методы в географии. Ч. 2. Геохимия стабильных изотопов пластовых льдов» (Т. 1, 2012 и т. 2, 2014).

В системе **ПНР 5** исследования велись по 4 темам. Первая из них — «Теоретические и методологические вопросы инженерной геологии» (научный руководитель В.Т. Трофимов, ответственный исполнитель В.А. Королев). В ее рамках выполнялись работы по следующим подтемам: 1) «Разработка системы категорий и номологической базы инженерной геологии» (ответственный исполнитель В.А. Королев); 2) «Обоснование мониторинга литотехнических систем культурно-исторических сооружений» (ответственный исполнитель В.А. Королев); 3) создание ГИС «Мировой опыт изысканий и строительства в пределах различных типов инженерно-геологических структур» (ответственный исполнитель Т.И. Аверкина); 4) «Анализ и разработка предложений по совершенствованию методики инженерно-геологических исследований. Создание методических пособий на основе программных модулей с целью обучения» (ответственные исполнители М.Б. Куринов, Л.Л. Панасьян).

Наиболее значимые результаты были получены в рамках работ по первой из этих подтем. Помимо серии статей составлены и опубликованы две принципиально новые монографии: «Инженерная геология: история, методология и номологические основы» (В.А. Королев, В.Т. Трофимов, 2016) и «Базовые понятия инженерной геологии и экологической геологии: 280 основных терминов» (коллектив авторов, под редакцией В.Т. Трофимова, 2012). Сотрудниками кафедры (В.Т. Трофимов, Э.В. Калинин, В.А. Королев, Е.А. Вознесенский, С.К. Николаева, Ю.К. Васильчук, А.Д. Жигалин, М.А. Харьковина, Т.А. Барабошкина, Е.Н. Самарин, Н.Д. Хачинская, Л.А. Цуканова) написано 197 статей, которые были опубликованы в трехтомной Российской геологической энциклопедии (2012–2014).

В итоге разработки других подтем были опубликованы статьи в журналах, сделаны доклады на конференциях и разработаны пособия, используемые при обучении студентов. Кандидатская

диссертация «Оценка литотехнических систем зданий, имеющих большое культурно-историческое значение, для обоснования их мониторинга (на примере исторического центра Москвы)» защищена в 2016 г. Н.В. Кузнецовой (науч. руководитель профессор В.А. Королев).

Вторая тема в **ПНР 5** — «Разработка теоретических и методических основ изучения, оценки и математического моделирования устойчивости склонов и массивов грунтов в 2- и 3-мерной постановке» (науч. руководитель Э.В. Калинин, ответственный исполнитель О.В. Зеркаль). В ее рамках выполнялись работы по трем подтемам: 1) «Разработка теоретических и методических основ 2- и 3-мерного математического моделирования устойчивости склонов, оседания поверхности и других геологических процессов, их реализация в виде специального программного обеспечения» (ответственный исполнитель Н.Б. Артамонова); 2) «Исследование роли напряженно-деформированного состояния массивов горных пород и его пространственной и временной изменчивости в развитии современных геологических и инженерно-геологических процессов» (ответственный исполнитель Э.В. Калинин); 3) «Разработка методики оценки развития опасных геологических процессов с использованием ГИС-технологий (в 2- и 3-мерной постановке)» (ответственный исполнитель О.В. Зеркаль).

В ходе выполнения работ по этой теме, результаты которых отражены в серии статей и сборнике под ред. О.В. Зеркаля «Современные проблемы инженерной геодинамики. Труды юбилейной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения профессора Г.С. Золотарева» (2014), была разработана типизация карт развития геологических процессов в зависимости от их содержания и по размерности представляемой информации. Выполнен анализ видов информации при подготовке электронно-картографических инженерно-геологических ГИС-приложений. Разработана методика картирования геологических опасностей (оползневой, селевой и др.) с использованием ГИС-технологий как при региональной оценке геологического риска, так и при проведении крупномасштабных работ.

Оценена роль изменения напряженного состояния массива пород в развитии оползневых процессов. Изучены условия возникновения зон концентрации напряжений в породах склона при прохождении через них сейсмических волн. Охарактеризовано распределение напряжений вокруг подземной полости и проведена оценка устойчивости покровной толщи над карстовой полостью. Описаны условия возникновения и механизм подводных оползней.

Рассмотрены связанные и несвязанные решения модели нестационарной фильтрации Био. Приведены способы определения тензора передачи порового давления и примеры расчетов оседания

поверхности земли при отборе нефти для конкретных геологических объектов.

Третья тема **ПНР 5** — «История развития и современное состояние региональной инженерной геологии» (науч. руководитель В.Т. Трофимов, ответственный исполнитель Н.С. Красилова) — включает две подтемы: 1) «История развития региональной инженерной геологии» (ответственный исполнитель Н.С. Красилова) и 2) «Инженерная геология криолитозоны» (ответственный исполнитель Ю.К. Васильчук). В ходе разработки первой подтемы опубликована серия статей в журнале «Инженерная геология», а в итоге работы составлена и передана в издательство монография «Региональная инженерная геология: история развития теории и методологии» (В.Т. Трофимов и Н.С. Красилова). Вторая подтема завершилась созданием первого по содержанию варианта отчета «Инженерная геология криолитозоны», на базе которого авторы (В.Т. Трофимов и Ю.К. Васильчук) готовят учебное пособие.

В рамках четвертой темы **ПНР 5** — «Разработка теоретико-методологических вопросов экологической геологии и учения об экологических функциях абиотических сфер Земли» (науч. руководитель В.Т. Трофимов, ответственный исполнитель М.А. Харькина) — выполнялись работы по пяти подтемам: 1) «Экологические функции абиотических сфер Земли как новая фундаментальная категория в науках о Земле» (ответственный исполнитель Т.А. Барабошкина); 2) «Ресурсы геологического пространства как важнейшая составляющая ресурсной экологической функции» (ответственный исполнитель И.Ю. Григорьева); 3) «Современная динамика литосферы и ее экологические последствия» (ответственный исполнитель М.А. Харькина); 4) «Закономерности электрокинетической миграции компонентов в грунтах и их применение для экологического восстановления загрязненных территорий» (ответственный исполнитель В.А. Королев); 5) «Обоснование системы научных категорий экологической геологии, методика оценки эколого-геологических условий территорий месторождений строительных материалов» (ответственный исполнитель В.А. Королев).

Итог разработки первой подтемы — рукопись монографии «Экологические функции абиотических сфер Земли», переданная в издательство в 2017 г., второй подтемы — монография «Геологическое пространство как экологический ресурс и его трансформация под влиянием техногенеза» (авторы В.Т. Трофимов, Н.Д. Хачинская, Л.А. Цуканова, Н.Н. Юров, В.А. Королев, И.Ю. Григорьева, М.А. Харькина, под редакцией В.Т. Трофимова, 2014), третьей подтемы — рукопись монографии «Современная динамика литосферы и ее экологические последствия», переданная в издательство в 2017 г. Четвертая подтема завершилась выхо-

дом в свет монографии В.А. Королева «Теория электроповерхностных явлений в грунтах и их применение» (2016), а пятая подтема — защитой кандидатской диссертации С.Г. Медведевой на тему «Эколого-геологические условия территорий месторождений строительных материалов Калужской области и оценка их трансформации в результате освоения» (2015).

В рамках **ПНР 6** разрабатывалась тема «Закономерности формирования состава, строения и свойств грунтов и совершенствование методов их исследований» (научный руководитель Е.А. Вознесенский, ответственный исполнитель В.Н. Соколов). Она включала семь подтем: 1) «Формирование свойств гидротермальных глин как ультрадисперсных минеральных микро- и наносистем» (ответственный исполнитель В.Н. Соколов); 2) «Закономерности постгенетических преобразования состава, строения, состояния и свойств вулканогенных пород» (ответственный исполнитель Ю.В. Фролова); 3) «Разработка методических основ изучения прочностных и деформационных свойств грунтов при решении специальных инженерных задач» (ответственный исполнитель Е.А. Вознесенский); 4) «Закономерности влагопереноса в дисперсных грунтах» (ответственный исполнитель В.А. Королев); 5) «Использование промышленных отходов для создания реагент-грунтовых систем с заданными свойствами» (ответственный исполнитель Н.А. Ларионова); 6) «Изучение просадочности грунтов погребенных почв и пространственных закономерностей ее распределения в массивах лёссовых толщ Северной Евразии» (ответственный исполнитель А.В. Ершова); 7) «Обоснование создания защитных барьерных технологий для решения эколого-геологических проблем» (ответственный исполнитель Е.Н. Самарин).

В ходе выполнения подтем установлено следующее: а) свойства гидротермальных глинистых грунтов на юге Камчатки во многом определяются присутствием в них минеральных наноструктур, сложенных ультрадисперсными частицами каолинита, монтмориллонита и смешанослойного минерала каолинит-сметкита; при этом хрупкий и хрупко-пластичный характер разрушения, часто при скрытотекучей консистенции, объясняется унаследованным блочным строением таких грунтов; б) выявлены основные этапы формирования и изменения физико-механических свойств эффузивных пород среднего-основного состава; в) на основе собственных экспериментальных данных показано, что наряду с неполным водонасыщением образцов глинистых грунтов фильтров и системы измерения порового давления проблема надежного контроля последнего при лабораторных испытаниях грунтов заключается в запаздывании его измерений на торцах по сравнению с центральной частью образца; г) установлено влияние состава грунтов, зол и шлаков на механизм твердения

материалов, на степень и характер изменения их физико-механических свойств во времени; определена стадийность процессов твердения материалов при укреплении грунтов комплексными вяжущими; д) охарактеризована просадочность грунтов погребенных почв циклитно построенных толщ лёссовых пород Северной Евразии; е) разработана и экспериментально доказана классификация кислотно-основной буферности дисперсных грунтов, модифицированных различными типами вяжущих. Все эти разработки выполнены с использованием оборудования, закупленного по Программе развития Московского университета.

Итоги разработки этих научных вопросов освещены в 19 докладах на конференциях, 28 статьях в журналах и 6 монографиях (две из которых названы выше). Вышли в свет монографии «Агаты в метавулканитах. Геологические обстановки, параметры и время превращения вулканитов в мандельштейны с агатами» (Э.М. Спиридонов, В.М. Ладыгин, Д.Я. Янакиева, Ю.В. Фролова, Е.С. Семиколенных, 2014), «Динамическая неустойчивость грунтов» (Е.А. Вознесенский, 2014), «Намывные грунты и управление их свойствами» (Е.Н. Огородникова, С.К. Николаева, Ван Чин, Чэнь Хуэйэ, Чжан Цзе, Хоу Синь, 2014). Монография «Просадочность грунтов погребенных почв циклитно построенных толщ лёссовых пород Северной Евразии» сдана в издательство в начале 2017 г.

Тематика работ по грантам РФФИ в 2011–2015 гг. включала 7 тем: 1) РФФИ № 11-05-91165-ГФЕНа «Теоретические и методологические основы изучения техногенных грунтов и управления их свойствами» (2011–2012, С.К. Николаева); 2) РФФИ № 05-13-00530а «Петрофизические преобразования пород рудообразующих гидротермально-магматических систем и геотермальных месторождений» (2013–2015, Ю.В. Фролова); 3) РФФИ № 13-05-01176а «Экспериментальное, натурное и термодинамическое моделирование изменения состава, строения, физических и физико-механических свойств горных пород в гидротермальном процессе при взаимодействии флюид–порода» (2013–2015, В.В. Фуникова); 4) РФФИ № 14-05-00708а «Минеральные наноструктуры гидротермальных глин: особенности формирования и влияние на свойства грунтов» (2014–2016, В.Н. Соколов); 5) Молодежный инициативный «Мой первый грант» РФФИ № 14-05-31528мол_а «Трехмерная модель строения как основа для прогноза прочности и деформационного поведения глинистых грунтов» (2014, М.С. Чернов); 6) РФФИ № 14-05-31157мол_а «Специфика функционального микробного комплекса в песчаных грунтах при загрязнении органическими веществами и его влияние на состав, строение и свойства грунтов» (2014–2015, аспирант П.В. Иванов). Кроме того, была завершена работа по гранту

РФФИ № 10-05-00503а «Фундаментальные основы моделирования процесса формирования минеральных наноструктур в аргиллизированных породах рудообразующих гидротермально-магматических систем» (2010–2012, В.Н. Соколов).

Тематика научных исследований на **2016–2020 гг.** утверждена на кафедре в рамках тех же перспективных направлений развития, что и в предшествующей пятилетке. В рамках ПНР 4 «Решение крупных геологических задач освоения Арктики и рационального природопользования в Арктическом регионе» разрабатывается тема «Инженерно-геологические особенности циклитически построенных едомных толщ евразийской Арктики» (науч. руководитель и ответственный исполнитель Ю.К. Васильчук).

ПНР 5 «Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы, безопасности хозяйственной деятельности и развития инфраструктуры России» предусматривает разработку двух тем. Первая из них «Критический анализ современного состояния и развитие теоретических и методических положений экологической геологии и геоэкологии» (науч. руководитель В.Т. Трофимов, ответственный исполнитель М.А. Харьковина) предусматривает разработку трех подтем: 1) «Критический анализ современного состояния геоэкологии» (ответственный исполнитель М.А. Харьковина); 2) «Теория и методология нового содержания геоэкологии» (ответственный исполнитель М.А. Харьковина); 3) «Теория и методика обоснования управления эколого-геологическими системами» (ответственный исполнитель В.А. Королев).

Вторая тема «Разработка новых методик изучения грунтов, создания грунтов с заданными свойствами» (науч. руководитель Е.А. Вознесенский, ответственный исполнитель М.С. Чернов) включает пять подтем: 1) «Разработка методики прогноза прочности и деформируемости глинистых грунтов на основе комплексного изучения их состава, макро- и микростроения» (ответственный исполнитель М.С. Чернов); 2) «Закономерности возникновения и развития состояния деформационной неустойчивости дисперсных грунтов» (отв. исполнитель В.В. Фуникова); 3) «Изучение влияния масштаба и условий испытаний на деформируемость дисперсных грунтов» (ответственный исполнитель В.Н. Широков); 4) «Преобразование состава и свойств грунтов методами технической мелиорации и методические основы контроля их эффективности» (ответственный исполнитель Н.А. Ларионова); 5) «Исследование свойств грунтовых композитов и техногенно измененных дисперсных грунтов, создаваемых на основе неорганических вяжущих и промышленных отходов» (ответственный исполнитель Е.Н. Самарин).

В рамках ПНР 6 «Комплексные фундаментальные исследования вещества и динамики геосфер Земли, разработка моделей ее глубинного строения,

открытие минералов и создание новых материалов» разрабатывается тема «*Исследование многообразия инженерно-геологических условий территории России*» (науч. руководитель В.Т. Трофимов, ответственный исполнитель О.С. Барыкина). В ее составе утверждены три подтемы: 1) разработка монографии «*Песчаные грунты России*» (ответственный исполнитель С.Д. Балыкова); 2) «*Петрогенетические закономерности формирования вулканогенных пород и их инженерно-геологические особенности*» (ответственный исполнитель В.М. Ладыгин); 3) «*Склоновые природные и антропогенные геологические процессы, распространение, закономерности и динамика их развития; методы прогнозирования и инженерной защиты*» (ответственный исполнитель А.С. Барыкина).

Результаты исследований по всем этим темам опубликованы в серии статей и доложены на многих совещаниях. Эти работы продолжаются и поддерживаются грантами РФФИ. Сейчас их четыре: 1) РФФИ № 16-05-00501а «*Закономерности формирования физико-механических свойств вулканогенных пород и их изменение при эпигенезе*» (2016–2018, Ю.В. Фролова); 2) РФФИ № 16-05-00971а «*Комплексное изучение макро- и микростроения как основа для прогноза прочности и деформационного поведения глинистых грунтов*» (2016–2018, М.С. Чернов); 3) РФФИ № 17-05-00944а «*Исследование морфологического, генетического и пространственного распределения многообразия песчаных грунтов территории России*» (2017–2019, В.Т. Трофимов); 4) РФФИ 17-05-01045а «*Изучение влияния состава и содержания наночастиц в природных глинистых грунтах на их свойства*» (2017–2019, В.Н. Соколов).

В заключение этого раздела приведем статистические данные публикационной активности сотрудников кафедры в 2008–2016 гг.: сделано докладов на конференциях и совещаниях — 746; опубликовано монографий (кафедральных) — 15; монографий других подразделений, в написании которых принимали участие сотрудники кафедры, — 12; учебников и учебных пособий (кафедральных) — 16; учебников и учебных пособий других подразделений, в написании которых принимали участие сотрудники кафедры, — 7; всего опубликовано статей в журналах — 556, из них статей в журналах из списка ВАК — 384, статей в сборниках — 466; тезисов — 580.

Выполнение работ по договорам с другими организациями. За 2008–2017 гг. сотрудники кафедры выполнили работы по 86 договорам с другими организациями (большая их часть под руководством Е.А. Вознесенского). И если в период 2008–2011 гг. число таких договоров составляло 12–21 в год, то начиная с 2012 г. их число резко сократилось и менялось от 3–5 до 2 в 2016 г. Будем надеяться, что это временное явление, которое обусловлено затянувшимся кризисом в России.

Большая часть этих проектов связана с изучением состава, строения и свойств дисперсных и скальных грунтов, определением поведения дисперсных грунтов при динамических нагрузках. Изучение устойчивости оползневых и потенциально ослабленных склонов, в том числе в районе возведения и функционирования олимпийских объектов в Сочи, — второй блок по числу договоров. Назову лишь ряд наиболее интересных выполненных разработок: «*Рекомендации по оценке динамической устойчивости дисперсных грунтов*» (Е.А. Вознесенский); «*Рекомендации по проведению инженерно-геологических изысканий в сложных грунтово-геологических условиях*» (Е.А. Вознесенский); «*Оценка динамической разжижаемости песчаных грунтов основания на участке расположения турбогенераторов Череповецкой ГРЭС*» (Е.А. Вознесенский); «*Подбор лунных грунтов-аналогов и определение их физических и физико-механических характеристик и гранулометрического состава*» (В.А. Королев); «*Исследования по изучению свойств укрепленных грунтов*» (В.М. Ладыгин); «*Эколого-ресурсный потенциал Крыма. История формирования и перспективы развития*» (Т.А. Барабошкина и др.).

Подчеркнем, что подавляющая часть проектов не имела достойного финансирования и была ориентирована на краткий срок проведения работ. Но даже эти средства помогали улучшить финансовое положение сотрудников, обеспечить расходными материалами учебный процесс, а в ряде случаев организовать прохождение практик студентами и сбор ими данных для выполнения курсовых и выпускных работ.

Научно-организационная деятельность сотрудников кафедры. Кафедра начиная с 2008 г. организовала и провела на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова две международные и три юбилейные научные конференции по различным вопросам инженерной и экологической геологии: международная научная конференция «*Многообразие современных геологических процессов и их инженерно-геологическая оценка*» (январь, 2009); Одиннадцатые научные чтения имени академика Е.М. Сергеева «*Юбилейное заседание, посвященное 95-летию со дня рождения академика Е.М. Сергеева*» (март, 2009); научная конференция, посвященная 120-летию И.В. Попова «*Развитие идей И.В. Попова в современной инженерной геологии*» (октябрь, 2009); международная научная конференция «*Актуальные вопросы инженерной геологии и экологической геологии*» (май, 2010); юбилейная конференция, посвященная 100-летию со дня рождения академика Е.М. Сергеева (март, 2014); юбилейная конференция, посвященная 100-летию со дня рождения профессора Г.С. Золотарева «*Современные проблемы инженерной геодинамики*» (сентябрь, 2014).

Сотрудники кафедры принимают участие в подготовке и проведении следующих общеуниверситетских *ежегодных* научных конференций: «Ломоносовские чтения» (подсекция «Инженерная и экологическая геология»); «Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых “Ломоносов”» (подсекция «Инженерная и экологическая геология»); «День научного творчества студентов».

Кроме того, сотрудники кафедры работали в составе оргкомитетов научных конференций (из них две ежегодные), прошедших в России и в зарубежных странах: 15th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics «Near Surface-2009», Dublin, Ireland (Е.А. Вознесенский); «Инженерная и рудная геофизика», Геленджик (ежегодно, Е.А. Вознесенский); Российская конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Планета Земля: актуальные вопросы геологии глазами молодых ученых и студентов», Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 2009 (Е.А. Вознесенский, М.С. Чернов); «Глины, глинистые минералы и слоистые материалы — CMLM2009», Звенигород, 2009 (В.В. Крупская); Школа экологической геологии и рационального недропользования, Санкт-Петербург (ежегодно, В.Т. Трофимов); Международная научно-практическая конференция «Экологическая геология: научно-практические, медицинские и экономико-правовые аспекты», Воронеж, ВГУ, 2009 (В.Т. Трофимов); «Международные и отечественные технологии освоения природных минеральных ресурсов и глобальная энергия», Астрахань, АГУ, 2009, 2010 (В.Т. Трофимов); Международная научная конференция «Геоэкологические проблемы современности», Владимир, ВлГУ, 2010, 2012, 2013 (В.Т. Трофимов); «Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы», Воронеж, ВГУ, 2011, 2013 (В.Т. Трофимов); «Международные и отечественные нанотехнологии поисков и освоения, разработки и добычи, переработки и транспорта природных минеральных ресурсов рационального природопользования, экологических проблем и глобальной энергии», Астрахань, АГУ, 2011 (В.Т. Трофимов); Международная научная конференция «Экологические проблемы недропользования. Наука и образование», Санкт-Петербург, СПбГУ, 2012 (В.Т. Трофимов); 6th Mid-European Clay Conference — МЕСС 2012, Прухонице, Чехия, 2012 (В.В. Крупская); Российская школа по глинистым минералам — «Argilla Studium-2012», ИГЕМ РАН — НИТУ МИСиС (В.В. Крупская); Третья российская школа по глинистым минералам «Argella Studium-2014», 2014 (В.Н. Соколов, В.В. Крупская); Четвертая российская школа по глинистым минералам «Argella Studium-2015», 2015 (В.В. Крупская); Третье российское совещание по глинам и глинистым минералам «ГЛИНЫ-2015», 2015 (В.В. Крупская).

О государственном и общественном признании работ сотрудников кафедры. Многолетние трудовые достижения и новые разработки сотрудников кафедры в 2008–2017 гг. отмечены государственными и ведомственными наградами. В.Т. Трофимов награжден орденом «Дружба» (2012), в 2013 г. ему присвоено звание «лауреат премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники» за участие в разработке и создании «Российской геологической энциклопедии».

Звания «Заслуженный работник Высшей школы Российской Федерации» удостоены Е.А. Вознесенский (2013) и В.А. Королев (2011), «Ветеран труда» — Е.А. Вознесенский (2013), В.А. Королев (2008), С.К. Николаева (2011), Т.А. Барабошкина (2012), В.В. Вшивцева (2012), М.В. Коптева-Дворникова (2010), И.М. Желязко (2015).

Нагрудным знаком «Почетный работник высшего профессионального образования Российской Федерации» награждены С.К. Николаева (2008) и В.Н. Широков (2009). Почетный знак «Отличник разведки недр» Министерства природных ресурсов Российской Федерации вручен Е.А. Вознесенскому (2010), В.А. Королеву (2010) и В.Н. Широкову (2008). Е.Н. Самарин удостоен нагрудных знаков «За отличие» и «Строительный эксперт России» третьей степени МЧС России. Почетный знак «За заслуги» (2012) и медаль В.И. Вернадского (2015) вручены В.Т. Трофимову Российской академией естественных наук.

Многие сотрудники кафедры удостоены почетных званий МГУ имени М.В. Ломоносова. Звание «Заслуженный профессор Московского университета» присуждено В.А. Королеву (2014), «Заслуженный преподаватель Московского университета» — С.К. Николаевой (2008) и В.Н. Широкову (2009), «Заслуженный научный сотрудник Московского университета» — В.Н. Соколову (2011), «Заслуженный работник Московского университета» — Н.П. Большаковой (2015) и О.И. Голубцовой (2010). Труд многих сотрудников отмечен почетными грамотами Минобрнауки России, Минприроды России, грамотами МГУ и благодарностями ректора.

Отметим, что новой медалью Е.М. Сергеева «За успехи в развитии инженерной геологии», учрежденной к 100-летию со дня его рождения, удостоены Н.С. Красилова (2014), В.Т. Трофимов (2014), В.А. Королев (2017) и ушедшие на пенсию лауреаты Государственной премии СССР А.С. Герасимова (2014) и Р.С. Зиангиров (2014). Охотинское общество грунтоведов наградило медалью В.В. Охотина «За вклад в развитие грунтоведения» В.Н. Соколова (2010) и Е.А. Вознесенского (2016).

Общественное признание учебной и научной деятельности кафедры выражается и в большом количестве положительных отзывов, опубликованных в научных журналах. Такие рецензии опу-

бликованы также на учебники, учебные пособия и на монографические произведения сотрудников кафедры.

Заключение. Инженерная геология и экологическая геология в Московском университете в прошедшем десятилетии, несмотря на перманентные сложности положения науки и модернизации системы высшего образования в стране, развивались, как и ранее, в позитивном направлении, во многом определяя их развитие в стране в целом. Школа инженер-геологов Московского университета осталась лидирующей в России, она успешно разрешает многие проблемы инженерной геологии и высшего профессионального инженерно-геологического образования. В этот же период сотрудниками кафедры были развиты теоретические положения

геологического профиля в «Российской геологической энциклопедии», удостоенной премии Правительства Российской Федерации в 2013 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

XX век — личности и школы в инженерной геологии СССР и России / Под ред. В.Т. Трофимова, В.А. Королева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 204 с.

Герасимова А.С. XX век. Инженер-геологи — лауреаты Государственных премий / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 111 с.

Инженерная геология в Московском университете / А.С. Герасимова, З.А. Кривошеева, В.Т. Трофимов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 112 с.

Королев В.А., Герасимова А.С., Кривошеева З.А. Инженер-геологи Московского университета: Биографобиблиогр. справочник / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 190 с.

Морозов С.С., Сергеев Е.М. История кафедры грунтоведения и инженерной геологии Московского университета за 25 лет ее существования (1938–1963 гг.) // Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. Вып. 1. М., 1963. С. 8–27.

Сергеев Е.М. Работа кафедры грунтоведения и инженерной геологии Московского университета за последние десять лет (1963–1972 гг.) и некоторые общие вопросы развития инженерной геологии // Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. Вып. 3. М., 1973. С. 6–29.

Сергеев Е.М. Развитие инженерной геологии в Московском университете // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1988. № 1. С. 44–54.

Трофимов В.Т. Инженерная геология в Московском университете в 1988–1998 гг. (к 60-летию кафедры инженерной геологии и охраны геологической

экологической геологии — нового направления геологической науки, теоретико-методологические основы которого разработаны в стенах Московского университета. Ими совместно с коллегами с других кафедр геологического факультета, а также из Санкт-Петербургского, Воронежского, Иркутского университетов было продолжено развитие высшего эколого-геологического образования в стране.

Кафедра обогатила отечественную и мировую литературу серией принципиально новых фундаментальных разработок. К их числу, бесспорно, принадлежат трехтомник «Инженерная геология России» и «Эколого-геологические условия России». Именно сотрудники кафедры составили все статьи инженерно-геологического и эколого-

среды) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 1. С. 9–16.

Трофимов В.Т. Пятидесятилетний юбилей кафедры // Инженерная геология. 1988. № 10. С. 125–132.

Трофимов В.Т. Развитие инженерной и экологической геологии в Московском университете на рубеже XX и XXI веков (к 70-летию кафедры инженерной и экологической геологии) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 1. С. 3–12.

Трофимов В.Т. Умение видеть сквозь землю // Проектные и изыскательские работы в строительстве. 2008. № 1–2. С. 37–46.

Трофимов В.Т. Школа инженер-геологов Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова на современном этапе // Инженерная геология. 2007. Сентябрь. С. 8–15.

Трофимов В.Т. Школа инженер-геологов Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова на современном этапе // Инженерная геология, 2007. Декабрь. С. 7–12.

Трофимов В.Т., Герасимова А.С., Кривошеева З.А. Школа инженер-геологов Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова // Геоэкология. 1998. № 1. С. 3–15.

Трофимов В.Т., Королев В.А. 70-летие кафедры инженерной и экологической геологии Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова: Мат-лы о юбилее. М.: МАКС Пресс, 2008. 120 с.

Трофимов В.Т., Королев В.А. Инженерная и экологическая геология в Московском университете (1998–2008 гг.): к 70-летию кафедры инженерной и экологической геологии Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. М.: ПрофСтар, 2008. 192 с.

Филатов М.М. Кафедра грунтоведения в Московском государственном университете // Уч. Зап. Моск. ун-та. Геология. Почвоведение. Грунтоведение. 1940. Вып. 56. С. 85–92.

УДК 553.98+550.8.013(268.55)

М.Д. Линева¹, Н.А. Малышев², А.М. Никишин³

МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСТОРИИ ПРОГРЕВА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И СОЗРЕВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В НЕФТЕГАЗМАТЕРИНСКИХ ТОЛЩАХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

Выполнено 2D-и 3D-моделирование истории прогрева осадочного чехла и эволюции органического вещества в нефтегазоматеринских толщах Восточно-Сибирского моря. Приводится распределение значений температуры и показателя отражательной способности витринита в осадочном чехле по разрезу вдоль линии композитного сейсмического профиля. Построены карты распределения температуры в осадочных толщах на различные моменты времени, а также карты распределения отражательной способности витринита в нефтегазоматеринских толщах на различные моменты геологического времени и карты распределения степени преобразованности органического вещества в нефтегазоматеринских толщах на современный момент времени. На основании результатов моделирования проанализирована история созревания органического вещества и возможные процессы генерации углеводородов в нефтегазоматеринских толщах.

Ключевые слова: бассейновое моделирование, история прогрева, созревание органического вещества, генерация углеводородов, Восточно-Сибирское море.

2D and 3D thermal history and organic matter maturity modeling of East Siberian Sea sedimentary basins are performed in this study. We present cross-sections with temperature and vitrinite reflectance distribution along composite seismic line, temperature maps of main horizons for different time stages. Vitrinite reflectance maps of source rocks for different time stages and transformation ratio maps of source rocks for present time are also presented. Maturation history and possibilities of hydrocarbon generation were analyzed using modeling results.

Key words: basin modeling, thermal history, maturation, hydrocarbon generation, East Siberian Sea.

Введение. Восточно-Сибирское море, представляющее собой часть Арктического шельфа России, расположено между Новосибирскими островами и о. Врангеля. Эта область достаточно слабо изучена, в пределах территории Восточно-Сибирского моря отсутствуют пробуренные скважины. Данные о геологическом строении территории в основном получены по результатам изучения прилегающей суши и интерпретации сейсмических данных. Заложение осадочного бассейна Восточно-Сибирского моря происходило в апте-альбе в результате процессов рифтогенеза [Miller, Verzhbitsky, 2009].

В геологической истории осадочного бассейна выделяются четыре основных этапа развития (рис. 1): ранний синрифтовый, поздний синрифтовый, ранний пострифтовый и поздний пострифтовый, разделенные фазами деформаций различной интенсивности. Первый этап рифтинга, начавшийся в апт-альбское время, продолжался до конца раннего мела и характеризовался накоплением терригенных, преимущественно песчаных, толщ

значительной мощности (более 8 км). Следующий этап рифтинга, последовавший за кратковременным эпизодом деформаций, имел место в позднем мелу и завершился вследствие наступления режима сдвига-сжатия, приведшего к региональным деформациям и инверсии рифтов. Мощность терригенных отложений верхнего синрифтового комплекса достигает 4 км. Кайнозойское время характеризовалось спокойным режимом тектонического погружения, которое подразделялось на два основных этапа: палеоцен-эоценовый и олигоцен-четвертичный, в течение которых происходило накопление песчано-глинистых отложений, общая мощность которых может превышать 5–6 км. В области о. Врангеля в палеоцене–эоцене происходило формирование предгорного прогиба [Drachev et al., 2010; Линева и др., 2015].

В настоящее время в пределах осадочного бассейна Восточно-Сибирского моря выделяются следующие основные структурные элементы: Дремхедский рифт, Мелвильский рифт, Новосибирский рифт, Восточно-Сибирская система риф-

¹ ООО «Центр «ГеоГрид», вед. геолог; *e-mail:* lineva.maria@gmail.com

² ОАО НК «Роснефть», зам. директора Департамента геолого-разведочных работ, лицензирования и ресурсной базы на шельфе, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* n_malyshhev@rosneft.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор; *e-mail:* amnikishin@gmail.com

Эра-тема	Система	Отдел	Ярус	Осадочный комплекс/отражающий горизонт	Элементы УВ систем		Тектонические события						
Кайнозойская	Четвертичная Неогеновая Палеогеновая	Голоценовый		Пост-рифтовый комплекс II	НГМТ	Колл.	Тектоническое погружение						
		Плейстоценовый	Гелазский										
		Плиоценовый	Пьяченцкий										
			Занклский										
			Мессинский										
		Миоценовый	Тортонский										
			Серравальский										
			Ланггийский										
			Бурдигальский										
		Олигоценый	Аквитанский										
			Хаттский										
		Эоценовый	Рюпельский										
			Приабонский										
		Палеоценовый	Бартонский										
			Лютетский										
			Ипрский										
Танетский													
Мезозойская	Меловая	Верхний	Зеландский	Пост-рифтовый комплекс I			Тектоническое погружение						
			Датский										
			Маастрихтский										
			Кампанский										
			Сантонский										
			Коньякский										
			Туронский										
			Сеноманский										
		Нижний	Альбский	Верхний синрифтовый комплекс	ES-4			Региональные деформации, Сдвига-сжатие					
			Аптский										
			Барремский										
			Готеривский										
			Валанжинский										
			Бериасский										
			Фундамент						Нижний синрифтовый комплекс	ES-3			Рифтинг
			Фундамент										
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент	Нижний синрифтовый комплекс	ES-2			Деформации								
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент	Нижний синрифтовый комплекс	ES-1			Рифтинг								
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент	Фундамент	ES-1			Складчатость								
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													
Фундамент													

Рис. 1. Осадочные комплексы, элементы углеводородных систем осадочного чехла бассейнов Восточно-Сибирского моря и основные тектонические события

тов, поднятие Де Лонга, Барановское поднятие, Шелагское поднятие, краевой прогиб Умкилир (рис. 2).

Исходные данные. Регион Восточно-Сибирского моря характеризуется крайне невысокой степенью изученности. В основу моделирования истории погружения, эволюции температурного режима, генерации и аккумуляции углеводородов (УВ) в пределах области Восточно-Сибирского моря были положены результаты интерпретации [Линева и др., 2015] серии сейсмических профилей (рис. 2), неравномерно покрывающих территорию.

Моделирование эволюции углеводородных систем проводилось в программном пакете SEDIM™ и требовало задания следующих исходных данных:

- современная глубина залегания основных отражающих горизонтов,
- абсолютный возраст горизонтов,
- литологический состав отложений,

– данные о строении земной коры и литосферы,

– граничные условия тепловой модели: величины теплового потока на поверхности и поверхностной температуры в различные моменты геологического времени,

– характеристики потенциальных нефтегазоматеринских толщ.

Современная глубина залегания основных отражающих горизонтов получена с использованием результатов интерпретации сейсмических профилей во временном домене. Преобразование результатов интерпретации из временного масштаба в глубинный выполнено с использованием данных о значениях пластовых скоростей сейсмических волн [Grantz, Eittreim, 1979] в отложениях осадочного чехла Чукотского моря, одновозрастных отложениям чехла Восточно-Сибирского моря. Область, к которой относились использованные замеры значений пластовой скорости, находят-

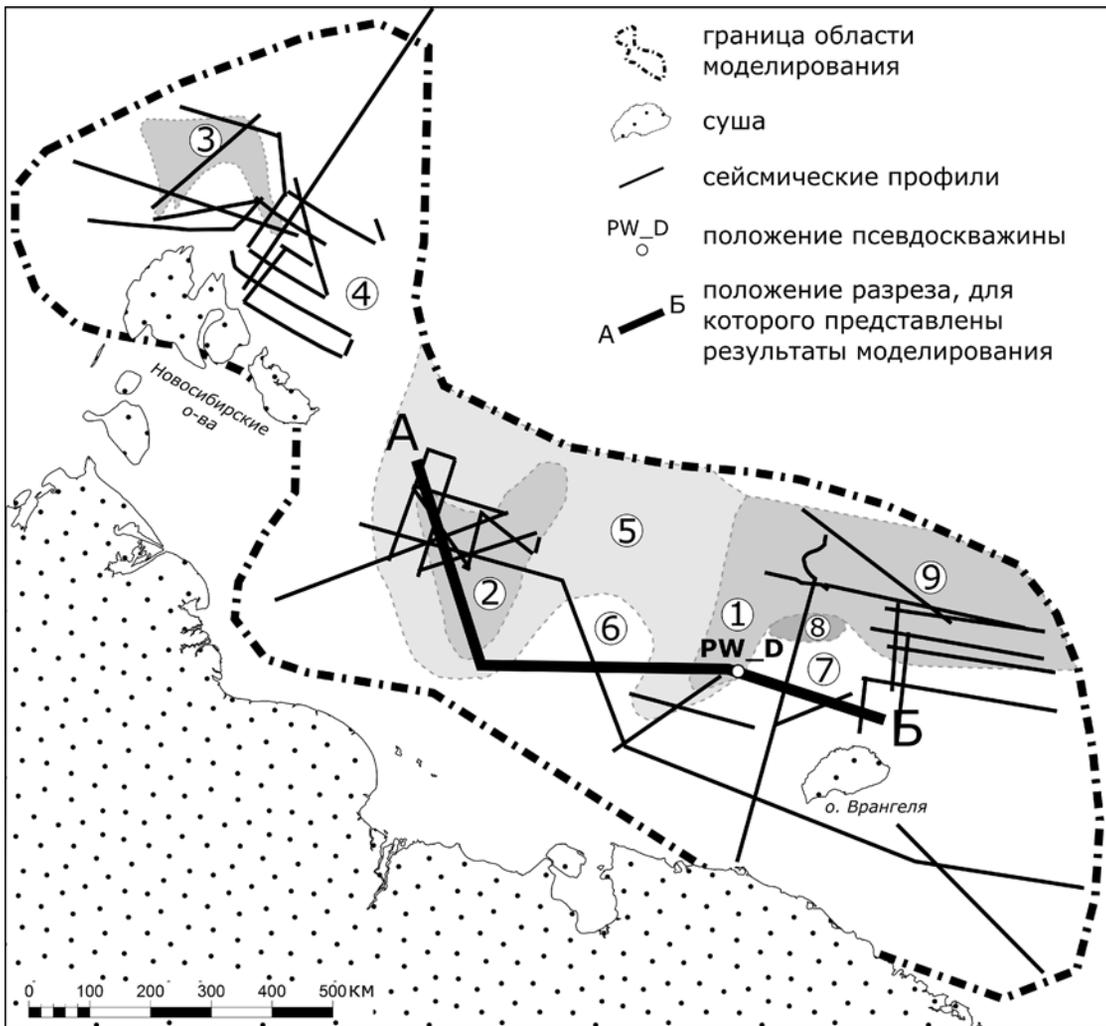


Рис. 2. Схема расположения сейсмических профилей, псевдоскважин и основных структурных элементов Восточно-Сибирского моря

ся на северо-востоке от о. Врангеля, на границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Значения абсолютного возраста отражающих горизонтов были заданы в соответствии с Международной стратиграфической шкалой–2016 [International Commission on Stratigraphy, 2016], состав отложений — песчано-глинистый с преобладанием песчаников (рис. 1), отложения имеют мелководноморской и континентальный генезис [Drachevetal., 2010]. Структура литосферы исследуемого региона для выполнения моделирования принята следующая: глубина залегания поверхности Мохо составляет от 25 [Frankeetal., 2004] до 35 км [Petrovetal., 2016], нижней коры — 30–35 км, верхней коры — 12–23 км [Poselovetal., 2014].

Граничные условия тепловой модели получены в результате калибровки модели прогрева с использованием палеотемпературных реперов и данных о современном тепловом режиме, что будет подробнее описано ниже.

Нефтегазоматеринские толщи. В области Восточно-Сибирского моря отсутствуют скважины, вследствие чего данные о составе отложений, характеристиках нефтегазоматеринских толщ и

коллекторов получены на основании сведений о прилегающих территориях и их экстраполяции в область исследования.

На Новосибирских о-вах, по данным работы [Sobolevetal., 2016], в пределах мезозойско-кайнозойских отложений выделяются две толщи, для которых характерно повышенное содержание органического вещества (ОВ), что позволяет отнести их к потенциально нефтегазоматеринским толщам (НГМТ). Для верхнемеловой потенциальной НГМТ характерно содержание ОВ около 2%, для потенциальной НГМТ палеогенового возраста — >2%. Органическое вещество в обеих толщах относится к керогену III типа, что свидетельствует о их газоматеринском потенциале. Отложения раннемелового возраста, относящиеся к дорифтовому этапу развития Восточно-Сибирского моря, на Новосибирских о-вах также характеризуются повышенным содержанием ОВ (1–2%) и могут быть потенциально нефтематеринскими. В статье нижнемеловая нефтегазоматеринская толща рассматривается гипотетически, поскольку относится к породам, слагающим дорифтовый акустический фундамент, в котором не проводилось выделение

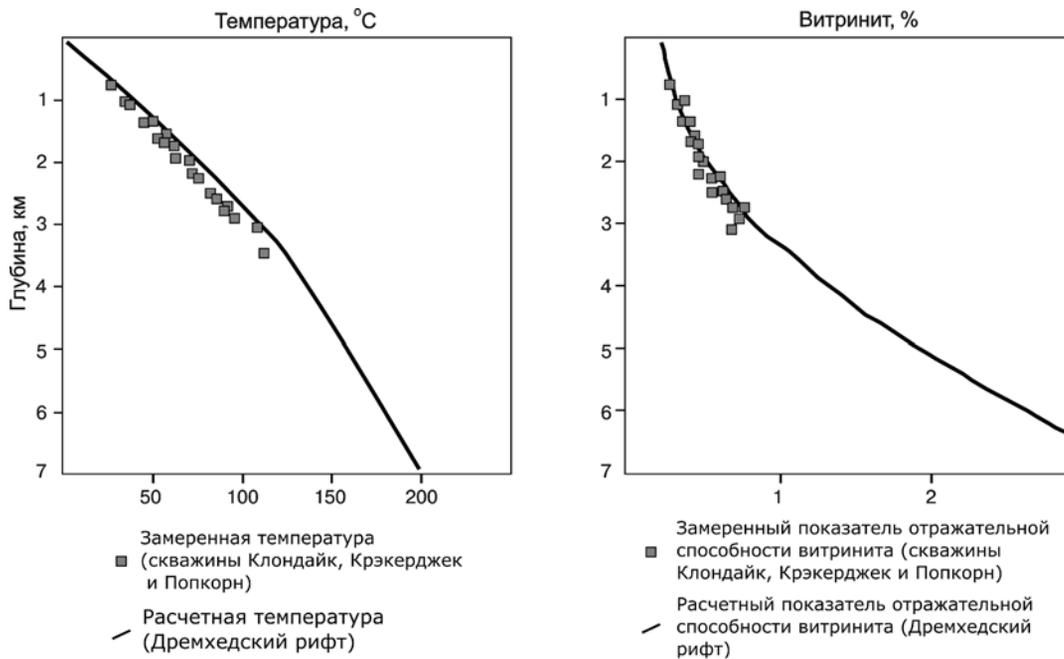


Рис. 3. Калибровка модели прогрева осадочного чехла Восточно-Сибирского моря по псевдоскважине PW_D

отражающих горизонтов. Для моделирования эволюции нижнемеловой НГМТ было принято, что она залегает вблизи подошвы синрифтового комплекса.

На хр. Ломоносова по результатам глубоководного бурения АСЕХ-302 в палеогеновых отложениях (как и на Новосибирских о-вах) обнаружены прослойки темноцветных глин с высоким содержанием ОБ (1–14%) [Stein, 2007], накопившиеся в морских условиях в бескислородной среде. Органическое вещество в этих отложениях как водорослевое, так и представленное остатками высших растений, что позволяет отнести кероген к II–III типам [Moranetal., 2006].

Таким образом, при моделировании были приняты к рассмотрению три потенциально нефтегазоматеринские толщи, относящиеся к отложениям осадочного чехла Восточно-Сибирского моря: нижнемеловая, верхнемеловая НГМТ (III тип керогена) и палеогеновая НГМТ (III, II–III (?) тип керогена) (рис. 1).

Калибровка модели прогрева осадочного чехла Восточно-Сибирского моря выполнена с учетом данных о современном тепловом режиме территории (замеры температуры в скважинах, замеры поверхностного теплового потока), палеотемпературных данных и реперов (замеры показателя отражательной способности витринита, палеоклиматические данные).

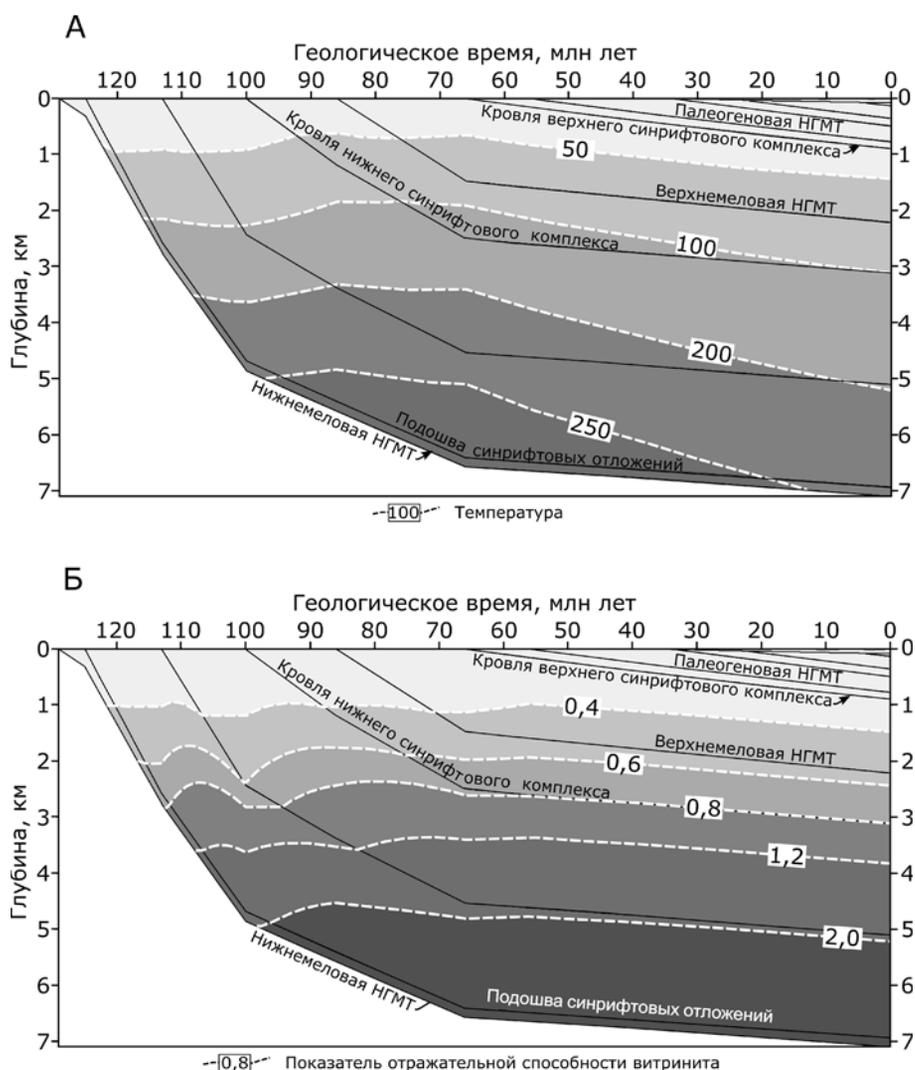
Замеры величины поверхностного теплового потока на территории Восточно-Сибирского моря есть для области его континентального склона [O'Reganetal., 2016], она составляет 50–52 мВт/м² наиболее близко к шельфовой части, а также в районе о. Большой Ляхковский [Fujitaetal., 1990] — 50 мВт/м². Температура на поверхности, по данным

работы [Moranetal., 2006], в палеогеновое время достигала +24 °С, к середине эоцена снизились до +10 °С, к позднему миоцену в пределах Восточно-Сибирского моря уже присутствовал сезонный ледовый покров, в настоящее время среднегодовая поверхностная температура составляет в среднем –1 °С.

Из-за отсутствия скважин на территории Восточно-Сибирского моря калибровка модели прогрева проводилась по псевдоскважине PW_D, расположенной в районе Дремхедского рифта (рис. 2), а в качестве температурных реперов были использованы замеры температуры и показателя отражательной способности витринита из работы [Craddock, Houseknecht, 2016] для скважин Крэкерджек, Клондайк и Попкорн, расположенных в Чукотском море. В процессе калибровки граничные условия тепловой модели подбирались таким образом, чтобы полученные в результате моделирования расчетные значения показателя отражательной способности витринита, современной температуры в скважине и теплового потока на поверхности демонстрировали максимальную сходимость с фактическими данными, что представлено на рис. 3.

Согласно полученной по псевдоскважине PW_D модели прогрева осадков (рис. 4), наиболее интенсивный прогрев пород, слагающих осадочный разрез, приходился на этапы рифтинга, а после его завершения наблюдалось уменьшение интенсивности прогрева, который впоследствии сменился постепенным остыванием. Наиболее древние породы раннего синрифтового комплекса, перекрывающие фундамент, к концу апта были прогреты до 100 °С.

Рис. 4. История прогрева отложений (А) и созревания органического вещества для псевдоскважины PW_D (Б)



Значительный прогрев, связанный с процессами рифтинга, накоплением мощных осадочных толщ и погружением фундамента, привел к тому, что к концу рифтового этапа на границе мела и палеогена, температура вблизи подошвы осадочного чехла достигала 290 °С, а температура кровли нижнего синрифтового комплекса — около 120 °С. Последующее остывание пород осадочного чехла привело к снижению температуры в подошве осадков до 260 °С к началу олигоцена.

В настоящее время в псевдоскважине PW_D температура в кровле фундамента составляет около 240 °С, в кровле нижнего синрифтового комплекса — 100 °С, в кровле верхнего синрифтового комплекса — не более 35 °С (рис. 4, А).

По результатам калибровки истории прогрева по псевдоскважине PW_D нижнемеловая нефтегазоматеринская толща в районе Дремхедского рифта уже к середине раннего мела начала входить в область нефтяного окна (показатель отражательной способности витринита (ПОС) начал превышать 0,6–0,7%), что связано со высокой скоростью погружения и значительным прогревом, обусловленным процессами рифтогенеза (рис. 5). К началу альбского времени нижнемеловая НГМТ

в псевдоскважине PW_D вошла в газовое окно (ПОС витринита >0,8÷0,9%). С начала позднего мела ПОС витринита для нижнемеловой нефтегазоматеринской толщи достигает 2%.

Верхнемеловая и палеогеновая нефтегазоматеринские толщи в псевдоскважине PW_D являются незрелыми вплоть до настоящего момента, о чем свидетельствуют значения ПОС витринита, не превышающие 0,55 и 0,3% соответственно (рис. 4, Б).

Модель прогрева осадочного чехла. Граничные условия тепловой модели, полученные в результате калибровки истории прогрева по псевдоскважине PW_D, были экстраполированы на всю область исследований (рис. 2) и использовались для построения 2D- и 3D-модели прогрева осадочного чехла Восточно-Сибирского моря.

Результаты построения 2D-модели прогрева представлены в виде серии разрезов по профилю А–Б, на которых показано распределение значений температуры в осадочной толще на различные моменты геологического времени (положение профиля см. на рис. 2). Профиль А–Б проходит через основные структурные элементы Восточно-Сибирского моря, такие, как Восточно-Сибирская

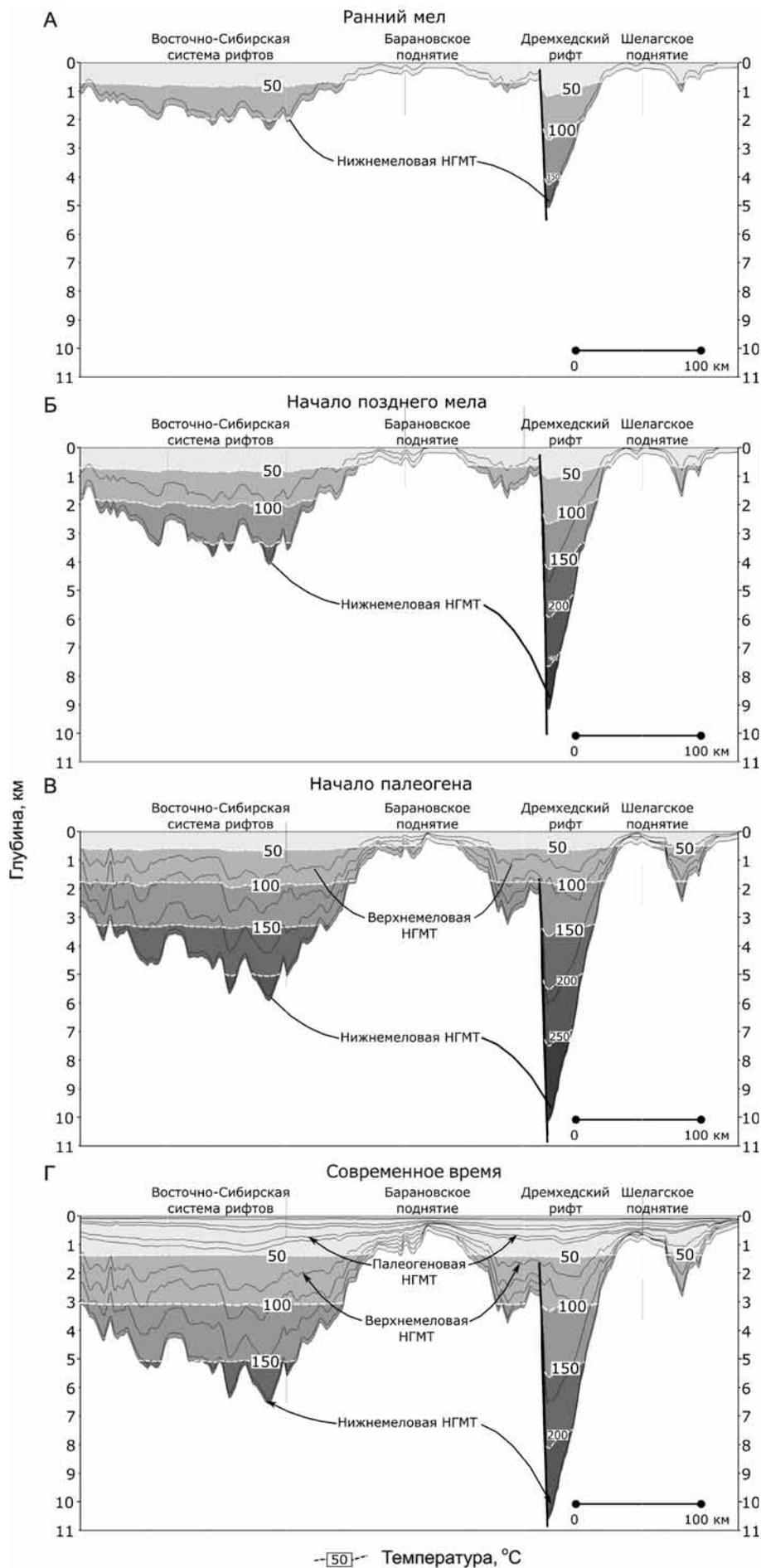


Рис. 5. Распределение температуры в осадочном чехле Восточно-Сибирского моря вдоль профиля А-Б на различные моменты геологического времени

система рифтов, Барановское поднятие, Дремхедский рифт и Шелагское поднятие. В раннемеловое время (рис. 5, А) температура в пределах Восточно-Сибирской системы рифтов не превышала 100 °С (в основании рифта), основная толща была менее прогрета — в средней части разреза температура достигала 50 °С. Барановское поднятие в раннем мелу было прогрето незначительно, температура составляла < 50 °С. Дремхедский рифт, представлявший собой наиболее погруженную область уже в апт-альбское время, характеризовался наиболее высокими значениями температуры: здесь, в основании рифта, отложения были прогреты до 170 °С. Шелагское поднятие, как и Барановское, характеризовалось низкой температурой, не превышавшей 50 °С. Нижнемеловая нефтегазоматеринская толща в наиболее погруженных рифтовых структурах была прогрета до 100–170 °С.

К позднему мелу (рис. 5, Б) на фоне продолжавшегося прогрева территории произошло увеличение дифференциации значений температуры между приподнятыми и погруженными областями. В то время как температура в пределах Барановского и Шелагского поднятий по-прежнему не превышала 50 °С, температура в Восточно-Сибирской системе рифтов и Дремхедском рифте возросла до 150 и 280 °С соответственно. К началу палеогена (рис. 5, В) температура в осадочном чехле Восточно-Сибирского моря также возросла, превысив 200 °С в основании Восточно-Сибирской системы рифтов и почти достигнув 300 °С в основании Дремхедского рифта (таким образом, нижнемеловая НГМТ в палеогеновое время в наиболее погруженных частях была прогрета до 230–300 °С). Верхнемеловая НГМТ в начале палеогена в пределах рифтовых зон была прогрета до 60–90 °С.

С палеогена до настоящего времени (рис. 5, Г) осадочный чехол бассейнов Восточно-Сибирского моря подвергался постепенному остыванию. Сейчас температура в основании Дремхедского рифта не превышает 240 °С, Восточно-Сибирской системы рифтов — 170 °С, а Барановское и Шелагское поднятие характеризуются температурой < 35–40 °С. Верхнемеловая нефтегазоматеринская толща в настоящее время характеризуется максимальной температурой 60–70 °С в области рифтов, температура палеогеновой НГМТ не превышает 40 °С вдоль всего профиля А–Б.

Результаты построения 3D-модели прогрева осадочного чехла представлены в виде карт распределения температуры в нефтегазоматеринских толщах на современный момент времени. Следует отметить, что в основу построения модели прогрева положена структурная модель по основным отражающим горизонтам, построенная по результатам интерпретации сейсмических данных. Поскольку область моделирования покрыта сейсмическими данными неравномерно (рис. 2), а для некоторых

областей данные отсутствуют, полученная трехмерная модель достаточно грубая, однако она позволяет получить представление об общей закономерности распределения температуры внутри осадочных толщ.

На рис. 6, А представлено современное распределение температуры внутри нижнемеловой нефтегазоматеринской толщи. Наиболее прогрета область НГМТ, расположенная на север-северо-западе от о. Врангеля, в области слияния Дремхедского рифта и Северо-Чукотского бассейна, здесь значения температуры составляют 300–360 °С. Также к областям повышенных температур в пределах нижнемеловой НГМТ относятся область Дремхедского рифта (200–250 °С), Мелвильского рифта в центральной части области моделирования (150–200 °С) и Новосибирского рифта (150–200 °С). На склонах Барановского поднятия температура нижнемеловой НГМТ составляет около 100 °С, на самом поднятии — < 50 °С.

Верхнемеловая нефтегазоматеринская толща в современный момент времени значительно менее прогрета (рис. 6, Б), чем нижнемеловая. В наиболее погруженной области осадочного бассейна — Дремхедском рифте и Северо-Чукотском бассейне температура внутри верхнемеловой НГМТ не превышает 230 °С, а в среднем составляют 175–200 °С.

В центральной части области моделирования, в районе Мелвильского рифта, толща прогрета до 80 °С, в районе Новосибирского рифта — до 100–130 °С. На поднятиях температура в пределах верхнемеловой НГМТ не превышает 25–40 °С.

Палеогеновая нефтегазоматеринская толща характеризуется небольшой глубиной залегания, и сколько-нибудь заметно прогрета в Северо-Чукотском бассейне (температура доходит до 80 °С) и в окрестностях Новосибирского рифта (до 100–110 °С) (рис. 6, В).

Модель созревания органического вещества в нефтегазоматеринских толщах осадочных бассейнов Восточно-Сибирского моря была рассчитана на основе модели прогрева осадочного чехла. Одним из основных параметров, которые могут охарактеризовать степень зрелости ОВ в нефтегазоматеринской толще, служит показатель отражательной способности (ПОС) витринита (компонент ископаемых углей и осадочного керогена). Основу оценки степени зрелости ОВ составляет представление о том, что в процессе прогрева и углефикации витринит меняет отражательную способность, причем значения ПОС витринита, равные 0,5–0,7%, соответствуют началу главной стадии образования нефти, 1,1–1,2% — главной стадии образования газа [Галушкин, 2001].

Результаты 2D-моделирования созревания ОВ представлены в виде серии геологических разрезов, на которых отражено распределение значений ПОС витринита в осадочном чехле

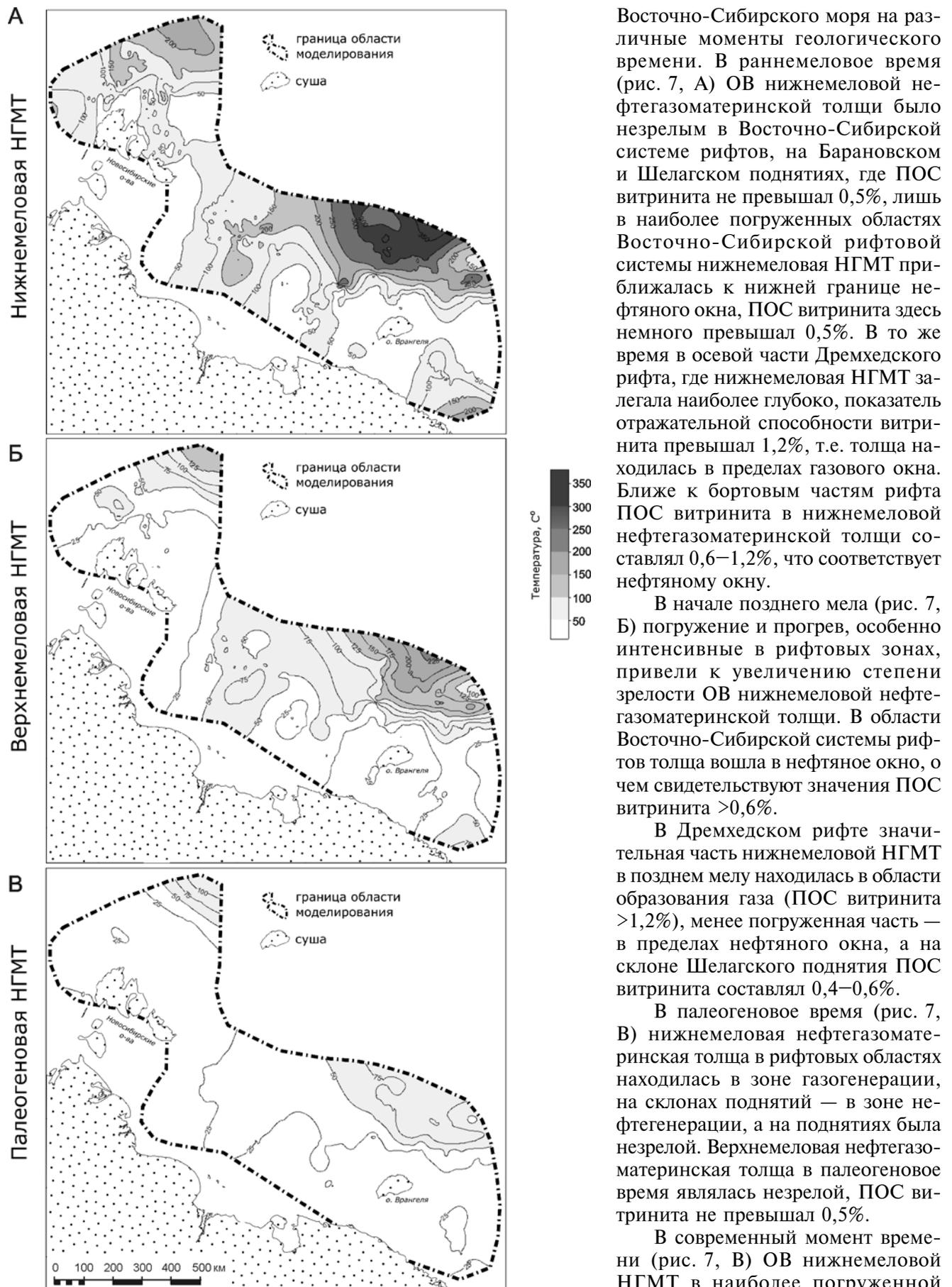


Рис. 6. Распределение температуры в нефтегазоматеринских толщах в современный момент времени

Восточно-Сибирского моря на различные моменты геологического времени. В раннемеловое время (рис. 7, А) ОВ нижнемеловой нефтегазоматеринской толщи было незрелым в Восточно-Сибирской системе рифтов, на Барановском и Шелагском поднятиях, где ПОС витринита не превышал 0,5%, лишь в наиболее погруженных областях Восточно-Сибирской рифтовой системы нижнемеловая НГМТ приближалась к нижней границе нефтяного окна, ПОС витринита здесь немного превышал 0,5%. В то же время в осевой части Дремхедского рифта, где нижнемеловая НГМТ залегала наиболее глубоко, показатель отражательной способности витринита превышал 1,2%, т.е. толща находилась в пределах газового окна. Ближе к бортовым частям рифта ПОС витринита в нижнемеловой нефтегазоматеринской толще составлял 0,6–1,2%, что соответствует нефтяному окну.

В начале позднего мела (рис. 7, Б) погружение и прогрев, особенно интенсивные в рифтовых зонах, привели к увеличению степени зрелости ОВ нижнемеловой нефтегазоматеринской толще. В области Восточно-Сибирской системы рифтов толща вошла в нефтяное окно, о чем свидетельствуют значения ПОС витринита $>0,6\%$.

В Дремхедском рифте значительная часть нижнемеловой НГМТ в позднем мелу находилась в области образования газа (ПОС витринита $>1,2\%$), менее погруженная часть — в пределах нефтяного окна, а на склоне Шелагского поднятия ПОС витринита составлял 0,4–0,6%.

В палеогеновое время (рис. 7, В) нижнемеловая нефтегазоматеринская толща в рифтовых областях находилась в зоне газогенерации, на склонах поднятий — в зоне нефтегенерации, а на поднятиях была незрелой. Верхнемеловая нефтегазоматеринская толща в палеогеновое время являлась незрелой, ПОС витринита не превышал 0,5%.

В современный момент времени (рис. 7, В) ОВ нижнемеловой НГМТ в наиболее погруженной части перезрелое, оно характеризуется весьма высокими значениями

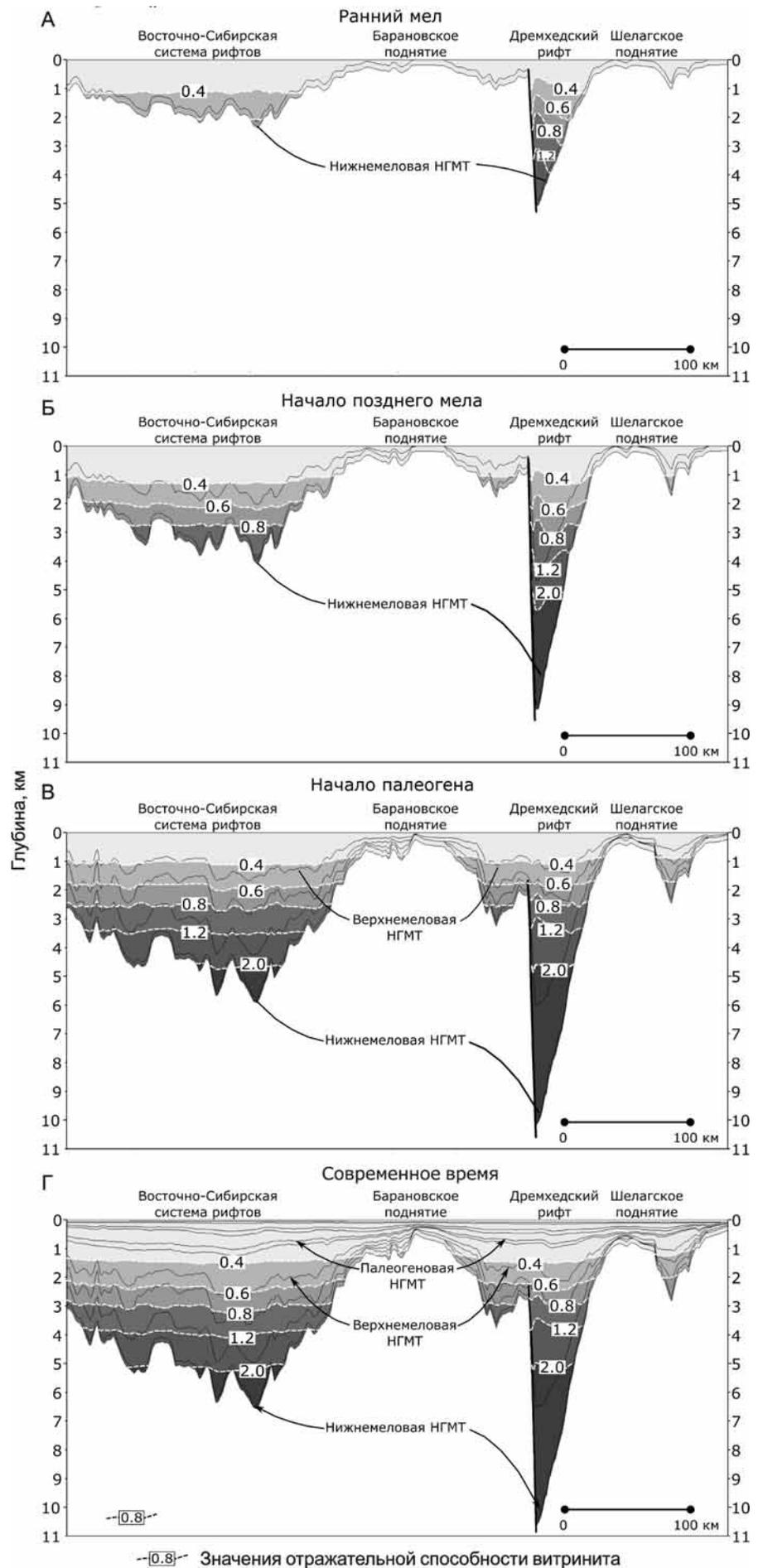


Рис. 7. Распределение показателя отражательной способности витринита в осадочном чехле Восточно-Сибирского моря вдоль профиля А-Б на различные моменты геологического времени

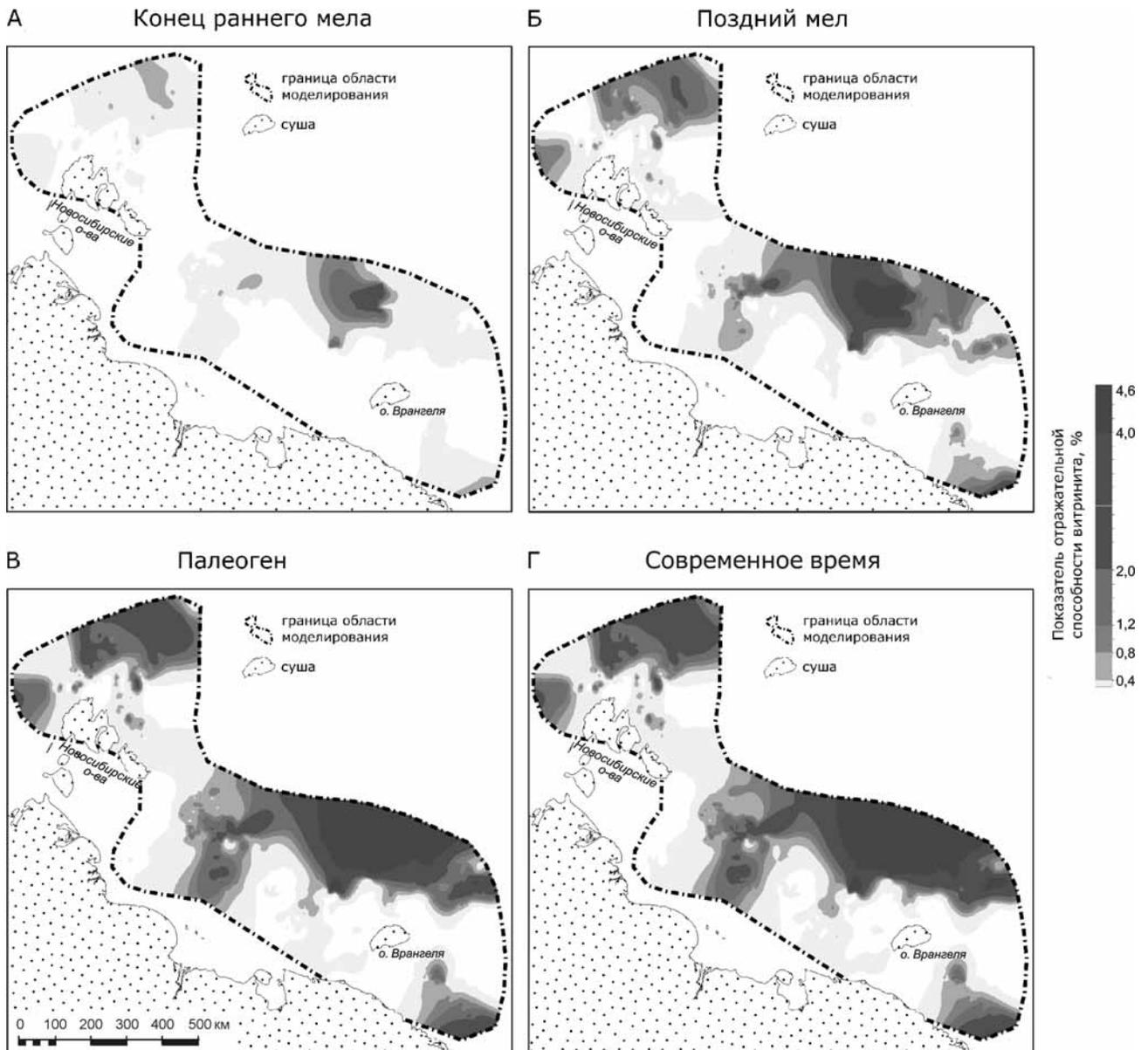


Рис. 8. Распределение показателя отражательной способности витринита в нижнемеловой нефтегазоматеринской толще в различные моменты геологического времени

ПОС витринита. В менее погруженных областях рифтовых зон толща находится в газовом окне, на склонах поднятий — в нефтяном. На поднятиях толща является незрелой. Верхнемеловая НГМТ в отдельных областях начинает входить в газовое окно, а палеогеновая НГМТ незрелая.

Результаты построения 3D-модели созревания ОВ в нефтегазоматеринских толщах осадочного чехла Восточно-Сибирского моря представлены в виде карт распределения значений ПОС витринита в нефтегазоматеринских толщах на различные моменты времени. Как и в случае с моделью прогрева, вследствие неравномерности покрытия и в некоторых местах, разреженности исходных структурных данных (рис. 2), полученная трехмерная модель приближительная, однако она позволяет получить представление об общей закономерности созревания ОВ нефтегазоматеринских толщ с течением геологического времени.

Нижнемеловая НГМТ в конце раннего мела (рис. 8, А) на значительной территории Восточно-Сибирского моря была незрелой (ПОС витринита $< 0,6\%$). Лишь в наиболее погруженных областях, в Дремхедском рифте и его продолжении в область Северо-Чукотского бассейна ПОС витринита составлял $0,6–1,2\%$, т.е. толща частично находилась в области нефтегенерации, частично в зоне газобразования.

В позднемеловое время (рис. 8, Б) степень зрелости ОВ в области Новосибирского рифта увеличивается до величин, соответствующих зоне нефтегенерации, а в наиболее погруженных областях — зоне газогенерации. В пределах Мелвильского рифта, практически на всей его территории, ПОС витринита в нижнемеловой НГМТ соответствует значениям $0,6–1,2\%$, толща находится в зоне нефтяного окна. Для Дремхедского рифта и Северо-Чукотского бассейна характерны весьма

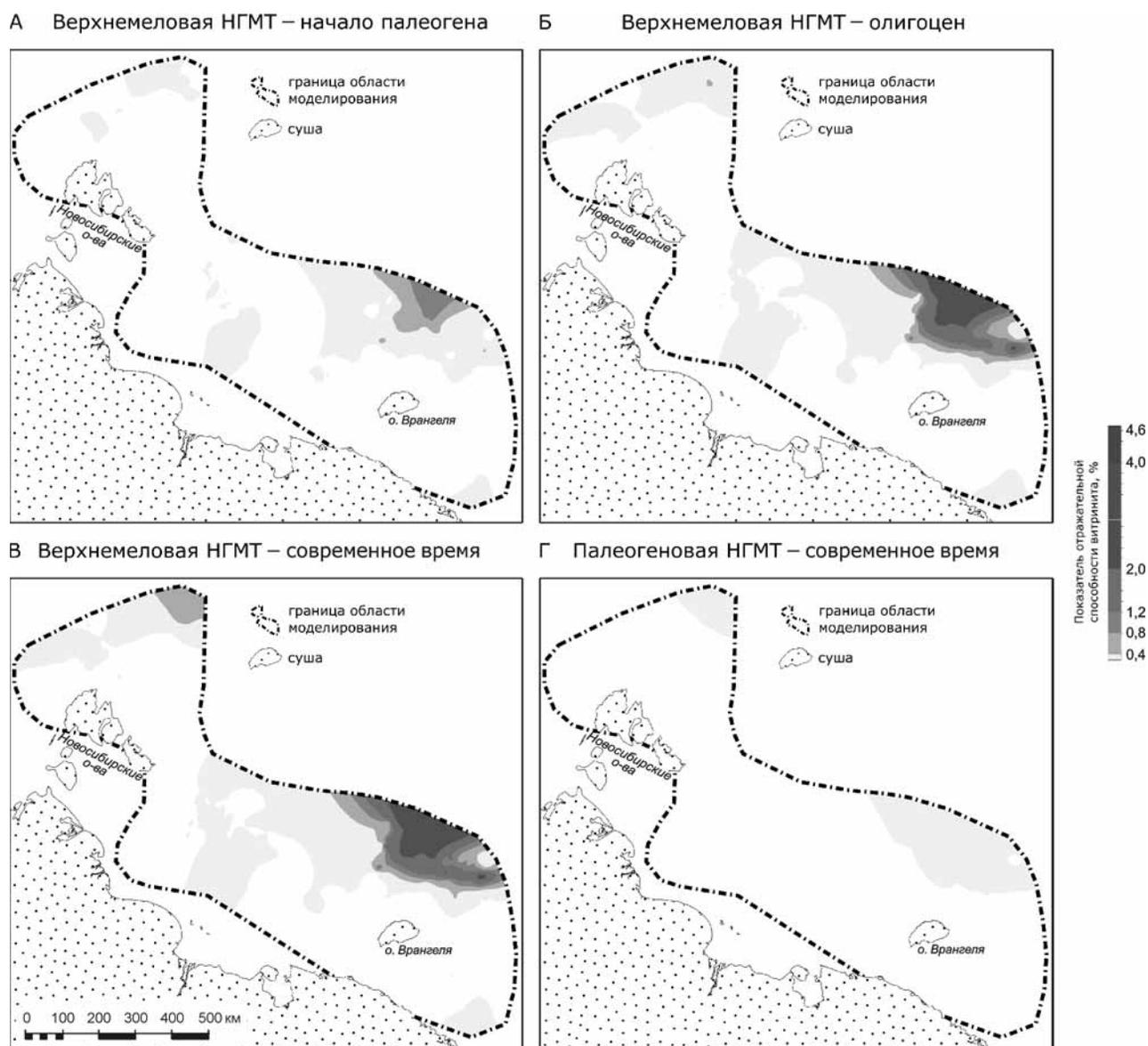


Рис. 9. Распределение показателя отражательной способности витринита в верхнемеловой и палеогеновой нефтегазоматеринских толщах в различные моменты геологического времени

высокие значения ПОС витринита, местами превышающие 3%, что говорит о начале появления областей, где ОВ перезрелое. На поднятиях ПОС витринита крайне мал (<0,4%), т.е. толща является незрелой.

В конце позднего мела—начале палеогена (рис. 8, В) продолжалось созревание ОВ в пределах нижнемеловой НГМТ, расширились площади областей, где толща находится в зоне генерации углеводородов. Так, в Мелвильском и Новосибирском рифтах увеличивались зоны, для которых характерно значение ПОС витринита >1,2%, в Дремхедском и Северо-Чукотском бассейнах расширялись зоны распространения перезрелого ОВ.

С палеогенового времени до современного момента не происходило значительных изменений в закономерности распределения степени зрелости ОВ в нижнемеловой НГМТ. В настоящий момент

времени (рис. 8, Г) в области Новосибирского рифта часть нижнемеловой НГМТ находится в зоне газогенерации, значения ПОС витринита составляют >1,2%, однако большая часть НГМТ здесь находится в зоне нефтегенерации. На поднятиях Де Лога, Шелагскими Барановском ОВ незрелое. Для Мелвильского рифта в современный момент времени характерны значения ПОС витринита, большей частью лежащие в интервале 0,8–1,2%, что соответствует нефтяному окну. В Дремхедском рифте и Северо-Чукотском бассейне нижнемеловая НГМТ находится главным образом в зоне газогенерации, однако присутствуют области с перезрелым ОВ.

Верхнемеловая нефтегазоматеринская толща на протяжении геологического времени была менее зрелой, чем нижнемеловая. В начале палеогена (рис. 9, А) на большей части территории Восточно-Сибирского моря толща была незрелой,

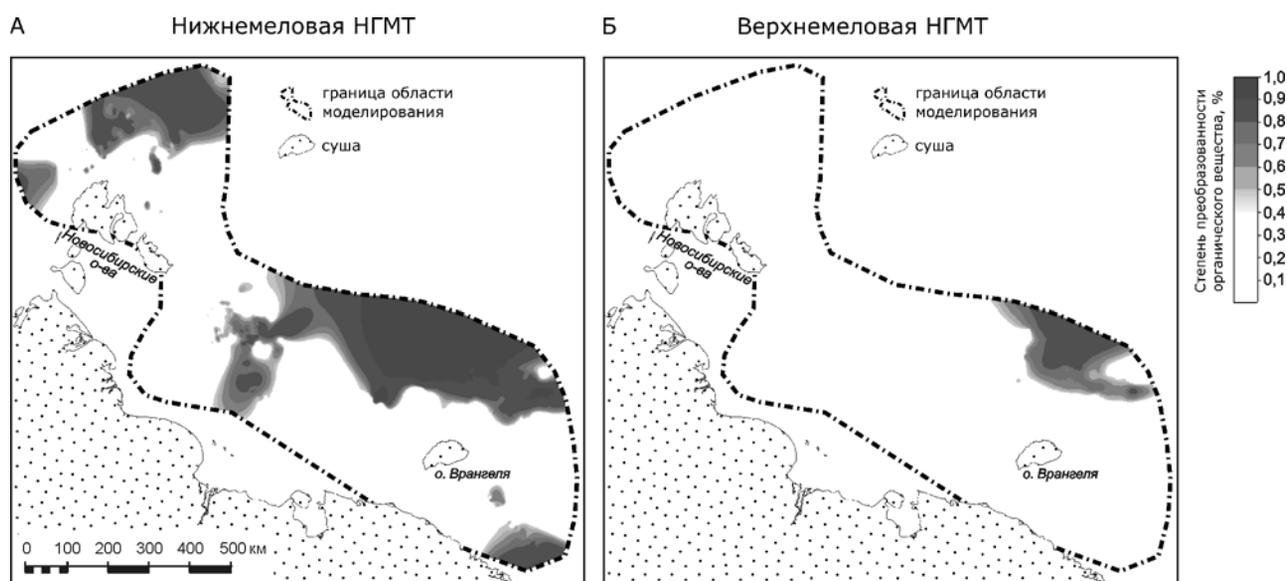


Рис. 10. Степень преобразованности органического вещества в нижнемеловой и верхнемеловой нефтегазоматеринских толщах на современный момент времени

что подтверждается весьма низкими значениями показателя отражательной способности витринита ($<0,6\%$). Исключение составляла область Северо-Чукотского бассейна, где значения ПОС витринита лежали в интервале $0,6-1,2\%$, т.е. НГМТ находилась в зоне нефтегенерации.

К олигоцену (рис. 9, Б) значительных изменений в степени зрелости ОВ не произошло, за исключением области Дремхедского рифта и Северо-Чукотского бассейна, где верхнемеловая НГМТ вошла в газовое окно.

В современный момент времени (рис. 9, В) верхнемеловая нефтегазоматеринская толща на значительной территории Восточно-Сибирского моря незрелая. В области Новосибирского рифта толща начинает входить в нефтяное окно (ПОС витринита $0,6-0,8\%$). В Дремхедском рифте и Северо-Чукотском бассейне толща находится частично в зоне газогенерации, частично в зоне нефтегенерации. В Мелвильском рифте, на поднятиях Де Лонга, Барановском и Шелагском толща незрелая.

Палеогеновая нефтегазоматеринская толща в настоящий момент (рис. 9, Г) незрелая на всей территории Восточно-Сибирского моря, ПОС витринита для этой толщи везде не превышает $0,4\%$, кроме Северо-Чукотского бассейна, где он лежит в интервале $0,4-0,6\%$.

Помимо ПОС витринита, важную характеристику нефтегазоматеринской толщи представляет степень преобразованности органического вещества, показывающая, насколько толща выработала свой генерационный потенциал. Нижнемеловая нефтегазоматеринская толща в современный момент времени (рис. 10, А) на значительной территории распространения характеризуется невысокими значениями степени преобразованности ОВ ($<30\%$). Однако в наиболее погруженных об-

ластях (Новосибирский рифт, Дремхедский рифт, Северо-Чукотский бассейн) степень преобразованности ОВ составляет не менее 80% .

Органическое вещество верхнемеловой НГМТ (рис. 10, Б) слабо преобразовано везде, кроме Дремхедского рифта и Северо-Чукотском бассейне, где ОВ преобразовано на $40-90\%$.

Органическое вещество палеогеновой НГМТ практически не преобразовано.

Заключение. Для осадочного чехла бассейнов Восточно-Сибирского моря рассчитаны модели прогрева отложений и созревания органического вещества в нефтегазоматеринских толщах. Осадочные бассейны характеризуются достаточным прогревом, в наиболее погруженных областях (Дремхедский рифт, Северо-Чукотский бассейн) температура может превышать $350\text{ }^\circ\text{C}$. В менее глубоких рифтовых системах (Мелвильский, Новосибирский рифты, Восточно-Сибирская система рифтов) температура достигает $150-230\text{ }^\circ\text{C}$.

В бассейнах Восточно-Сибирского моря предполагается наличие трех основных нефтегазоматеринских толщ: нижнемеловой, верхнемеловой и палеогеновой. Нижнемеловая нефтегазоматеринская толща характеризуется значительной дифференциацией как по степени зрелости, так и степени преобразованности ОВ. В Дремхедском рифте и Северо-Чукотском бассейне в настоящий момент времени толща находится преимущественно в пределах газового окна и выработала свой генерационный потенциал на $80-100\%$, тогда как в Мелвильском и Новосибирском рифтах — на $40-70\%$, а на поднятиях степень преобразованности ОВ мала. Генерация УВ в нижнемеловой нефтегазоматеринской толще в осевых частях рифтов могла начаться уже в конце раннего мела и захватить значительные области распространения толщи в конце позднего мела. В настоящее время

генерация УВ нижнемеловой нефтегазоматеринской толщей может продолжаться на ограниченной территории, относящейся преимущественно к склонам поднятий.

Верхнемеловая НГМТ к современному моменту времени заметно (на 40–80%) выработала свой генерационный потенциал в Северо-Чукотском бассейне и Дремхедском рифте, где она находится частично в пределах нефтяного, частично — в пределах газового окна. На остальной территории толща незрелая. Генерация УВ верхнемеловой

нефтегазоматеринской толщей могла начаться в позднем мелу и продолжаться до настоящего момента на значительных площадях в пределах Северо-Чукотского бассейна и Дремхедского рифта.

Палеогеновая нефтегазоматеринская толща характеризуется крайне низкой степенью зрелости ОВ и не реализовала сколько-нибудь заметно свой генерационный потенциал, что свидетельствует об отсутствии процессов генерации УВ в этой толще вплоть до настоящего момента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир, 2007. 456 с.

Лунева М.Д., Малышев Н.А., Никишин А.М. Строение и сейсмостратиграфия осадочных бассейнов Восточно-Сибирского моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 1. С. 3–9.

Craddock W.H., Houseknecht D.W. Cretaceous–Cenozoic burial and exhumation history of the Chukchishelf, offshore Arctic Alaska // AAPG Bulletin 2016. Vol. 100, N 1. P. 63–100.

Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Selves: an overview // Petrol. Geology Conference ser. 2010. Vol. 7. P. 591–619.

Franke D., Hinz K., Reichert C. Geology of the East Siberian Sea, Russian Arctic, from seismic images: Structures, evolution, and implications for the evolution of the Arctic Ocean Basin // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2004. Vol. 109, Iss. B7. P. 1–19.

Fujita K., Cambray W., Velbel M.A. Tectonics of the Laptev Sea and Moma Rift Systems, Northeastern USSR // Marine Geology. 1990. Vol. 93. P. 95–118.

Grantz A., Eittreim S. Geology and Physiography of the Continental Margin North of Alaska and Implications for the Origin of the Canada Basin // USGS Open-File Rep. 1979. P. 79–288.

International Commission on Stratigraphy. URL: <http://www.stratigraphy.org> (дата обращения: 07.02.2017).

Miller E.L., Verzhbitsky V.E. Structural studies near Pevec, Russia: implications for formations of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. Vol. 8. P. 1–19.

Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. Vol. 441. P. 601–605.

O'Regan M., Preto P., Stranne C. et al. Surface heat flow measurements from the East Siberian continental slope and southern Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // Geochem. Geophys. Geosystems. 2016. Vol. 17. P. 1608–1622.

Petrov O., Morozov A., Shokalsky S. et al. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // Earth Sci. Rev. 2016. Vol. 154. P. 29–71.

Poselov V., Butsenko V., Pavlov S. et al. Lomonosov Ridge and Mendeleev Rise as a Geological Continuity of the Siberian Continental Margins // ICAM VI: Proceed. of the Intern. Conf. on Arctic Margins VI. Fairbanks, Alaska, May 2011. SPb.: Press VSEGEI, 2014. P. 223–258.

Sobolev P., Franke D., Gaedicke C. et al. Reconnaissance study of organic geochemistry and petrology of Paleozoic–Cenozoic potential hydrocarbon source rocks from the New Siberian Islands, Arctic Russia // Mar. and Petrol. Geol. 2016. Vol. 78. P. 30–47.

Stein R. Upper Cretaceous/lower Tertiary black shales near the North Pole: Organic-carbon origin and source-rock potential // Mar. and Petrol. Geol. 2007. Vol. 24. P. 67–73.

Поступила в редакцию
01.03.2017

УДК 550.4:552.31:551.72.1(234.853)

А.О. Хотылев¹, Ал.В. Тевелев²

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ РАННЕРИФЕЙСКОГО НАВЫШСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Навышский вулканический комплекс входит в состав айской свиты нижнего рифея и залегает на архейско-раннепротерозойских образованиях тараташского комплекса. Он представлен главным образом трахибазальтами, а также дацитами и метасоматическими бостонитами. Впервые показано наличие нескольких серий вулканитов, которые отличаются по содержанию TiO_2 , и ряда несовместимых элементов. Доказана метасоматическая природа бостонитов. Приведены обоснования для исключения дацитов из состава навышского комплекса.

Ключевые слова: рифей, айская свита, навышский комплекс, Южный Урал, трахибазальты, геохимические исследования.

The Navysh volcanic complex is a part of the Aisk suite (Lower Riphean). It deposits on the Archean-Early Proterozoic metamorphic rocks of the Taratash complex. It is represented mainly by trachybasalts, as well as by dacites and metasomatic bostonites. For the first time, several series of volcanics have been identified, which differ in the content of TiO_2 and in some incompatible elements. The metasomatic nature of bostonites is proved. The reasons for excluding dacites from the composition of the complex are given.

Key words: Riphean, Ay formation, Navysh complex, South Ural, trachybasalt, geochemistry.

Введение. Осадочно-вулканогенная толща, залегающая в основании рифейских образований в обрамлении Тараташского выступа (северное окончание Башкирского мегантиклинория) была впервые выделена М.И. Гаранем в 1939 г. под названием навышской (нижней) подсвиты айской свиты. Тогда вулканические и субвулканические образования в поле навышской подсвиты были описаны М.И. Гаранем Г.А. Смирновым как спилиты, микродиабазы, диабазовые порфириды потоков, а также их туфы и лавовые брекчии [Ленных, Петров, 1974].

Собственно айская свита с резким несогласием залегает на архейско-раннепротерозойских метаморфических образованиях тараташского комплекса. Общая мощность свиты значительно изменяется по простиранию от 500 до 2500 м. Навышская подсвита представлена грубообломочными образованиями преимущественно аркозового состава — от конгломератов до песчаников — и их метаморфизованными аналогами. Наиболее грубообломочные разности приурочены к нижним частям разреза. Мощность навышской подсвиты изменчива и может достигать 1300 м. Подробная литологическая характеристика образований айской свиты приведена в работах [Горожанин и др., 2013; Тевелев и др., 2014; Маслов и др., 2013].

Во избежание недоразумений эффузивные и субвулканические образования трахибазальтового и близкого к ним состава, единичные дайки даци-

тов, а также сопровождающие тела микроклиновых метасоматитов, развитых в поле навышской подсвиты айской свиты нижнего рифея, в рамках статьи будем называть *навышским* комплексом.

Собранные нами в ходе работ по геологическому доизучению площади листа N-40-VI (Куса) в масштабе 1:200 000 в 2012–2016 гг. геохимические данные указывают на то, что среди образований, объединенных в навышский комплекс, присутствует не менее двух групп тел, которые резко различаются между собой по ряду геохимических и петрологических параметров.

Косвенными данными, указывающими на то, что реально в навышском комплексе искусственно объединены не совсем идентичные тела, служат изотопные датировки. В настоящее время возраст комплекса принят в $1\ 615 \pm 11$ млн лет, по которому и проводится граница основания нижнего рифея. Но известны датировки, охватывающие интервал от 1750 до 1415 млн лет, что явно противоречит общепринятому возрасту. Подробные сведения об изотопных датировках будут приведены ниже.

Основная цель работы заключалась в том, чтобы показать однородность или, напротив, разнородность навышских вулканитов и их возможных гипабиссальных аналогов геохимическими методами.

Петрологическая характеристика образований навышского комплекса. Навышский комплекс включает несколько типов вулканических тел: по-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; e-mail: akhotylev@gmail.com

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

токи и субвулканические тела (дайки и силлы) трахибазальтового состава, а также единичные дайки дацитов и метасоматические тела микроклинитов. Далее для обозначения метасоматических пород, сформировавшихся в результате интенсивной калишпатизации трахибазальтов, будет использоваться термин «бостониты».

В разрезе айской свиты по данным геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 насчитывается до 13 потоков трахибазальтов [Горожанин и др., 2013; Ленных, Петров, 1978], состав которых несколько различается. Мощность потоков по данным бурения колеблется от 10 до 55 м. Подробная петрографическая характеристика пород навышского комплекса приведена в статье Ал.В. Тевелева с коллегами [2013], поэтому здесь во избежание повторения приведем наиболее важные сведения о них.

Трахибазальты зеленовато-серые, изредка красноватые или бурые, темно-серые, иногда до черных, миндалекаменные, массивные, порфирированные. Миндалины различной формы, заполнение зональное хлорит-кварц-кальцитовое или эпидотовое. Встречаются маломощные слои гиадокластитов и лавовых брекчий.

Породы практически всегда порфиоровые, сериально-порфиоровые. Вкрапленники составляют 10–40% породы и представлены существенно измененными длинными лейстами плагиоклаза. Лишь в редких случаях вкрапленники сложены призматическими выделениями клинопироксена (до 70% вкрапленников). Эти две разности отвечают обогащенной и обедненной геохимическим группам соответственно (см. ниже). По данным [Ленных, Петров, 1974], среди трахибазальтов широко развиты разности с оливином и крупными кристаллами калиево-натриевого полевого шпата, однако за 5 лет исследований мы таковых не обнаружили. Основная масса полностью сложена вторичными минералами — серицитом, кварцем, хлоритом, эпидотом.

Для оценки степени вторичных изменений сериально-порфиоровые трахибазальты были исследованы на растровом электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV» в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Породы оказались изменены значительно сильнее, чем предполагалось. От первичных минералов не осталось практически ничего, несмотря на то что в шлифах отчетливо видны очертания длиннопризматических плагиоклазов. Значительная часть породы замещена мелкочешуйчатым агрегатом минералов группы хлорита. Доля кварца может достигать 25–30% при размере его выделений до 0,1 мм (рис. 1). Калиево-натриевый полевой шпат формирует разрозненные выделения неправильной формы размером 0,05–0,07 мм (до 10–15%) с заливами

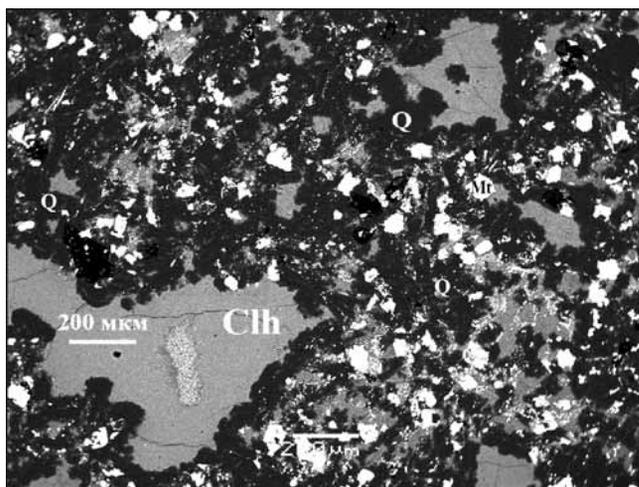


Рис. 1. Фото трахибазальтов навышского комплекса, сканирующий электронный микроскоп «Jeol JSM-6480LV». Буквы — минеральные фазы: Q — кварц, Chl — хлорит, Mt — магнетит

основной массы. Плагиоклаз сохранился лишь в краевых частях кристаллов и представлен альбитом, центральные же их части замещены кварцем и хлоритом. Пироксена на изученных площадках обнаружить не удалось [Хотылев, 2016].

Для оценки минерального состава пород выполнен рентгенофазовый анализ 10 образцов трахибазальтов на приборе «ДРОН-3М» на кафедре литологии и морской геологии МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик В.Л. Косоруков). Во всех пробах подтверждено наличие кварца (10–30%), калиево-натриевого полевого шпата (15–25%), плагиоклаза (7–40%), пироксена (5–8%). Хлорит в основном железисто-магнезиальный, количество его колеблется от 5–7 до 23–25%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, пиритом, апатитом, эпидотом, кальцитом.

Бостониты представляют собой тела мощностью до нескольких десятков метров и протяженностью до 200 м [Ленных, Петров, 1974] и характеризуются плавными, размытыми контактами с вмещающими их трахибазальтами. Изначально предполагалось, что бостониты представляют собой жильные тела, сформировавшиеся в последнюю фазу магматизма. Однако позднее в ряде работ В.П. Парначева [1976, 1978] было показано, что они, вероятнее всего, представляют собой результат активной метасоматической переработки трахибазальтов. Породы желтовато-серые или коричневатые, массивные, порфиоровые или порфирированные. Нередко отмечаются мелкие прожилки (до 0,5 мм) светло-серого кварца и пятна бурых гидроксидов железа. Породы практически полностью замещены крупными пойкиловыми кристаллами калиево-натриевого полевого шпата, в котором лишь фрагментарно сохранились реликты плагиоклаза, сейчас представленные альбитом (рис. 2).

Однако калиево-натриевый полевой шпат совершенно отчетливо сохраняет очертания удлинен-

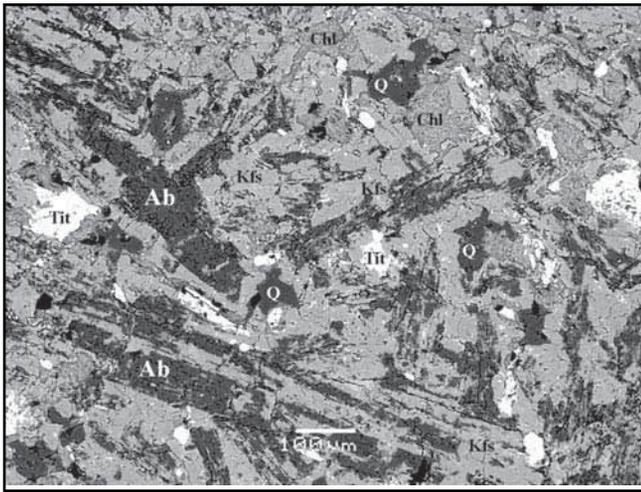


Рис. 2. Фото бостонитовнавышского комплекса, сканирующий электронный микроскоп «Jeol JSM-6480LV». Буквы — минеральные фазы: Q — кварц, Chl — хлорит, Ab — альбит, Kfs — калиево-натриевый полевой шпат, Tit — титанит

ных призм первоначального плагиоклаза. Кварц развит слабо, в виде отдельных ксеноморфных выделений (не более 5–7%). Темноцветные минералы представлены мелкочешуйчатым магнезиально-железистым хлоритом (20–25%). Рудные минералы — сфен, рутил и титаномагнетит — представлены агрегатами длиннопризматических, игольчатых выделений, реже имеют заливисто-неправильную форму размер 0,05–0,2 мм (до 5–7%). Среди прочих аксессуарных минералов присутствует рассеянный призматический апатит (размер выделений до 0,01–0,005 мм). По данным рентгенофазового анализа количество калиевого полевого шпата в бостонитах достигает 90%.

Дациты образуют единичные дайки протяженностью до нескольких сотен метров. Породы светлые, бежеватые, порфиоровые, иногда вариолитовые, реже массивные. Вкрапленники представлены резорбированным кварцем и оплавленным, полностью хлоритизированным плагиоклазом.

Геохимическая характеристика. В работе использованы геохимические данные, опублико-

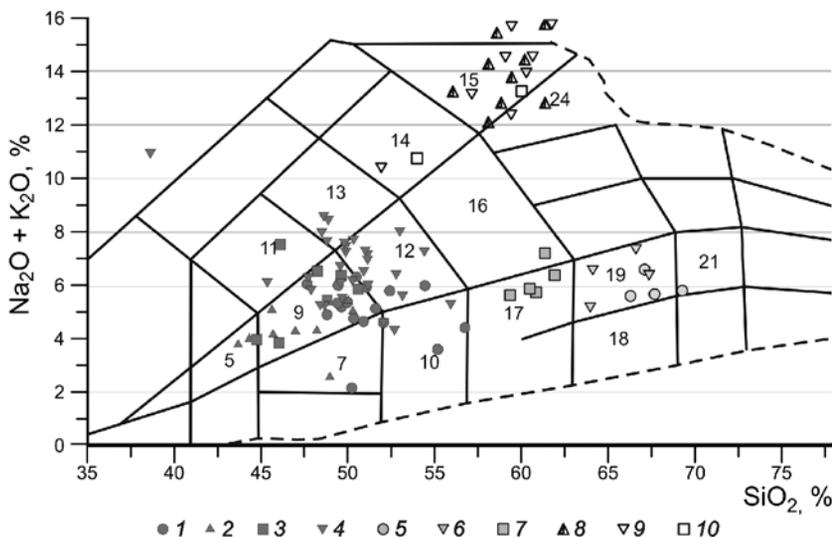


Рис. 3. Диаграмма TAS для образований навышского вулканического комплекса. Поля на диаграмме: 5 — умеренно-щелочные базальты; 7 — базальты; 9 — трахибазальты; 10 — андезитобазальты; 11 — щелочные базальты; 12 — трахиандезитобазальты; 13 — фонотефриты; 14 — тэфрифенолиты; 15 — фонолиты; 16 — трахиандезиты; 17 — андезиты; 18 — низкощелочные дациты; 19 — дациты; 21 — риодациты; 24 — щелочные трахиты. 1–4 — трахибазальты; 5–7 — дациты и андезидациты; 8–10 — бостониты (1, 5 — наши данные; 2 — по [Горожанин и др., 2008]; 3, 7, 10 — по [Краснобаев и др., 1992]; 4, 6, 9 — по [Ленных, Петров, 1992]; 8 — по [Парначев, 1978])

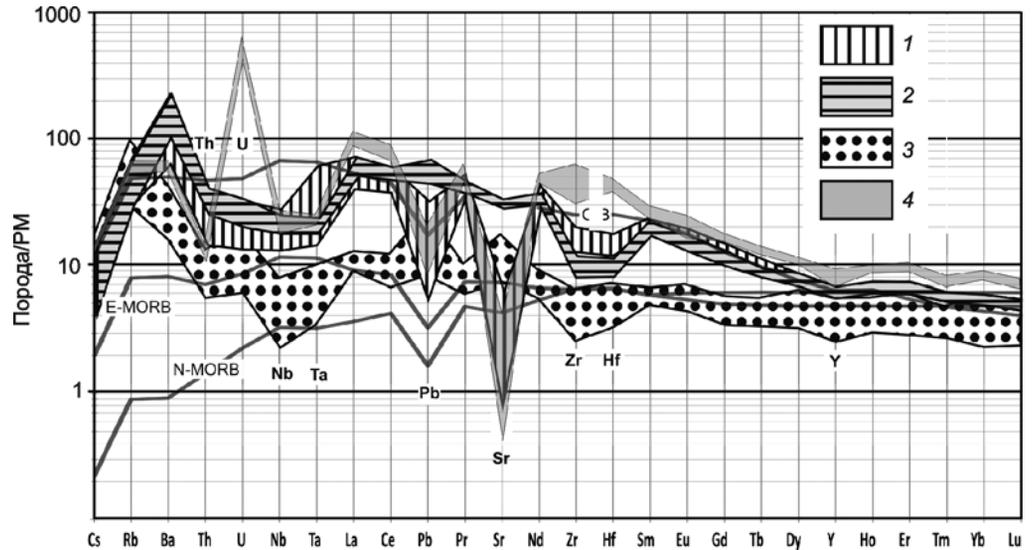
ванные в работах В.И. Ленных и В.И. Петрова, А.А. Краснобаева, В.М. Горожанина и других, а также данные авторов статьи. Анализы на петрогенные оксиды проводились в химической лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья (г. Миасс) стандартными методами комплексонометрии. Рассеянные элементы анализировались методом ISP-MSv лаборатории кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик Я.В. Бычкова) с разложением по стандартным методикам спекания и в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья (г. Миасс, аналитик М.Н. Маляренко). Всего в работе использовано 30 собственных анализов и 85 анализов из внешних источников.

Образования навышского комплекса представлены преимущественно субщелочными породами основного состава, их фигуративные точки образуют плотное облако в полях трахибазальтов и трахиандезитобазальтов, а некоторые попадают и в поле щелочных трахибазальтов. Единичные более кислые разности отвечают андезитобазальтам и андезитам. Бостониты образуют изолированное облако в полях фонотефритов и фонолитов; таким образом, они резко отличаются повышенной щелочностью (рис. 3).

В трахибазальтах присутствует 5–9% MgO, что нормально для оливиновых базальтов и трахибазальтов. Однако в отдельных пробах содержание MgO достигает 15–16%. Это может свидетельствовать о том, что по крайней мере часть расплава достаточно быстро, без дифференциации, поднималась на поверхность или же плавление в источнике было неравномерным.

Среди пород отчетливо выделяются две группы: низкотитанистые и высокотитанистые, причем последние преобладают. Далее для обозначения этих групп будут использоваться термины «высокотитанистая» (или «обогащенная») — для первой

Рис. 4. Мультиэлементная диаграмма для образований навышского комплекса, значения содержания нормированы на примитивную мантию (PM). Значения всех эталонов (PM, OIB, E-MORB, N-MORB) приведены по [Sun, McDonough, 1989]. В диаграмме также использованы данные [Горожанин и др., 2008; Ernstetal., 2006; Краснобаев и др., 2013]: 1 — обогатенная группа; 2 — трахибазальты с возрастом 1752 млн лет [Краснобаев и др., 2013]; 3 — обедненная группа; 4 — дациты



группы и «низкотитанистая» (или «обедненная») — для второй.

Низкотитанистые разности характеризуются обеднением TiO_2 (1–1,2%) и Fe_2O_{3tot} (9–11%), обогащением CaO (6,0–8,5%). Эти же параметры для высокотитанистых базальтов составляют 1,5–3,5; 12–16 и 1–5% соответственно. И именно в последней группе отмечено высокое содержание MgO . Содержание K_2O в базальтах высокотитанистой группы ощутимо варьирует — есть разности низко- (0,8–1%), средне- (1,6–2,6%) и высококалиевые (3,2–4,2%), в то время как низкотитанистая группа характеризуется только средним составом (1,7–2,5% K_2O). Для обеих групп содержание Al_2O_3 находится в интервале 13–18%, Na_2O — от 0,5 до 6%.

Для низкотитанистых пород характерно обеднение редкоземельными (REE) и высокочargedными (HFSE) элементами и легкое обогащение Sr , Pb (рис. 4, группа 3). В целом они схожи с N-MORB, отличаясь незначительным обогащением Pb , Rb и Ba , что обычно для магматических образований, сформированных на мощной континентальной коре. По распределению рассеянных элементов эта группа очень похожа на самые обедненные разности позднерифейских габбровых комплексов [Ковалев, 2011].

Для высокотитанистых разностей характерно обогащение всем набором рассеянных элементов — их спектры практически полностью совпадают с распределением в OIB (рис. 4, группы 1 и 2). Для всех образцов этой группы характерно в разной степени обеднение Zr и Hf на 10–20 единиц нормированного содержания ниже эталона OIB (практически до уровня в E-MORB). С чем это связано, пока не ясно, но, судя по спектрам для разновозрастных габбро [Ковалев, 2011], обеднение этими элементами часто встречается в породах рифейских габбровых комплексов Башкирского антиклинория. Отметим отчетливое обеднение Nb и Ta , что обычно считается признаком надсубдук-

ционной обстановки, но встречается и в породах трапповой формации типичного внутриплитного происхождения [Криволицкая, 2012; Соболев и др., 2009].

Но при этом для обогатенной группы отмечены и различия в распределении ряда элементов. Так, часть проб характеризуется значительным обеднением Sr (в 20–30 раз, т.е. почти до содержания в PM). На этот счет существуют две гипотезы: это объясняется, во-первых, кристаллизационным фракционированием, так как Sr по свойствам весьма близок к кальцию и может занимать его позицию в кристаллической решетке, а, во-вторых, связью с более поздними метасоматическими процессами. С одной стороны, в пользу первой гипотезы свидетельствует отчетливая корреляция содержания CaO и Sr (высокотитанистые разности обеднены CaO) и отсутствие корреляции между CaO и K_2O в метасоматитах (породы претерпели активнейший метасоматоз с привнесом K_2O), что можно рассматривать как свидетельство отсутствия миграции CaO в этом процессе. С другой стороны, при фракционировании плагиоклаза, одного из главных носителей кальция, в трахибазальтах обычно наблюдается обеднение Eu , что не выявлено в высокотитанистых разностях (оно формируется лишь в восстановительных обстановках). Другой носитель кальция, за счет фракционирования которого могла бы формироваться такая отрицательная аномалия, — клинопироксены. Однако уменьшение содержания Cr , V , Sc , Ni , которые накапливаются в клинопироксене и могли бы фиксировать его осаждение, не наблюдается. Поэтому пока этот вопрос остается открытым.

Для сравнения нами были использованы данные о вулканитах аналогичного состава для Эфиопского плато (данные из базы геохимических данных GEOROCK [Интернет-ресурс..., 2017]). Среди вулканитов основного состава нормальной и повышенной щелочности и кислых вулканитов Эфиопского плато также прослеживаются две

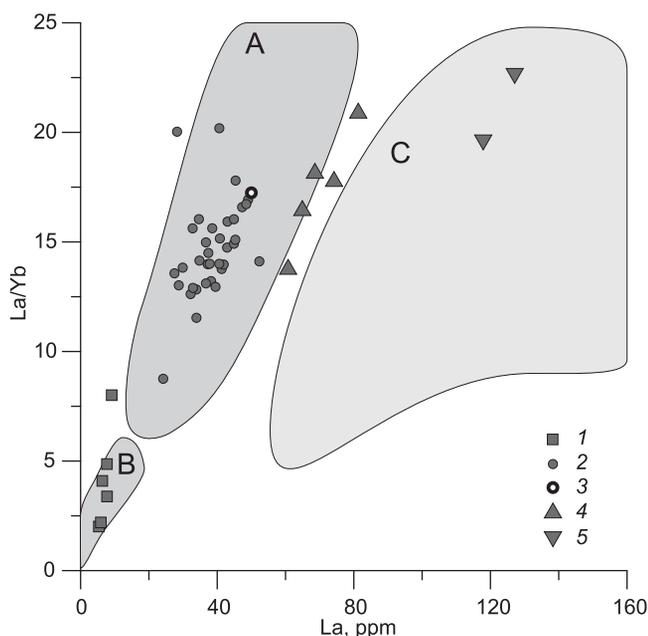


Рис. 5. Диаграмма La–La/Yb для вулканитов навышского комплекса: 1 — обедненная группа; 2 — обогащенная группа; 3 — трахибазальты с возрастом 1752 млн лет, по [Краснобаев и др., 2013]; 4 — дациты, наши данные; 5 — дациты, по [Egnetstal., 2006]; A, B — поля основных вулканитов Эфиопского плато; C — поле кислых вулканитов Эфиопского плато. В диаграмме также использованы данные из работы [Горожанин и др., 2008]

серии, отвечающие обогащенной и обедненной сериям в навышском комплексе (рис. 5).

Дациты по характеру распределения редкоземельных элементов близки к высокотитанистым трахибазальтам, хотя относительно последних несколько обогащены REE. Кроме того, дациты значительно обогащены Zr и Hf, но, как и высокотитанистые трахибазальты, обеднены Nb, Ta, Pb и Sr. Бросается в глаза резкий максимум U, причина возникновения которого не очевидна. Отметим, что на диаграммах La–La/Yb, Nb/Y–Zr/Y, La–Sm точки, отвечающие дацитам, образуют самостоятельные поля, отчетливо отделенные от всех трахибазальтов. На диаграмме Nb–La поле кислых вулканитов Эфиопского плато находится на уровне столь высоких содержаний Nb, что даже не представляется возможным показать их на одном рисунке (рис. 6). При этом дациты навышского комплекса характеризуются значительно более умеренным содержанием Nb, при близких значениях его содержания в трахибазальтах навышского комплекса и Эфиопского плато, т.е. дациты не попадают на тренд дифференциации трахибазальтов. Это позволяет предположить, что происхождение дацитов напрямую не связано с дифференциацией трахибазальтовых магм.

Бостониты по характеру распределения рассеянных элементов совершенно не отличаются от обогащенных трахибазальтов. Большинство несовместимых элементов, в противоположность подвижным Na_2O и K_2O , весьма плохо мигрирует

при метасоматозе. Это позволяет рассматривать сходство между бостонитами и трахибазальтами как подтверждение метасоматического происхождения первых.

Изотопные данные. Возраст навышского комплекса неоднократно становился объектом исследований, так как он маркирует основание стратотипа рифейских образований на территории Башкирского антиклинория. Первоначально при геологосъемочных работах 1967–1969 гг. вулканиты были датированы K–Ar методом как вендские [Ленных, Петров, 1974]. В дальнейшем их возраст неоднократно переоценивался. А.А. Краснобаев с коллегами [1992], проведя тщательные изотопные исследования K–Ar, Rb–Sr и U–Pb систем, пришли к выводу, что более вероятным можно считать возраст 1615 ± 45 млн лет. Одновременно указанными авторами установлены и возможные этапы вторичных преобразований: 1350 ± 15 , 846 ± 24 и 630 млн лет. Любопытно, что в этой же работе получены и значения возраста в интервале 1440–1460 млн лет, однако исключенные авторами из конечной оценки возраста, при этом упомянуто, что исследованы цирконы как из основных, так и из кислых разностей.

Позднее Ю.Л. Ронкини О.П. Лепехина [2008] методом U–Pb SHRIMP-II по цирконам из трахибазальтов получили конкордантный возраст в 1400 ± 10 млн лет. К сожалению, в этой работе не приведены ни геохимические, ни петрологические данные о изученных породах.

В.М. Горожанин с коллегами [2008] получили Rb–Sr эрохронный возраст для высокотитанистых трахибазальтов навышского комплекса, который составил 717 ± 78 млн лет, что достаточно близко к возрасту вторичных преобразований, полученному А.А. Краснобаевым [1992] — 846 ± 24 млн лет. Однако нам кажется, что важнее всего то, что В.М. Горожанин объединил свои данные с данными А.А. Краснобаева, при этом обнаружилось, что низкотитанистые разности не укладываются на одну эрохрону с высокотитанистыми. Указанное можно рассматривать в качестве еще одного подтверждения разновозрастности низко- и высокотитанистых разностей или по крайней мере разной истории их преобразований.

Относительно недавно А.А. Краснобаевым [2013] с коллегами получены гораздо более древние датировки для трахибазальтов навышского комплекса — 1752 ± 11 млн лет, что практически на 100 млн лет древнее их возраста, принятого на данный момент. Проанализированные трахибазальты близки к высокотитанистой группе (рис. 4, группа 2), что можно рассматривать как свидетельство в пользу разновозрастности образований комплекса, хотя единичная датировка требует подтверждения.

Датирование тел дацитов выполнено Ал.В. Тевелевым с коллегами [2014]. Методом

U-PbSHRIMP-II по цирконам был получен их возраст 1415 ± 12 млн лет, что не совпадает с общепринятым возрастом комплекса. Высокая достоверность этой датировки заставляет предполагать, что дациты формировались в самостоятельный и значительно отделенный во времени этап [Хотылев, 2016]. Однако это не исключает и их одновременного формирования с трахибазальтами, так как контрастные серии весьма характерны для внутриконтинентальных рифтовых систем.

Недавно В.Н. Пучков с коллегами [2017] провели датирование цирконов методами SHRIMP и ID-TIMS из *риодацитов* и *трахириодацитов* багрушинского комплекса. Он включает в себя ряд гипабиссальных тел кислого состава, расположенных в поле авзянской свиты на Багрушинских горах, на юго-западе от г. Куса. И вместо предполагаемого вендского возраста были получены значения возраста в интервале 1348–1370 млн лет. Но по петрографическому облику и ряду петрохимических характеристик эти породы схожи с телами дацитов навышского комплекса, что позволяет рассматривать эти датировки как еще одно косвенное подтверждение того, что дациты сформировались значительно позже навышского комплекса и не относятся к нему

Закключение. По петрологическим, а главным образом по геохимическим данным среди вулканитов основного состава навышского комплекса выделено не менее двух сильно различающихся групп пород.

Обогащенные разности характеризуются повышенным содержанием TiO_2 , обогащены всем спектром рассеянных элементов и близки по их распределению к породам океанических островов (OIB). Кроме того, они отличаются более низким содержанием CaO, отчетливыми отрицательными аномалиями Nb, Ta, Zr, Hf.

Для пород обедненной группы характерно содержание $TiO_2 \leq 0,5 \div 0,7\%$ и повышенная концентрация CaO по сравнению с обогащенной группой. Обедненные разности по спектрам рассеянных элементов наиболее близки к обогащенным базальтам срединно-океанического хребта (E-MORB), менее отчетливо они обеднены Ta, Nb, Zr, Hf.

Различия между группами прослеживаются не только в геохимических особенностях, но и в минеральном составе: породы обогащенной группы содержат преимущественно лейсты плагиоклаза и значительное количество рудных минералов, в то время как в породах обедненной группы присутствует около 25% клинопироксена и значительно меньше более мелкого рудного минерала, представленного преимущественно магнетитом и титаномагнетитом.

Отметим, что среди тел инзерского и суимского дайковых комплексов, развитых в поле архейско-протерозойских образований тараташского комплекса, наблюдается совершенно

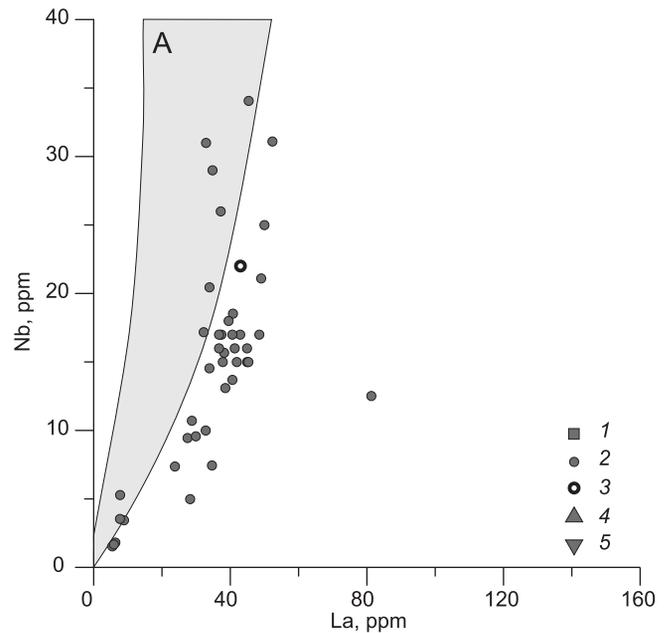


Рис. 6. Диаграмма La–Nb для вулканитов навышского комплекса: 1 — обедненная группа; 2 — обогащенная группа; 3 — трахибазальты с возрастом 1752 млн лет [Краснобаев и др., 2013]; 4 — дациты, наши данные; 5 — дациты, по [Ernstetal., 2006]; A — поле основных вулканитов Эфиопского плато; в диаграмме также использованы данные [Горожанин и др., 2008]

аналогичная картина — обнаружены разности с нормальным (0,5–1%) и повышенным содержанием ($\geq 1,5\%$) TiO_2 . И при этом обедненная группа навышского комплекса очень близка, в том числе, и по характеру распределения рассеянных элементов к суимскому комплексу, а обогащенная — к инзерскому [Хотылев, Тевелев, 2017].

В результате микронзондовых исследований показано, что породы изменены очень сильно. В отдельных образцах трахибазальтов по данным электронной микроскопии до 25–30% поверхности шлифа занято фазой, состав которой отвечает кварцу, а остальное пространство — смесью минералов группы хлорита. При этом валовый состав соответствует трахибазальтам или базальтам и фиксирует лишь миграцию щелочей.

Обнаруженные в бостонитах реликтовые структуры плагиоклазов служат доказательством их метасоматического происхождения. Еще одно подтверждение этой гипотезы — сходство спектров рассеянных элементов между трахибазальтами и бостонитами, эти элементы практически не мигрируют при метасоматозе. И если бы бостониты были самостоятельными магматическими образованиями, то они неизбежно отличались бы от трахибазальтов именно по содержанию рассеянных элементов

Различия между группами трахибазальтов навышского комплекса обусловлены составом источника, поставлявшего расплав. Учитывая широкий интервал изотопных датировок, можно предполагать, что вулканиты, объединенные в айскую свиту, относятся к разновозрастным ком-

плексам. При этом с достаточной уверенностью можно говорить, что один из этапов пришелся на интервал 1615–1650 млн лет.

В то же время аналогичные обедненная и обогащенная серии прослеживаются и в вулканических породах Эфиопского плато, которое представляет собой геодинамический аналог навьшского комплекса. На Эфиопском плато обе серии формировались практически одновременно [Интернет-ресурс..., 2017], а значит, и в навьшской структуре они могли формироваться в одно и то же время.

Дациты, также традиционно относимые к айской свите, с высокой вероятностью не связаны с ней, и их нужно вывести из состава навьшского комплекса. Об этом свидетельствуют несколько иные геохимические характеристики, которые не уклады-

ваются в тренд дифференциации ни обогащенных, ни обедненных трахибазальтов. Дополнительный аргумент — изотопный возраст, составляющий 1415 млн лет и сильно отличающийся от общепринятого возраста айских вулканитов. Вероятнее всего, формирование дацитов связано с началом магматизма машакского уровня, который распространен достаточно широко [Puchkov et al., 2014].

Благодарности. Авторы выражают благодарность М.В. Мосейчуку, А.Ю. Бычкову, В.Л. Косорукову, Б.Б. Шкурскому, В.О. Япаскурту за возможность проведения аналитических исследований и неоценимую помощь в их интерпретации и понимании, а также А.Р. Колаеву за полезные обсуждения наиболее интересных вопросов рифейского магматизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Закирова А.Д., Панова Н.П. Геохимия и геохронология основных вулканитов навьшского комплекса раннего рифея (Южный Урал) // Геол. сб. № 7. Юбил. вып. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2008. С. 167–178.
- Горожанин В.М., Сергеева Н.Д., Горожанина Е.Н. и др. Тектоно-седиментационные модели образования вулканогенно-осадочных отложений айской свиты в навьшское время (Южный Урал) // Геол. сб. № 10. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2013. С. 3–20.
- Интернет-ресурс URL: geocos.mpch-mainz.gwdg.de/geocos/ (дата обращения: 21.03.2017).
- Ковалев С.Г. Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. 2011. № 2. С. 68–83.
- Краснобаев А.А., Бибилова Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И. Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 25–40.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И. и др. Цирконология навьшских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. РАН. 2013. Т. 448, № 4. С. 1–6.
- Криволицкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразования и Норильском районе: Автореф. докт. дисс. М., 2012.
- Ленных В.И., Петров В.И. О калиевых щелочных базальтоидах в обрамлении тараташского комплекса // Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974.
- Ленных В.И., Петров В.И. Стратиграфия айской свиты и проблемы ее возраста // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 33–44.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Ковалев С.Г. Литогеохимические особенности терригенных породы айской свиты нижнего рифея Башкирского антиклинория: новые данные // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. 2013. Вып. 160. С. 118–122.
- Парначев В.П. Калиевые метасоматиты айской свиты западного склона Южного Урала. Ежегодник-1976. Уфа, 1977. С. 49–50.
- Парначев В.П. Петрология бостонитов западного склона Южного Урала // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Уфа: УНЦ АН СССР, 1978. С. 56–58.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. и др. Стратиграфические следствия новых изотопно-геохимических данных по Багрушинскому комплексу риодацитовых порфиров (Тараташский антиклинорий, Южный Урал) // Геол. сб. № 13. Информационные материалы. СПб.: Свое издательство, 2017. С. 3–15.
- Ронкин Ю.Л., Лепехина О.П. Новые U-PbSHRIMP II данные о возрасте вулканитов айской свиты бурзянской серии Башкирского мегантиклинория и проблема возраста нижней границы рифея // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Мат-лы V Всеросс. литол. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 203–207.
- Соболев А.В., Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17, № 3. С. 276–310.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Хотылев А.О. и др. Особенности строения и эволюции Айского вулканического рифейского комплекса (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 19–28.
- Хотылев А.О. Новые данные о геохимических особенностях трахибазальтов навьшского (айского) вулканического комплекса рифея (Южный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. 2016. № 4. С. 56–61.
- Хотылев А.О., Тевелев А.В. Рифейские дайковые комплексы Тараташского выступа (Южный Урал) // Тектоника современных и древних океанов и их окраин // Мат-лы XLIX Тектон. совещ., посвященного 100-летию акад. Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. Т. 2. С. 275–280.
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геол. сборник ИГГ УрО РАН. 2006. № 5. С. 1–45.
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E. et al. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. 2013. Vol. 174. P. 109–124.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Geol. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 31–345.

УДК 552.313

В.Д. Щербаков¹, Н.А. Некрылов², Г.Г. Савостин³, Д.В. Попов⁴, О.В. Дирксен⁵**СОСТАВ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ТЕФР
ПОЧВЕННО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО ЧЕХЛА ОСТРОВА СИМУШИР
(ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЫ)⁶**

Представлены результаты исследования состава ~70 природно-закаленных расплавных включений во вкрапленниках оливина, клинопироксена, ортопироксена и плагиоклаза из тефр почвенно-пирокластического чехла о. Симушир (Центральные Курилы). Во включениях измерено содержание основных петрогенных компонентов, H₂O, S и Cl. Реконструированные расплавы содержат 48,6–78,4 масс.% SiO₂, 0,3–8,26 масс.% MgO и 0,12–1,72 масс.% K₂O. Содержание S и Cl в расплавах закономерно изменяется с увеличением количества SiO₂: от 0,14 до ~0,02 масс.% S и от ~0,05 до ~0,28 масс.% Cl. Содержание воды в родоначальных расплавах составляет 4,2–4,5 мас.%.

Ключевые слова: расплавные включения, летучие компоненты, Симушир, Курилы.

In the work the composition of nearly 70 naturally-quenched olivine-, plagioclase-, clinopyroxene and orthopyroxene-hosted melt inclusions from tephra of Simushir island (Central Kuriles) was studied. For the inclusions measurements of main petrogenic components, H₂O, S and Cl were conducted. Reconstructed melts contain 48,6–78,4 wt.% SiO₂, 0,3–8,26 wt.% MgO and 0,12–1,72 wt.% K₂O. Content of S and Cl in melts changes naturally with increasing of SiO₂: S — from 0,14 to 0,02 wt.% and Cl — from 0,05 to 0,28 wt.%. Water content in parental melts is 4,2–4,3 wt.%.

Key words: melt inclusions, volatiles, Simushir, Kuriles.

Введение. Курильская островная дуга занимает около 2% суммарной длины зон субдукции и насчитывает около 40 действующих вулканических центров. Среди пород Курильской островной дуги, в отличие от Камчатки, мало распространены высокомагнезиальные лавы. Магматическая система о. Симушир, состоящая из нескольких эруптивных центров (влк. Заварицкого, Прево, Горящая сопка, Уратман, Мильна), характеризуется разнообразием вулканических продуктов: от оливинсодержащих базальтов до дацитов, что позволяет охарактеризовать как состав родоначальных расплавов, так и их эволюцию в коровых условиях.

Предшествующие исследования вулканитов о. Симушир проводились на основе данных о валовом содержании петрогенных и рассеянных элементов в лавах [Мартынов и др. 2010; Парфенова и др. 2015]. Согласно этим работам вулканиты относятся к низко- и умереннокалиевой сериям. На основе их изотопных характеристик предполагается образование магм при плавлении источника MORB индийского типа под воздействием

флюида субдуцирующей литосферы. Обедненность рядом рассеянных элементов связывают с предшествующими относительно молодыми эпизодами плавления сегмента мантии под островами Курильской дуги к югу от о. Шиашкотан. Среди опубликованных данных нет анализов высокомагнезиальных составов.

Исследования состава расплавов на основе изучения расплавных включений позволяют детальнее охарактеризовать магматическую систему о. Симушир, а также оценить содержание летучих компонентов. Расплавные включения в оливине в условиях малой распространенности магнезиальных лав представляют собой более корректный (по сравнению с валовой геохимией) источник информации о примитивных расплавах и позволяют характеризовать мантийный источник и условия его плавления в надсубдукционной обстановке [Portnyagin et al., 2007].

В статье представлены результаты первой части исследования природно-закаленных расплавных включений в тефрах почвенно-пирокластического

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* vasilii7@gmail.com

² Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* nekrilov.n@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, студент; *e-mail:* grsavostin@gmail.com

⁴ Университет Женевы, факультет наук о Земле, аспирант; *e-mail:*

⁵ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, ст. науч. с., канд. геогр. наук; *e-mail:* dirksen@kscnet.ru

⁶ Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 15-17-20011) с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета.

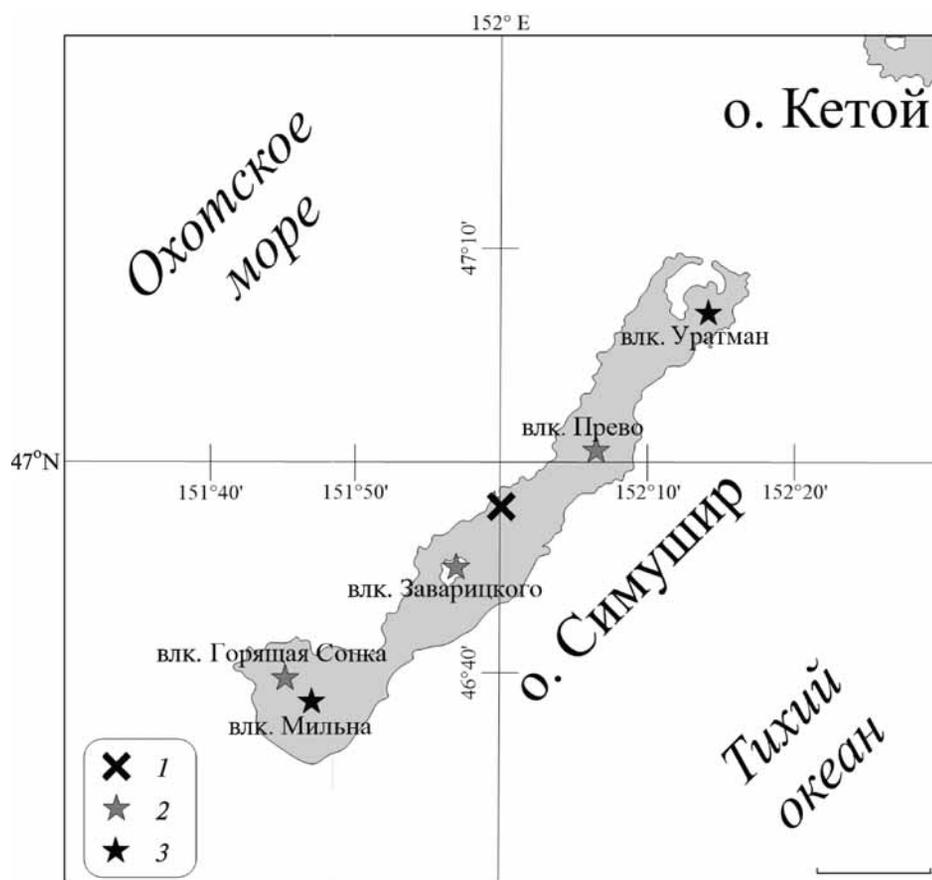


Рис. 1. Карта о. Симушир: 1 — место отбора тефр из почвенно-пирокластического чехла, 2 — активные вулканы, 3 — потухшие вулканы

чехла, их цель реконструировать содержание петрогенных компонентов в расплавах вулканических центров о. Симушир и содержание в них H_2O , S, Cl, проследить их эволюцию и заложить основу для дальнейшего исследования их геохимических характеристик.

Материалы и методы исследования. Исследованы расплавные включения во вкрапленниках тефр почвенно-пирокластического чехла (ППЧ) о. Симушир, отобранных О.В. Дирксом. Место отбора тефр (разрез 01118) расположено на террасе высотой 110 м над уровнем моря на западном побережье о. Симушир (N 46°57'56,1", E 152°00'06,9") вблизи влк. Заварицкого (рис. 1). Разрез имеет мощность более 7 м и включает в себя более 40 слоев тефр.

Тефры представляют собой оптимальный материал для изучения расплавных включений в силу быстрой закалки материала, которая препятствует необратимым процессам изменения состава включений [Lloyd et al., 2013]. Для изучения отобраны только хорошо закаленные стекловатые расплавные включения, подверженные минимальному влиянию постзахватных процессов, приводящих к необратимым преобразованиям их состава, таким, как потеря воды [Bucholz et al., 2013].

Для исследования расплавных включений под биноклем были выбраны тефры, наиболее богатые минералами-вкрапленниками, которые представлены в рассматриваемых породах оливином

(Ol), клинопироксеном (Cpx), ортопироксеном (Opx) и плагиоклазом (Pl).

Расплавные включения в фенокристаллах оливина фракции 0,5–1 мм изучались для образцов № 01118-9, 01118-17, 01118-24, 01118-27 и 01118-41. Кристаллы клино- и ортопироксена для изучения расплавных включений выбраны из фракции 0,1–0,25 мм образцов № 01118-12, 01118-17 и 01118-45 в связи с тем, что почти все включения в кристаллах более крупных фракций раскристаллизованы, а также из фракции 0,5–1 мм образца № 01118-13. Расплавные включения в плагиоклазе фракции 0,5–1 мм изучены для образца № 01118-13.

Монофракции этих минералов были выбраны из тефр вручную и смонтированы в дюймовые препараты из эпоксидной смолы. Для дальнейшего изучения отобраны кристаллы, содержащие стекловатые расплавные включения размером более 25 мкм без следов вторичного захвата и вторичных преобразований (критерии их определения приведены в [Плечов, 2014; Попов и др., 2016]). Эти включения выведены на поверхность и отполированы в индивидуальных препаратах. Более подробное описание методики приведено в [Plechov et al., 2015].

Содержание главных компонентов, серы и хлора в стеклах расплавных включений проанализированы в лаборатории локальных методов анализа вещества геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова при помощи электронно-

Таблица 1

Состав стекол расплавных включений в минералах ППЧ о. Симушир

№	Ми- нерал	Mg#	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Cl	Сумма	H ₂ O
01118-9-2-4	Ol	74,0	51,74	0,95	17,53	9,75	0,25	2,95	10,77	2,41	0,23	0,03	0,09	0,09	96,80	3,25
01118-9-4-1		73,8	48,90	0,99	18,27	8,71	0,19	3,21	12,07	2,56	0,22	0,07	0,11	0,09	95,39	2,32
01118-17-3-3		75,6	49,87	1,01	17,50	8,39	0,21	3,38	11,49	2,68	0,25	0,04	0,15	0,10	95,08	2,38
01118-17-4-15		80,4	46,27	0,62	18,26	8,98	0,23	3,83	11,91	1,74	0,15	0,03	0,15	0,06	92,22	4,02
01118-17-5-1		68,6	52,52	1,01	17,51	8,99	0,23	1,72	9,59	3,05	0,33	0,12	0,07	0,09	95,23	—
01118-17-5-9a		68,0	55,78	1,02	17,13	9,11	0,31	2,77	8,67	3,18	0,33	0,05	0,08	0,07	98,50	2,81
01118-17-5-9b		68,0	55,44	1,04	16,59	9,11	0,28	2,69	8,12	3,18	0,35	0,08	0,07	0,09	97,03	2,80
01118-17-5-11		77,7	46,38	0,68	17,41	9,93	0,23	4,03	11,53	1,80	0,14	0,04	0,11	0,06	92,34	3,93
01118-17-6-6		70,0	52,30	0,76	16,61	9,29	0,25	2,54	9,25	2,61	0,30	0,05	0,07	0,07	94,10	3,41
01118-24-2-2-a		82,5	47,49	0,56	18,22	9,44	0,18	6,07	11,69	1,72	0,12	0,04	0,13	0,06	95,72	3,46
01118-24-2-2-b		82,5	48,02	0,63	19,07	9,02	0,20	4,81	12,02	1,79	0,15	—	0,14	0,07	95,92	—
01118-24-2-5		82,0	46,67	0,63	18,00	9,72	0,27	5,46	11,85	1,62	0,12	0,06	0,15	0,07	94,61	4,83
01118-24-3-8		82,6	46,50	0,59	18,45	9,08	0,16	5,70	11,75	1,60	0,15	—	0,16	0,06	94,21	3,93
01118-24-3-11		82,1	45,57	0,61	17,81	9,37	0,22	5,74	11,71	1,51	0,14	—	0,16	0,03	92,87	4,31
01118-24-4-3		70,5	52,20	0,94	15,45	11,84	0,25	4,67	8,67	2,58	0,28	0,09	0,10	0,06	97,13	2,60
01118-24-5-10		72,8	50,44	1,09	18,90	11,64	0,22	3,95	10,74	2,95	0,29	0,02	0,13	0,09	100,46	0,53
01118-24-6-8		81,1	46,03	0,59	17,46	9,61	0,22	5,70	11,61	1,60	0,13	0,03	0,14	0,05	93,17	3,59
01118-24-6-11		81,4	47,18	0,64	17,97	10,06	0,27	5,78	11,67	1,72	0,14	0,02	0,16	0,06	95,66	3,95
01118-24-6-14		81,0	48,26	0,66	17,71	10,03	0,22	6,17	11,65	1,73	0,13	0,02	0,11	0,06	96,75	3,52
01118-24-8-8a		82,2	46,88	0,62	18,33	9,44	0,21	5,79	11,69	1,65	0,14	0,03	0,15	0,05	94,99	4,44
01118-24-8-8b		82,2	46,59	0,57	18,51	9,21	0,20	4,84	11,98	1,62	0,13	—	0,18	0,04	93,86	—
01118-27-5-9		79,5	48,59	0,81	19,16	9,54	0,21	4,20	12,73	2,12	0,20	0,02	0,13	0,06	97,77	2,69
01118-27-5-11		78,7	46,44	0,73	17,25	10,52	0,23	5,16	12,20	1,93	0,15	0,06	0,11	0,05	94,84	2,89
01118-41-3-2		74,2	52,05	0,97	16,97	10,41	0,24	4,32	9,56	2,68	0,30	0,06	0,08	0,06	97,70	1,94
01118-41-4-12		71,9	59,20	0,95	16,30	10,39	0,21	3,96	7,86	2,90	0,56	0,06	0,06	0,07	102,53	2,41
01118-41-5-3		73,1	50,27	0,99	16,33	10,10	0,22	3,91	9,53	2,51	0,29	0,02	0,08	0,06	94,30	2,43
01118-41-7-3		73,6	52,78	0,97	15,65	10,28	0,26	3,95	8,90	2,57	0,35	0,06	0,09	0,06	95,90	2,73
01118-41-7-5		75,2	44,91	0,85	15,05	9,67	0,19	4,00	9,53	1,93	0,20	0,08	0,10	0,05	86,56	3,09
01118-41-8-1		74,1	50,48	0,96	16,70	9,99	0,24	3,97	9,72	2,57	0,29	0,12	0,08	0,07	95,18	2,18
01118-41-8-5		74,4	51,03	0,89	16,11	10,42	0,29	4,58	9,07	2,50	0,29	0,07	0,08	0,06	95,39	3,10
		An#	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Cl	Сумма	H ₂ O
01118-13-105-1	Pl	82,6	57,87	1,02	14,00	10,15	0,21	2,26	6,76	2,86	0,57	0,19	0,05	0,13	96,05	3,7
01118-13-105-2		71,4	59,30	0,92	14,15	9,38	0,18	2,06	6,39	2,95	0,63	0,17	0,05	0,12	96,31	3,4
01118-13-108-1		77,2	60,60	1,02	13,37	10,46	0,23	2,11	6,14	3,21	0,73	0,19	0,05	0,17	98,28	2,0
01118-13-125-1		83,3	58,99	0,96	14,32	9,88	0,22	2,16	6,64	3,37	0,63	0,18	0,05	0,13	97,53	3,0
01118-13-125-2		83,3	60,32	1,00	14,30	9,22	0,26	2,01	6,34	3,32	0,68	0,20	0,04	0,11	97,79	2,9
01118-13-135-1		84,5	59,12	1,08	13,75	10,55	0,23	2,37	6,54	3,21	0,72	0,16	0,05	0,13	97,92	2,6
		Mg#	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Cl	Сумма	H ₂ O
01118-12-1	Opх	61,7	63,46	0,67	14,00	5,87	0,19	1,50	3,83	3,86	1,38	0,15	0,02	0,16	95,08	—
01118-12-1a		61,7	63,32	0,65	13,85	5,87	0,20	1,54	3,82	3,91	1,38	0,16	0,05	0,18	94,91	—
01118-12-2		67,1	61,44	0,75	14,30	7,58	0,15	1,97	5,47	3,61	0,76	0,11	0,04	0,15	96,33	—
01118-13-24-1		63,8	63,28	1,01	13,34	9,83	0,23	2,19	5,96	3,65	0,72	0,21	0,03	0,13	100,58	1,1
01118-13-24-1		63,8	62,32	0,98	13,38	10,38	0,26	2,22	6,02	3,32	0,71	0,19	0,03	0,11	99,93	1,5
01118-13-24-3		63,8	60,99	0,88	13,82	10,50	0,28	2,30	6,34	3,10	0,53	0,13	0,05	0,09	99,01	1,8
01118-13-83-1		62,6	62,36	1,04	14,03	9,57	0,25	1,34	5,88	3,64	0,70	0,19	0,03	0,12	99,16	1,3
01118-17-1		67,9	60,00	0,76	14,63	7,60	0,24	1,89	5,61	3,76	0,62	0,12	0,06	0,12	95,40	—
01118-17-1a		67,9	61,74	0,81	15,27	8,28	0,23	2,26	5,95	3,82	0,59	0,11	0,07	0,14	99,27	—
01118-17-1b		67,9	62,52	0,77	15,36	7,63	0,22	1,97	5,70	3,89	0,63	0,15	0,09	0,11	99,02	—
01118-17-2		66,2	63,55	0,75	14,12	6,64	0,22	1,74	4,89	3,83	0,69	0,06	0,06	0,14	96,68	—
01118-17-3		70,1	63,83	0,70	14,74	6,21	0,17	1,43	5,01	3,88	0,75	0,13	0,04	0,13	97,02	—
01118-17-5		65,9	63,84	0,62	14,97	5,65	0,19	1,55	5,16	3,90	0,71	0,11	0,05	0,14	96,87	—

Окончание табл. 1

№	Ми-нерал	Mg#	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Cl	Сумма	H ₂ O
01118-17-6		64,8	62,61	0,62	14,31	5,38	0,16	1,47	4,67	4,07	0,80	0,15	0,03	0,13	94,39	—
01118-17-7		66,9	60,02	0,84	15,11	7,23	0,25	1,96	5,77	3,67	0,63	0,09	0,08	0,15	95,79	—
01118-17-8		64,6	62,00	0,81	14,55	6,98	0,16	1,64	5,19	3,87	0,69	0,18	0,05	0,14	96,26	—
01118-45-3		63,6	73,33	0,32	11,37	2,08	0,08	0,32	1,73	3,50	1,59	0,02	0,02	0,26	94,61	—
01118-13-4-1	Срх	70,3	60,28	1,00	14,89	8,95	0,19	2,01	6,06	3,50	0,86	0,23	0,05	0,17	98,19	1,8
01118-13-39-1		69,5	62,58	1,04	13,39	9,97	0,21	1,93	5,82	3,45	0,75	0,17	0,03	0,11	99,45	1,5
01118-13-39-2		69,5	63,56	0,94	13,68	9,56	0,24	1,84	5,75	3,19	0,73	0,17	0,04	0,10	99,79	0,8
01118-13-44-1		78,2	57,70	0,86	16,53	9,55	0,19	2,42	6,35	3,61	0,65	0,18	0,05	0,15	98,24	2,5
01118-13-58-1		66,3	62,33	1,08	14,34	9,92	0,19	1,66	5,67	3,49	0,73	0,22	0,03	0,13	99,79	1,9
01118-13-58-2		66,3	62,40	1,11	14,41	9,39	0,17	1,62	5,67	3,59	0,72	0,18	0,04	0,12	99,42	1,8
01118-13-66-1		65,6	61,63	1,17	13,17	10,00	0,23	2,16	6,02	3,14	0,77	0,29	0,04	0,15	98,77	2,2
1118-17-4		72,8	59,92	0,60	14,44	6,60	0,17	2,14	5,69	3,57	0,52	0,06	0,04	0,10	93,83	—
1118-45-1		71,9	74,13	0,31	11,36	1,74	0,10	0,31	1,65	3,44	1,62	—	0,01	0,27	94,95	—
1118-45-4		72,6	72,22	0,30	10,98	1,78	0,07	0,29	1,69	3,25	1,55	0,03	0,00	0,25	92,39	—
1118-45-5a		72,3	72,03	0,37	11,19	1,85	0,05	0,27	1,73	3,51	1,54	—	0,03	0,26	92,84	—
1118-45-5b		72,3	74,84	0,38	11,82	1,88	0,05	0,34	1,90	3,68	1,53	—	0,02	0,26	96,70	—
1118-45-6		72,3	72,69	0,34	11,31	1,83	0,11	0,33	1,76	3,73	1,61	—	0,04	0,26	94,00	—

Примечания. Mg# — магнезиальность минерала-хозяина ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$, мол.%) для включений в оливине и пироксенах; Ап# — номер аноритовой составляющей плагиоклаза ($Ca/(Ca+Na)$, мол.%). Содержание воды в стекле РВ в оливине измерялось методом рамановской спектроскопии [Plechov et al., 2015], для стекол части включений в пироксенах и плагиоклазе оно оценивалось по недостатку суммы микрозондового анализа.

го сканирующего микроскопа «Jeol JSM-6480LV» с ЭДС приставкой «Oxford XMax^N» при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 0,7 нА (все образцы) и рентгеновском микроанализаторе «Jeol JXA-8230» при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда 10 нА (только для образца № 01118-13). Анализ проводился при дефокусированном пучке для минимизации эффекта миграции компонентов стекла.

Содержание воды в стеклах расплавных включений в оливине оценено с помощью микрорамановского спектрометра «Horiba XPlora» на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова по методике [Plechov et al., 2015] с использованием искусственных базальтовых стекол в качестве стандартов [Shishkina et al., 2010]. Содержание воды в стеклах среднего и кислого состава (образец № 01118-13) оценено на основе WDS-анализа по дефициту суммы и по разнице измеренного и рассчитанного содержания кислорода. Состав стекол расплавных включений приведен в табл. 1.

Составы расплавных включений в оливине были скорректированы с учетом эффекта кристаллизации минерала-хозяина на стенках включений. Для восстановления исходного состава расплава проведена коррекция путем моделирования обратной кристаллизации минерала-хозяина до достижения равновесия с ним по модели, приведенной в [Ford et al., 1983], с помощью программы Petrolog3 [Danyushevsky, Plechov, 2011]. Поскольку содержание FeO в расплавных включениях в оливине, не проявляет зависимости ни от SiO₂, ни от магнезиальности оливина-хозяина, при кор-

рекции мы пренебрегли эффектом потери железа [Danyushevsky et al., 2000] за счет диффузионного переуравновешивания оливина-хозяина и расплава после захвата. Состав расплавных включений и соответствующих реконструированных расплавов приведен на рис. 2, а.

Для оценки влияния эффекта кристаллизации минерала-хозяина на состав включений в пироксенах и плагиоклазе построены диаграммы, по осям которых отложены компоненты, содержание которых контрастно в разных минералах-контейнерах, например CaO–MgO (рис. 1, б). Отсутствие на этих диаграммах смещений состава включений, соответствующих кристаллизации минерала-хозяина (рис. 1, б) позволяет заключить, что кристаллизация минерала-хозяина не оказала значительного влияния. Таким образом, состав расплавных включений в клинопироксене, ортопироксене и плагиоклазе соответствует составу захваченных расплавов.

Реконструированный состав расплавов, приведенный к 100% суммы петрогенных и летучих компонентов приведен в табл. 2.

Результаты исследований и их обсуждение.
Расплавные включения в оливине. В образцах № 01118-9, 01118-17, 01118-24, 01118-27 и 01118-41 стекловатые расплавные включения находятся в оливине с магнезиальностью 68–83 мол.%. Как правило, они бесцветные, характеризуются округлой формой с неровными «изрезанными» границами, содержат небольшой усадочный пузырек и не содержат дочерних фаз (рис. 3, а). Для расплавов, реконструированных на основе расплавных

Таблица 2

Состав расплавов о. Симушир

№ расплавного включения	Минерал	Mg#	Kopp.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	Cl	Сум-ма
01118-9-2-4	ОI	74,0	8,1	50,62	0,87	16,13	11,20	0,22	5,53	9,90	2,21	0,21	0,03	2,9	0,08	0,08	100
01118-9-4-1		73,8	3,8	49,66	0,97	18,00	9,57	0,19	4,54	11,89	2,52	0,22	0,07	2,2	0,10	0,09	100
01118-17-3-3		75,6	4,1	50,72	1,00	17,26	9,26	0,21	4,85	11,33	2,64	0,24	0,04	2,2	0,14	0,09	100
01118-17-4-15		80,4	9,1	47,36	0,58	17,30	10,51	0,22	7,25	11,27	1,65	0,14	0,03	3,5	0,13	0,05	100
01118-17-5-1		68,6	9,2	53,43	0,96	16,69	11,67	0,22	4,41	9,15	2,90	0,32	0,11	—	0,06	0,08	100
01118-17-5-9a		68,0	2,7	54,61	0,98	16,47	9,56	0,30	3,54	8,33	3,05	0,31	0,05	2,7	0,07	0,07	100
01118-17-5-9b		68,0	3,1	55,02	1,01	16,12	9,78	0,28	3,61	7,88	3,10	0,33	0,08	2,6	0,07	0,08	100
01118-17-5-11		77,7	7,4	47,59	0,65	16,80	11,32	0,22	6,71	11,13	1,74	0,14	0,04	3,5	0,10	0,05	100
01118-17-6-6		70,0	6,2	52,72	0,74	16,01	10,84	0,23	4,47	8,91	2,51	0,29	0,05	3,1	0,06	0,07	100
01118-24-2-2-a		82,5	4,6	47,58	0,54	17,56	9,90	0,18	7,80	11,27	1,66	0,12	0,04	3,2	0,12	0,05	100
01118-24-2-2-b		82,5	8,3	49,16	0,60	18,25	10,21	0,19	8,04	11,50	1,71	0,15	—	—	0,12	0,06	100
01118-24-2-5		82,0	6,6	46,54	0,59	16,96	10,40	0,26	7,89	11,17	1,52	0,11	0,06	4,3	0,13	0,06	100
01118-24-3-8		82,6	5,1	47,10	0,57	17,90	9,72	0,15	7,70	11,40	1,55	0,15	—	3,6	0,14	0,05	100
01118-24-3-11		82,1	4,8	46,68	0,60	17,50	10,08	0,22	7,68	11,51	1,49	0,14	—	3,9	0,14	0,03	100
01118-24-4-3		70,5	1,2	52,22	0,93	15,33	12,05	0,25	5,05	8,61	2,56	0,27	0,09	2,5	0,09	0,05	100
01118-24-5-10		72,8	4,7	49,38	1,03	17,82	12,24	0,21	5,40	10,13	2,79	0,27	0,02	0,5	0,12	0,08	100
01118-24-6-8		81,1	4,3	47,34	0,58	17,31	10,34	0,22	7,46	11,51	1,58	0,13	0,03	3,3	0,13	0,04	100
01118-24-6-11		81,4	5,3	47,01	0,61	17,11	10,60	0,26	7,73	11,11	1,64	0,13	0,02	3,6	0,14	0,05	100
01118-24-6-14		81,0	3,5	47,87	0,63	17,06	10,32	0,21	7,42	11,22	1,68	0,13	0,02	3,3	0,10	0,05	100
01118-24-8-8a		82,2	5,1	46,85	0,60	17,54	9,96	0,20	7,69	11,19	1,58	0,14	0,03	4,0	0,13	0,05	100
01118-24-8-8b		82,2	8,4	48,76	0,55	18,08	10,61	0,20	8,20	11,70	1,58	0,12	—	—	0,16	0,04	100
01118-27-5-9		79,5	7,0	47,72	0,75	17,75	10,36	0,20	6,66	11,79	1,97	0,18	0,02	2,4	0,11	0,05	100
01118-27-5-11		78,7	4,5	47,19	0,71	16,88	11,26	0,23	6,85	11,94	1,89	0,15	0,06	2,7	0,10	0,05	100
01118-41-3-2		74,2	3,1	51,83	0,94	16,51	10,89	0,24	5,37	9,30	2,61	0,29	0,06	1,8	0,07	0,06	100
01118-41-4-12		71,9	2,8	55,86	0,88	15,09	10,36	0,20	4,67	7,27	2,69	0,52	0,06	2,3	0,05	0,07	100
01118-41-5-3		73,1	3,4	51,58	0,99	16,33	10,98	0,22	5,13	9,53	2,51	0,28	0,02	2,3	0,07	0,05	100
01118-41-7-3		73,6	4,3	52,91	0,94	15,20	11,08	0,25	5,38	8,65	2,50	0,34	0,06	2,5	0,08	0,05	100
01118-41-7-5		75,2	4,6	49,79	0,91	16,09	11,47	0,21	5,98	10,19	2,07	0,22	0,09	2,9	0,09	0,04	100
01118-41-8-1	74,1	3,8	51,39	0,95	16,52	10,84	0,24	5,31	9,63	2,54	0,28	0,11	2,1	0,08	0,06	100	
01118-41-8-5	74,4	2,6	51,54	0,88	15,96	10,94	0,29	5,51	8,99	2,47	0,29	0,07	2,9	0,07	0,05	100	
		An#	Kopp.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	Cl	Сум-ма
01118-13-105-1	PI	82,6	—	58,12	1,02	14,06	10,17	0,21	2,27	6,79	2,88	0,57	0,19	3,5	0,05	0,13	100
01118-13-105-2		71,4	—	59,55	0,93	14,20	9,41	0,18	2,07	6,42	2,96	0,63	0,17	3,3	0,05	0,12	100
01118-13-108-1		77,2	—	60,49	1,02	13,35	10,42	0,23	2,11	6,13	3,21	0,73	0,19	1,9	0,05	0,17	100
01118-13-125-1		83,3	—	58,77	0,95	14,26	9,82	0,22	2,15	6,62	3,35	0,63	0,17	2,9	0,05	0,13	100
01118-13-125-2		83,3	—	59,96	0,99	14,22	9,15	0,26	1,99	6,30	3,30	0,68	0,19	2,8	0,04	0,11	100
01118-13-135-1		84,5	—	58,87	1,07	13,69	10,48	0,22	2,36	6,51	3,20	0,72	0,16	2,5	0,05	0,13	100
		Mg#	Kopp.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	Cl	Сум-ма
01118-12-1	Opx	61,7	—	66,74	0,71	14,73	6,17	0,20	1,58	4,03	4,06	1,45	0,16	—	0,02	0,16	100
01118-12-1a		61,7	—	66,72	0,69	14,59	6,17	0,21	1,62	4,02	4,12	1,46	0,17	—	0,05	0,19	100
01118-12-2		67,1	—	63,78	0,78	14,85	7,86	0,16	2,05	5,68	3,75	0,79	0,11	—	0,04	0,16	100
01118-13-24-1		63,8	—	62,26	0,99	13,12	9,66	0,23	2,16	5,86	3,59	0,71	0,21	1,0	0,03	0,13	100
01118-13-24-1		63,8	—	61,44	0,97	13,19	10,22	0,26	2,19	5,93	3,27	0,70	0,19	1,5	0,03	0,11	100
01118-13-24-3		63,8	—	60,51	0,87	13,71	10,40	0,28	2,28	6,29	3,08	0,53	0,13	1,8	0,05	0,09	100
01118-13-83-1		62,6	—	62,08	1,04	13,97	9,51	0,25	1,33	5,85	3,62	0,70	0,19	1,3	0,03	0,12	100
01118-17-1		67,9	—	62,90	0,80	15,33	7,96	0,25	1,98	5,88	3,94	0,65	0,13	—	0,06	0,12	100
01118-17-1a		67,9	—	62,20	0,82	15,39	8,33	0,23	2,28	6,00	3,85	0,59	0,11	—	0,07	0,14	100
01118-17-1b		67,9	—	63,14	0,78	15,51	7,69	0,22	1,99	5,76	3,93	0,64	0,15	—	0,09	0,11	100
01118-17-2		66,2	—	65,74	0,78	14,61	6,85	0,23	1,80	5,06	3,97	0,71	0,06	—	0,06	0,14	100
01118-17-3		70,1	—	65,79	0,72	15,20	6,40	0,18	1,48	5,17	4,00	0,77	0,13	—	0,04	0,13	100

№ расплавленного включения	Минерал	Mg#	Корр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	Cl	Сумма
01118-17-5	Орх	65,9	—	65,91	0,64	15,46	5,82	0,20	1,60	5,32	4,03	0,73	0,11	—	0,05	0,14	100
01118-17-6		64,8	—	66,33	0,66	15,16	5,69	0,17	1,56	4,95	4,32	0,85	0,16	—	0,03	0,14	100
01118-17-7		66,9	—	62,66	0,88	15,77	7,53	0,26	2,05	6,02	3,84	0,66	0,09	—	0,09	0,15	100
01118-17-8		64,6	—	64,41	0,84	15,12	7,24	0,17	1,71	5,40	4,02	0,72	0,19	—	0,05	0,15	100
01118-45-3		63,6	—	77,51	0,34	12,02	2,19	0,08	0,34	1,83	3,70	1,69	0,02	—	0,02	0,27	100
01118-13-4-1	Срх	70,3	—	60,29	1,00	14,90	8,93	0,19	2,01	6,07	3,50	0,86	0,23	1,8	0,04	0,17	100
01118-13-39-1		69,5	—	61,99	1,03	13,27	9,86	0,21	1,91	5,77	3,42	0,74	0,17	1,5	0,03	0,11	100
01118-13-39-2		69,5	—	63,18	0,93	13,59	9,49	0,24	1,83	5,72	3,18	0,72	0,17	0,8	0,04	0,10	100
01118-13-44-1		78,2	—	57,34	0,86	16,42	9,47	0,19	2,40	6,31	3,59	0,64	0,18	2,4	0,05	0,15	100
01118-13-58-1		66,3	—	61,29	1,06	14,10	9,74	0,19	1,63	5,57	3,44	0,72	0,22	1,9	0,03	0,13	100
01118-13-58-2		66,3	—	61,68	1,10	14,24	9,26	0,17	1,60	5,60	3,55	0,71	0,18	1,8	0,04	0,12	100
01118-13-66-1		65,6	—	61,08	1,16	13,06	9,90	0,23	2,14	5,97	3,11	0,76	0,28	2,1	0,04	0,15	100
1118-17-4		72,8	—	63,86	0,64	15,38	7,02	0,18	2,28	6,07	3,81	0,55	0,06	—	0,05	0,11	100
1118-45-1		71,9	—	78,07	0,33	11,97	1,83	0,11	0,33	1,73	3,62	1,71	—	—	0,01	0,29	100
1118-45-4		72,6	—	78,16	0,33	11,88	1,92	0,08	0,31	1,83	3,52	1,68	0,03	—	—	0,27	100
1118-45-5a		72,3	—	77,61	0,40	12,06	1,99	0,05	0,29	1,86	3,78	1,66	—	—	0,03	0,27	100
1118-45-5b		72,3	—	77,40	0,39	12,23	1,95	0,05	0,35	1,96	3,81	1,59	—	—	0,02	0,27	100
1118-45-6		72,3	—	77,32	0,36	12,03	1,95	0,12	0,35	1,87	3,97	1,71	—	—	0,04	0,28	100

Примечания. Mg# — магнезиальность минерала-хозяина (Mg/(Mg+Fe²⁺), мол.%) для включений в оливине и пироксенах; An# — номер анортитовой составляющей плагиоклаза (Ca/(Ca+Na), мол.%). Процент обратной кристаллизации минерал-хозяина, по [Danyushevsky, Plechov, 2011].

включения в оливине, содержание SiO₂ варьирует от 46,5 до 55,9 масс.%, закономерно увеличиваясь со снижением магнезиальности оливина-хозяина. Рост содержания SiO₂ сопровождается заметным увеличением содержания (масс.%) TiO₂ (от 0,5 до 1) и суммы щелочей (от 1,6 до 3,4 масс.%), а также уменьшением содержания Al₂O₃ (от 18,2 до 15,1), MgO (8,2–3,5) и CaO (11,9–7,3). Содержание H₂O находится в диапазоне 0,5–4,3, S — 0,06–0,16, Cl — 0,03–0,09 масс.%.

Расплавные включения в пироксенах. В образцах № 01118-17, 01118-45, 01118-13, 01118-12 стекловатые расплавные включения обнаружены в ортопироксене Mg#=62÷70 мол.%, в образцах № 01118-17, 01118-45, 01118-13 — также в клинопироксене Mg#=66÷78 мол.%. Расплавные включения бесцветные, имеют округлую форму, реже неровные границы. Большая часть включений не имеет или имеет усадочных пузырьков или они сравнительно небольшие (рис. 3 б, в).

Расплавы, соответствующие расплавленным включениям в клинопироксене, по содержанию SiO₂ имеют состав от среднего (57,3 масс.%) до кислого (78,2 масс.%). Примечательно, что в образце № 01118-13 расплавы среднего состава находятся в равновесии с клинопироксеном, имеющим магнезиальность 65,6–70,3 мол.% в то время как в образцах № 01118-17 и 01118-45 расплавные включения кислого состава содержатся в клинопироксене с магнезиальностью 71,9–72,6 мол.%.

Содержание SiO₂ для большей части расплавов, соответствующих расплавленным включениям в ортопироксене, находится в интервале 60,5–66,7 масс.% (при магнезиальности ортопироксена-

хозяина, равной 61,7–70,1 мол.%). Только один состав имеет 77,5 масс.% SiO₂, при этом магнезиальность его ортопироксена-хозяина отвечает общему диапазону (63,6 масс.%).

Расплавы, равновесные с пироксенами, ложатся на продолжение линии серии расплавов, реконструированных на основе расплавных включений в оливине, по всем компонентам. При этом с увеличением содержания SiO₂ снижаются содержание (масс.%) Al₂O₃ (от 16,4 до 11,9), MgO (от 2,4 до 0,3) и CaO (от 6,3 до 1,7), а содержание щелочей увеличивается (от 3,6 до 5,7). Поведение TiO₂ и P₂O₅ в этих включениях меняется относительно включений в оливине, и их концентрация начинает снижаться с возрастанием содержания SiO₂ (от 1,2 до 0,3 масс.% и от 0,25 до 0,01 масс.% соответственно). Содержание S составляет 0–0,09 масс.%, Cl — 0,09–0,29 масс.%. Оцененное содержание H₂O находится в диапазоне 0,8–2,4 масс.%.

Расплавные включения в плагиоклазе. В плагиоклазе An_{71,5–84,5} из образца № 01118-13 присутствуют стекловатые расплавные включения. Они бесцветные, имеют удлиненную форму с округлыми краями и ровные границы, содержат усадочные пузырьки (рис. 3, г). Содержание SiO₂ в расплавах, равновесных с плагиоклазом, находится в пределах 58,1–60,5 масс.%. Большая часть других главных компонентов не проявляет зависимости от SiO₂ и позволяет судить только о среднем содержании (масс.%): TiO₂ — 1, Al₂O₃ — 14,0, FeO — 9,9, MgO — 2,2, сумма щелочей — 3,8. В то же время содержание CaO в расплавных включениях снижается от 6,8 до 6,1 масс.%, при увеличении содержания SiO₂. Столь малый диа-

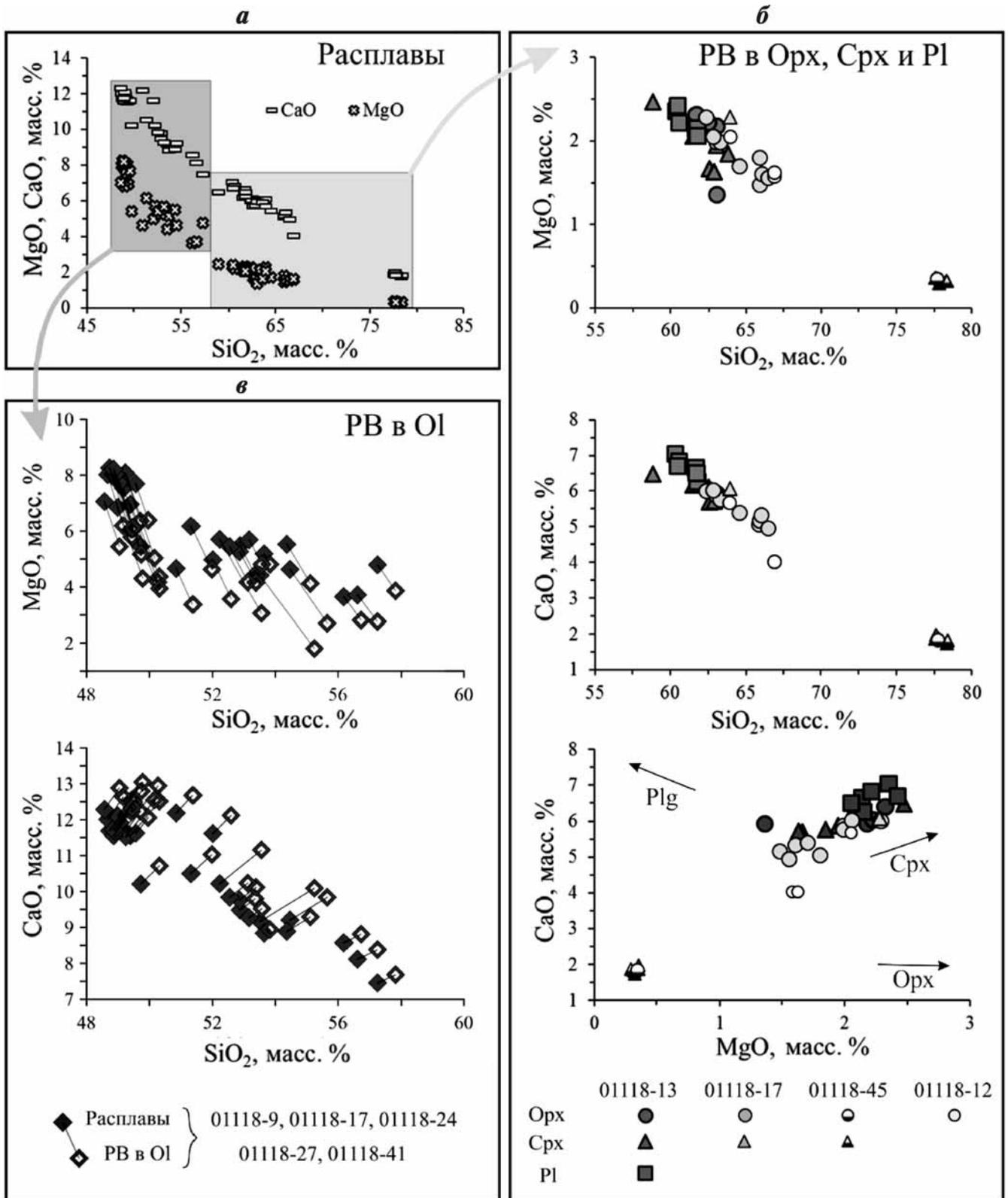


Рис. 2. Диаграммы SiO₂-MgO и SiO₂-CaO для всех расплавов (а), SiO₂-MgO, SiO₂-CaO и MgO-CaO для расплавных включений в Орх, Срх и Pl (б), а также диаграммы SiO₂-MgO и SiO₂-CaO для расплавных включений в оливине и реконструированного из их состава расплавов (в) тефр ППЧ о. Симушир

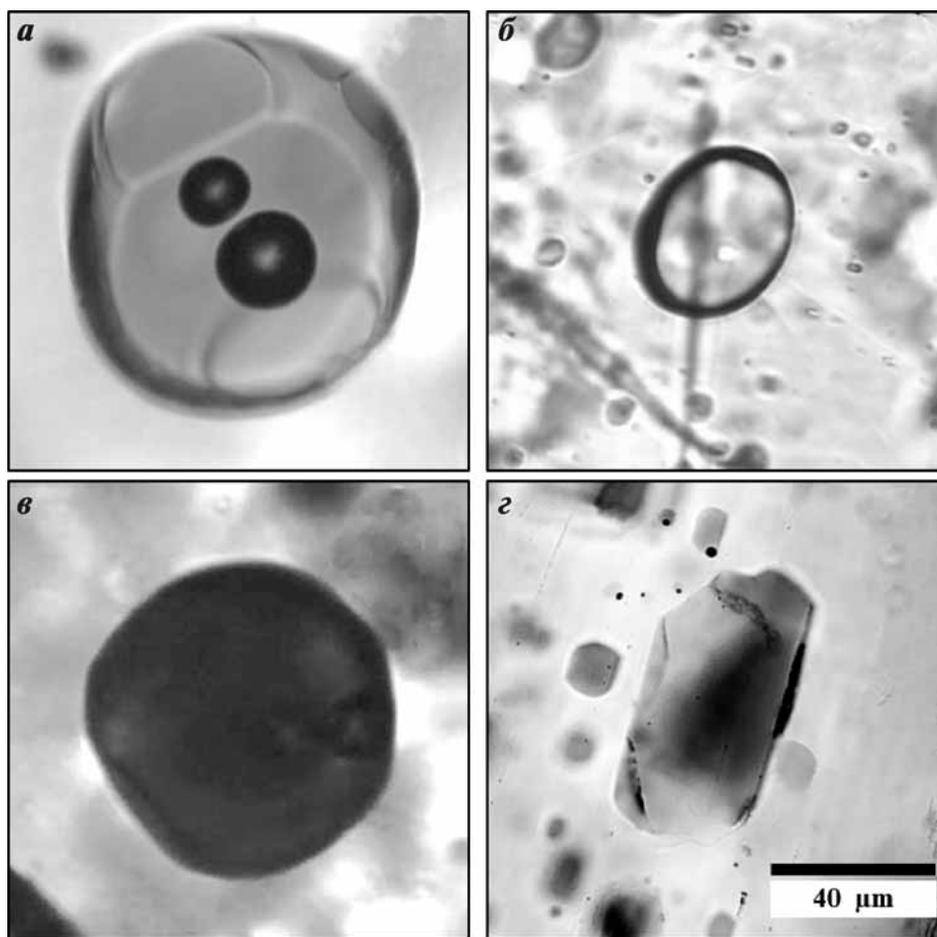


Рис. 3. Фото представительных расплавных включений в оливине (№ 01118-24-2-2) (а), клинопироксене (№ 01118-13-45-6) (б), ортопироксене (№ 01118-17-1) (в) и плагиоклазе 01118-13-125 (г)

пазон значений содержания большинства главных компонентов может свидетельствовать о том, что все расплавные включения фиксируют один этап магматической эволюции расплава, который полностью перекрывается с соответствующими ему по содержанию SiO_2 этапами магматической эволюции расплавов, равновесных с пироксенами. Содержание S составляет 0,04–0,05 масс.%, а Cl — 0,11–0,17 масс.%. Оцененное содержание H_2O находится в диапазоне 1,9–3,5 масс.%.

Реконструированные составы расплавов на диаграммах Харкера образуют единый тренд для основных петрогенных компонентов (рис. 4). Тренд характеризуется закономерным снижением содержания Mg, Ca, Al и накоплением K по мере увеличения содержания SiO_2 . Составы расплавов относятся к низкокалийевому толеитовому тренду, как и вулканические продукты основных центров о. Симушир [Парфенова и др., 2015; Мартынов и др., 2010]. Принимая это во внимание, мы относим все исследованные тефры к извержениям, произошедшим в пределах острова.

Наиболее магниезильные реконструированные расплавы содержат 8,2 масс.% MgO. Наиболее магниезильные составы вулканических пород Курильской островной дуги содержат как максимум 7,9 масс.% MgO (по базе данных GEOROC). В опубликованных данных о составе расплавных включений максимальное содержание MgO для

большинства образцов составляет 8 масс.%, исключения составляют три анализа расплавных включений в породах влк. Кудрявый и Меньшой Брат с содержанием до 10 масс.% MgO [Толстых и др., 1997].

Оцененное содержание воды в расплавах наиболее основного состава (от 46,5 до 47,9 масс.% SiO_2) варьирует от 2,4 до 4,3 масс.% (со средним значением $3,4 \pm 0,5$ масс.%). Измеренное содержание воды в расплавных включениях в оливине может быть ниже, чем при захвате включения, что обусловлено диффузионной потерей за счет миграции H^+ [Bucholz et al., 2013; Gaetani et al., 2012]. Этот процесс сопровождается образованием усадочного пузырька, потерей расплавом CO_2 и частичной потерей S. Степень влияния эффекта потери воды на состав расплавных включений зависит от размера включения и его удаленности от границ кристалла — так, крупные включения в центральной части вкрапленников претерпевают наименьшие изменения.

Измеренное содержание воды в наиболее магниезильных оливинах $\text{Fo}_{>80}$ составляет $3,6 \pm 0,8$ (2 σ) масс.%. Учитывая эффекты потери, минимальным исходным содержанием воды в родоначальных расплавах можно считать максимальную измеренную концентрацию воды, равную 4,3 масс.%. Независимая оценка исходного содержания воды в расплаве может быть проведена на основе зависимости

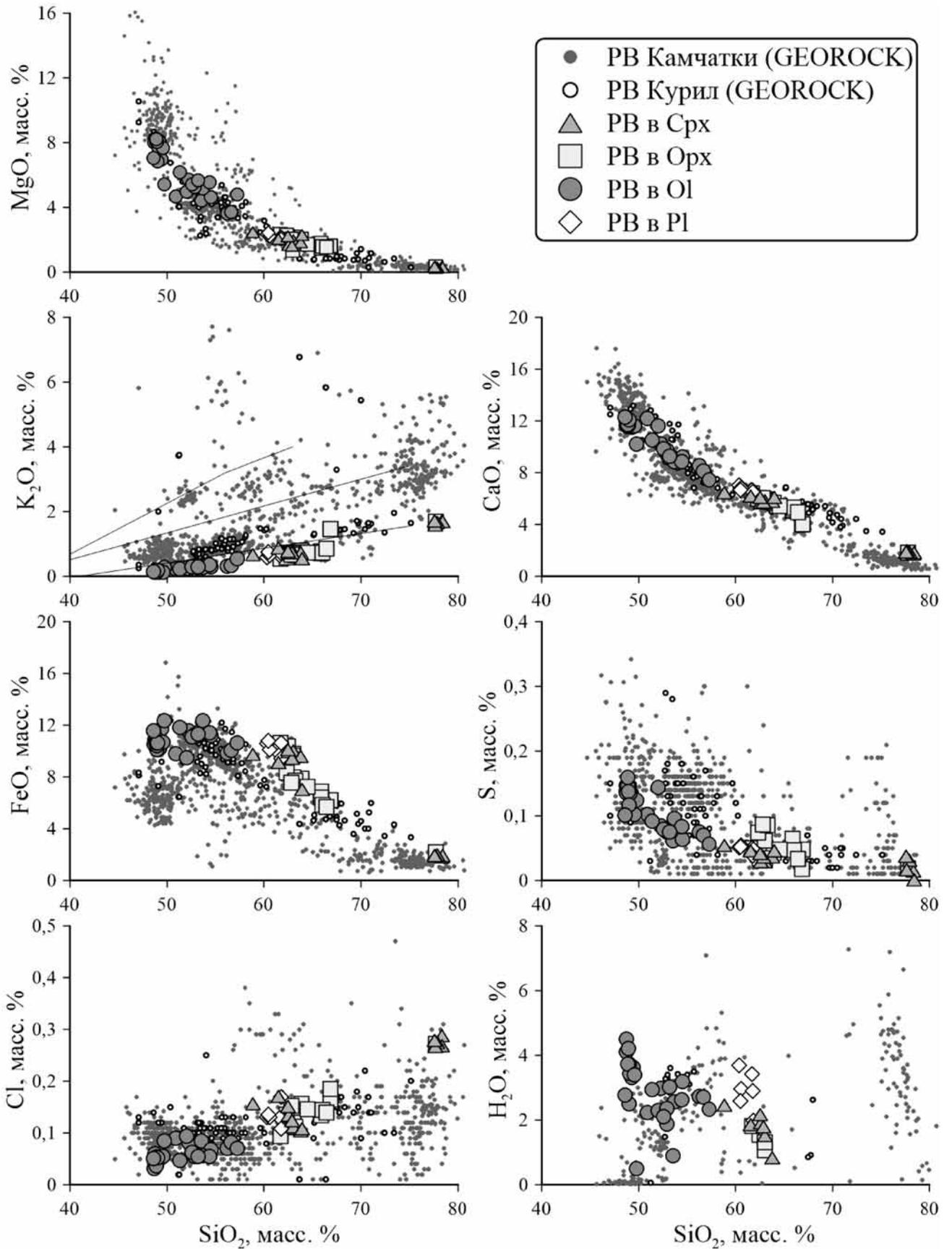


Рис. 4. Реконструированный состав расплавов тефр ППЧ о. Симушир. Отдельными символами нанесены расплавные включения в оливине (Ol), ортопироксене (Orx), клинопироксене (Cpx) и плагиоклазе (Pl). Для сравнения приведены составы расплавных включений из пород Камчатки и Курильских островов по данным базы данных GEOROC

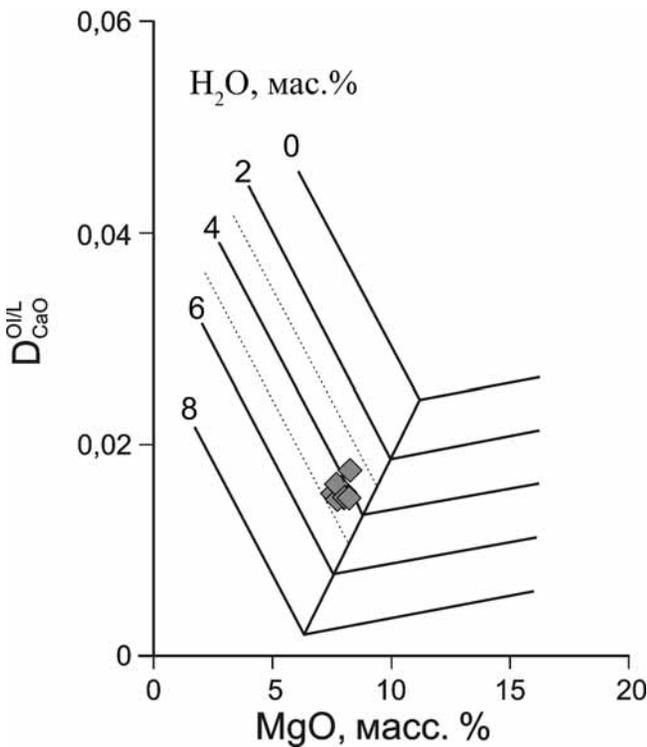


Рис. 5. Диаграмма зависимости коэффициента распределения Ca между оливином и расплавом от содержания MgO и H₂O в расплаве, по [Gavrilenko et al., 2016]. Ромбы — данные пар расплав–оливин (Fo>80)

коэффициента распределения Ca между оливином и расплавом от содержания воды [Gavrilenko et al., 2016]. Расчетное содержание воды в расплаве для расплавных включений в оливине Fo_{>80} составляет 3,6–4,5 масс.% H₂O при среднем значении 4,2±0,5 масс.% (рис. 5). Таким образом, родоначальные расплавы содержали 4,2–4,3 масс.% H₂O. Подобное содержание воды характерно для родоначальных расплавов многих островных дуг [Mironov et al., 2015; Wallace, 2005].

Количественная реконструкция эволюции содержания воды в расплавах по мере увеличения содержания SiO₂ затруднена, поскольку прямые измерения не проводились для стекол среднего и кислого состава. В диапазоне SiO₂ 57,3–60 масс.% ее содержание, оцененное на основе дефицита суммы микронзондовых анализов, составляет 2,4–3,5 масс.% (рис. 4) В интервале от 60–63,2 масс.% SiO₂ происходит резкое уменьшение содержания воды до 0,8 масс.% (рис. 4), что может быть свидетельством захвата включений при декомпрессионной дегазации магмы во время подъема к поверхности перед извержением [Blundy, Cashman, 2005].

Содержание серы в расплавных включениях в оливине лежит в диапазоне 0,06–0,16 масс.%, причем для включений с низким содержанием серы характерно пониженное содержание измеренного содержания воды, что может быть вызвано частичной потерей серы за счет диффузии воды

из расплавных включений [Buchholz et al., 2013]. В то же время расплавные включения в оливине Fo_{>80}, содержащие максимальное количество воды, характеризуются максимальным содержанием серы (0,13±0,3 (2σ)), что позволяет принять это значение за оценку содержания S в родоначальном расплаве. Содержание серы в расплавах закономерно снижается по мере их магматической эволюции, что обусловлено высоким коэффициентом распределения этого элемента между расплавом и флюидной фазой [Webster, Botcharnikov, 2011]. В интервале содержания SiO₂ в расплаве от 46,5 до 66 масс.% SiO₂ содержание S снижается от 0,14 до 0,04±0,02 (2σ) масс.% (рис. 4). В интервале содержания SiO₂ в расплаве от 66 до 78 масс.% концентрация S уменьшается не столь существенно (от 0,04±0,016 (2σ) до 0,02±0,013 (2σ) масс.%), что можно объяснить изменением окислительно-восстановительных условий, которые служат одним из важнейших факторов, влияющих на Kd_S^{OIL} [Webster, Botcharnikov, 2011], что непосредственно связано с изменением степени окисления серы [Botcharnikov et al., 2011].

Содержание хлора в расплаве закономерно растет от 0,05±0,015 (2σ) масс.% в наиболее магнезиальных расплавах до 0,27±0,02 (2σ) в наиболее кремнекислых расплавах (рис. 4). Kd_S^{OIL} при условиях давления магматических очагов (1–2 кбар) имеет значения почти на порядок меньше, чем Kd_S^{OIL} для базальтовых расплавов (~6) [Alletti et al., 2009], для андезитовых расплавов (~1,4) [Zajacz et al., 2012] и для риолитовых расплавов (~2) [Botcharnikov et al., 2004], что приводит к накоплению хлора за счет малого объема газовой фазы.

Заключение. Полученные данные позволяют охарактеризовать содержание петрогенных компонентов, H₂O, S и Cl в расплавах. Наиболее примитивные из них равновесны с оливином Fo₈₃, что свидетельствует о близости их состава к родоначальным расплавам. Полученные данные являются основой для дальнейшего изучения магматической системы о. Симушир и вместе с данными о содержании рассеянных элементов позволят охарактеризовать состав источника и условия магмогенерации.

Полученные оценки содержания летучих компонентов в расплавах свидетельствуют о том, что близкие по составу тефры разных извержений характеризуются близкими значениями предэруптивной концентрации S и Cl в расплавах, содержание которых закономерно изменяется по мере увеличения количества SiO₂. Эта корреляция может быть применена для оценки эмиссии данных компонентов в атмосферу во время эксплозивных извержений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю.* Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // *Петрология*. 2010. Т. 18, № 5. С. 512–535.
- Парфенова О.В., Бурикова И.А., Дриль С.И.* Особенности эволюции состава кремнекислых пород низкокальцевой известково-щелочной серии вулкана Заварицко-го (Курильская островная дуга, о. Симушир) // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2015. № 6. С. 53–61.
- Плечов П.Ю.* Методы изучения флюидных и расплавных включений. М., 2014. 266 с.
- Попов Д.В., Некрылов Н.А., Плечов П.Ю.* Петрология верхнеальбских туффиитов в районе Бахчисарая (Юго-Западный Крым) // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2016. № 1. С. 82–91.
- Толстых М.Л., Наумов В.Б., Кононкова Н.Н.* Три типа расплавов, участвовавших в формировании андезитобазальтов кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Южные Курилы) // *Геохимия*. 1997. № 4. С. 391–397.
- Alletti M., Baker D.R., Scaillet B.* et al. Chlorine partitioning between a basaltic melt and H₂O–CO₂ fluids at Mount Etna // *Chem. Geol.* 2009. Vol. 263, Iss. 1. P. 37–50.
- Blundy J., Cashman K.* Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusions from Mount St. Helens volcano // *Geology*. 2005. Vol. 33, Iss. 10. P. 793–796.
- Botcharnikov R.E., Behrens H., Holtz F.* et al. Sulfur and chlorine solubility in Mt. Unzen rhyodacitic melt at 850 °C and 200 MPa // *Chem. Geol.* 2004. Vol. 213, Iss. 1. P. 207–225.
- Botcharnikov R.E., Linnen R.L., Wilke M.* et al. High gold concentrations in sulphide-bearing magma under oxidizing conditions // *Nat. Geosci.* 2011. Vol. 4, Iss. 2. P. 112–115.
- Bucholz C.E., Gaetani G.A., Behn M.D., Shimizu N.* Post-entrapment modification of volatiles and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. Vol. 374. P. 145–155.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.* Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011. Vol. 12, Iss. 7.
- Danyushevsky L.V., Della-Pasqua F.N., Sokolov S.* Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. Vol. 138, Iss. 1. P. 68–83.
- Ford C.E., Russell D.G., Craven J.A., Fisk M.R.* Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // *J. Petrol.* 1983. Vol. 24, Iss. 3. P. 256–266.
- Gaetani G.A., O'Leary J.A., Shimizu N.* et al. Rapid re-equilibration of H₂O and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions // *Geology*. 2012. Vol. 40, Iss. 10. P. 915–918.
- Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C.A.* et al. Calcium-in-Olivine Geohygrometer and its Application to Subduction Zone Magmatism // *J. Petrol.* 2016. Vol. 57, Iss. 9. P. 1811–1832.
- Lloyd A.S., Plank T., Ruprecht P.* et al. Volatile loss from melt inclusions in pyroclasts of differing sizes // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 2013. Vol. 165, Iss. 1. P. 129–153.
- Mironov N., Portnyagin M., Botcharnikov R.* Quantification of the CO₂ budget and H₂O–CO₂ systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high H₂O pressure // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. Vol. 425. P. 1–11.
- Plechov P., Blundy J., Nekrylov N.* et al. Petrology and volatile content of magmas erupted from Tolbachik Volcano, Kamchatka, 2012–13 // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2015. Vol. 307. P. 182–199.
- Portnyagin M., Hoernle K., Plechov P.* et al. Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 255, Iss. 1. P. 53–69.
- Shishkina T.A., Botcharnikov R.E., Holtz F.* et al. Solubility of H₂O- and CO₂-bearing fluids in tholeiitic basalts at pressures up to 500 MPa // *Chem. Geol.* 2010. Vol. 277, Iss. 1. P. 115–125.
- Wallace P.J.* Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2005. Vol. 140, Iss. 1. P. 217–240.
- Webster J.D., Botcharnikov R.E.* Distribution of sulfur between melt and fluid in S–O–H–Cl-bearing magmatic systems at shallow crustal pressures and temperatures // *Rev. Mineral. Geochem.* 2011. Vol. 73, Iss. 1. P. 247–283.
- Zajacz Z., Candela P.A., Piccoli P.M., Sanchez-Valle C.* The partitioning of sulfur and chlorine between andesite melts and magmatic volatiles and the exchange coefficients of major cations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2012. Vol. 89. P. 81–101.

Поступила в редакцию
28.04.2017

УДК 551.76(477.75)

Р.Р. Габдуллин¹, Н.В. Бадулина², Е.А. Бакай³, Е.А. Щербинина⁴, Е.В. Карпова⁵,
М.А. Варзанова⁶, А.В. Сергиенко⁷, Т.А. Коновалова⁸

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ БЕДЕНЕКИРСКОЙ СВИТЫ (ТИТОНСКИЙ ЯРУС) ГОРНОГО КРЫМА⁹

В результате обобщения собственных данных и анализа опубликованных и фондовых источников уточнены строение и условия формирования отложений беденекирской свиты Горного Крыма.

Ключевые слова: мезозой, титонский ярус, стратиграфия, Горный Крым.

Composition and origin of deposits belonging to Bedenekyr Formation of the Mountainous Crimea based upon generalizations of our own results and analysis of published and unpublished data were specified.

Key words: Mesozoic, Tithonian stage, stratigraphy, Mountainous Crimea.

Введение. Несмотря на долгую историю геологического изучения (с XVIII в.) и обилие фактического материала о составе, строении, возрасте и условиях формирования отложений титонского яруса Горного Крыма, нет общепринятой концепции о его характеристике и генезисе. Это обусловлено тектоническими дислокациями, нарушающими первичные пространственные соотношения стратоноров, а в некоторых местах — бедностью палеонтологических остатков, которые позволили бы точнее определить возраст и условия седиментации этих отложений. Последнее обстоятельство крайне важно для уточнения схемы свитного деления отложений Горного Крыма (в частности, стратиграфического положения и диапозона свит).

Методика работ включала: 1) сбор, анализ и систематизацию фондовых, архивных и опубликованных материалов; 2) полевые наблюдения; 3) лабораторные исследования; 4) камеральные работы.

Сбор, анализ и систематизация фондовых, архивных и опубликованных материалов заключались в анализе результатов работ предшественников.

В рамках полевых наблюдений на Бабуган-Яйле описаны 22 точки наблюдения, с замером элементов залегания и отбором проб. Анализ нанопланктона выполнен для 8 проб, отобранных на г. Северная Демерджи из разновозрастных отложений. Полевые наблюдения выполнены Е.А. Бакай, А.В. Сергиенко, Т.А. Коноваловой и другими под руководством Р.Р. Габдуллина при технической помощи Н.В. Бадулиной.

Лабораторные работы включали петрографическое исследование 18 шлифов, микрофаунистический анализ (нанопланктон) 8 образцов из разновозрастных образований (г. Северная Демерджи), определение концентрации нерастворимого остатка и состава породообразующих минералов карбонатных пород (газоволюметрический метод) в 22 образцах.

Шлифы изготовлены и описаны на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова. Петрографическое исследование горных пород в шлифах выполнено по стандартной методике [Фролов, 1992] Е.В. Карповой и М.А. Варзановой (МГУ). Растворение карбонатных пород для определения концентрации нерастворимого остат-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* mosgorsun@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* nvbadulina@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих полезных ископаемых, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* bakay_lena@inbox.ru

⁴ Геологический институт РАН, лаборатория микропалеонтологии, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* katuniash@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра литологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* karpoff_2002@mail.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail:* maria.varzanova@yandex.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail:* sergienko.andrey94@yandex.ru

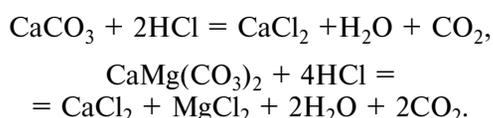
⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail:* konovalova777333@mail.ru

⁹ Лабораторные исследования поддержаны грантом РФФИ (проекты №15-05-03004, 15-05-04099).

ка проведено в уксусной кислоте по стандартной методике [Анализ..., 1969] на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик М.А. Варзанова).

Газоволюметрический метод. Под карбонатностью пород понимается содержание в них солей угольной кислоты: кальцита CaCO_3 , доломита $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$, соды Na_2CO_3 , поташа K_2CO_3 , сидерита FeCO_3 и др. При определении карбонатности подсчеты относят к массе CaCO_3 , так как кальцит наиболее распространен в породах и составляет основную часть перечисленных карбонатов.

Из различных методов определения карбонатности при анализе образцов наиболее распространен газоволюметрический, основанный на химическом разложении солей угольной кислоты под действием соляной кислоты и измерении объема углекислого газа, образовавшегося в результате реакций:



Для отдельного определения кальцита и доломита использовали прибор «Карбонатометр КМ-04». Принцип работы карбонатометра заключается в следующем. Измельченный образец горной породы (размер частиц $\leq 0,1$ мм) массой до 1000 мг помещают в съемный стакан реакционной камеры, плотно скручивают его с крышкой и с помощью поршневого дозатора подают в нее разбавленную в соотношении 1:6 соляную кислоту. При впрыске раствора в реакционной камере происходит сжатие воздуха, что приводит к быстрому изменению давления (примерно на $0,17$ кг/см²) и срабатывает автоматический запуск процесса измерения, который начинается со включения привода магнитной мешалки.

В процессе перемешивания за счет взаимодействия карбонатных веществ с соляной кислотой происходит выделение двуокси углерода и увеличение давления в реакционной камере пропорционально количеству образовавшегося газа. Изменение избыточного давления контролируется датчиком и отображается на цифровом индикаторе панели блока управления и на мониторе компьютера. Различие в скорости протекания реакции взаимодействия соляной кислоты чистого кальцита и кальцита и доломита в пробе позволяет по измеренным значениям давления автоматически определить содержание карбонатных веществ в образце. Контроль температуры позволяет ввести в программу обработки данных измерений поправки на изменение давления в реакционной камере, связанные с влиянием температуры (аналитик Е.А. Бакай (МГУ), техническая помощь — М.А. Варзанова).

Препараты для изучения нанопланктона изготовлены по стандартной методике [Bown, Young, 1998] из необработанной породы: измельченную породу наносили на покровное стекло и растирали в капле спирта до получения однородного распределения по поверхности стекла, после чего покровное стекло фиксировали с использованием оптического клея Norland Optic Adhesive 60. Изучение препаратов проводилось после их высыхания под микроскопом «Olympus BX-41» (аналитик Е.А. Щербинина, ГИН РАН).

На стадии камеральных работ Р.Р. Габдуллин и Н.В. Бадулина (МГУ) ознакомились с коллекциями каменного материала по территории исследований (листы L-36-XXIX, L-36-XXX, L-36-XXXIV, L-37-XXXV), интерполировали данные аналитических исследований, и выполнили комплексную интерпретацию геологических и литолого-химических данных.

Характеристика отложений. Беденекирская свита обнажается на плато и вдоль северного склона Ай-Петри, Долгоруковской яйлы и Караби-яйлы. Свита была выделена В.Ф. Пчелинцевым в 1962 г. Стратотип свиты — разрез одноименной горы на западе массива Ай-Петри. Отложения свиты представлены переслаиванием известняков серых, желтых, с прослойками мергелей, алевролитов и глин, что придает образованиям свиты циклическое строение [Фіколіна и др., 2008; Анфимова, 2015]. Пластовая цикличность хорошо подчеркнута профилем выветривания. Эти образования согласно залегают на породах ялтинской свиты (нижний и средний титон) или, в некоторых местах, несогласно на размытой поверхности яйлинской свиты (северный склон Главной гряды). В пределах горных массивов Ай-Петри, Караби-яйлы и Долгоруковской яйлы они формируют плато, а на их северных склонах несогласно перекрыты комплексом нижнемеловых пород [там же].

По нашим наблюдениям азимут падения (АЗ ПД) составляет $253\text{--}300^\circ$ (обычно около $260\text{--}270^\circ$), а угол падения (\angle) $45\text{--}84^\circ$ (обычно около $40\text{--}50^\circ$) (табл. 1). Породы свиты местами тектонически дислоцированы, о чем свидетельствует смена элементов залегания (азимута и угла падения или угла падения) и появляющаяся в этих местах трещиноватость. Нетипичные элементы залегания характеризуются следующими величинами: АЗ ПД $37\text{--}45^\circ$ (обычно около 40°), \angle $21\text{--}30^\circ$ (обычно около $22\text{--}25^\circ$) (табл. 1).

В нижней части стратотипического разреза на плато Ай-Петри преобладают органогенно-обломочные и пелитоморфные известняки (мощность пластов может достигать $15\text{--}20$ м) с подчиненными прослоями мергелей (до 1 м) и алевролитов ($0,2$ м). В верхней части разреза мощность (и доля) слоев мергелей и алевролитов увеличивается до 3 и $0,6$ м соответственно. Отложения свиты фашиально изменчивы. Так, на-

Таблица 1

Сравнительная характеристика элементов залегания пород беденикирской свиты

Номер точки	Азимут падения, град.	Угол падения, град.	Элементы залегания трещиноватости
3000	300	56	Взаимноперпендикулярные трещины АЗ ПД 220, угол 90 и АЗ ПД 295, $\angle 4$
3001	296	52	-
3002	290	45	-
3003	286	50	-
3004	301	48	Система трещин, АЗ ПД 286, $\angle 6$
3005	40	25	-
3006	289	47	-
3007	275	42	-
3008	280	48	-
3009	44	22	Система трещин, АЗ ПД 256, $\angle 92$
3010	290	50	-
3011	284	46	-
3012	43	21	-
3013	290	51	-
3014	38	22	-
3015	45	30	-
3016	37	24	-
3017	283	84	Система трещин, АЗ ПД 283 $\angle 84$
3018	253	45	Система трещин, АЗ ПД 274 $\angle 92$
3019	270	60	Взаимноперпендикулярные трещины АЗ ПД 220, $\angle 91$ и АЗ ПД 295, $\angle 5$
3020	261	48	-
3021	254	57	-
3022	260	63	-
3023	261	60	-
3024	270	62	Система трещин, АЗ ПД 264, $\angle 78$.

Примечание. Полу жирным курсивом выделены значения, отличающиеся от основного массива данных и отвечающие зонам дислокаций.

пример, на северном склоне Главной гряды, на г. Басман-Кермен, в преимущественно карбонатном разрезе, представленном мелкозернистыми, пелитоморфными, обломочными известняками, иногда брекчиевидными, появляются пласты терригенных пород — песчаников, конгломератов и глин. Мощность песчаников мелкозернистых серых, темно-серых, полимиктовых достигает 4,5 м, а глин — не более 1 м, конгломератов (в основном состоящих из обломков карбонатных пород) — до 10 м. Мощность разреза свиты в стратотипическом разрезе 100,8 м [Фіколіна и др., 2008].

Свита, по нашим представлениям, отвечает большей части толщи VI (верхний титон) разреза г. Северная Демерджи [Рудько, 2014]. Мощность свиты сильноизменчива: в районе Большого каньо-

на она составляет 200–250 м, на г. Беденекир — 400–450 м, на г. Басман-Кермен — 100–150 м, максимальная мощность на Караби-яйле — 500–800 м [Фіколіна и др., 2008]. Таким образом, мощность значительно варьирует в диапазоне 100–800 м.

Пластовая цикличность, как правило, представлена чередованием пелитоморфных и/или органогенно-обломочных и брекчиевидных известняков с подчиненными прослоями песчаных разностей известняков и мергелей (или терригенных пород — песчаников, глин и конгломератов) или переслаиванием относительно более и менее карбонатных пород. В строении свиты установлены вариации эвстатического уровня океана, а именно циклы обмеления 3-го порядка [Рудько, 2014].

В свите в стратотипическом разрезе найдены брахиоподы *Itieria rugifera* Zitt., *Ravillieria tilhaviensis* (Suess.), *Postepithyria biceidensis* (Zlusehn.) и др., кораллы *Cryptocoenia hexapetalia* Dampell, *Thamnasteria globosa* (Og.), *Th. ruchini* Kr., *Th. subgregortii* Kr. и др., гастропод *Ptygmatis longa* P el., *P. caucava* P el., *Nerinea urcugteusis* P el. [Фіколіна и др., 2008], на г. Басман-Кермен — кораллы *Stylina parvipora* (Ogilvie.), на северном склоне Караби-яйлы — аммониты *Thysanolytoceras* aff. *liebigi* (Opp.), *T. sutile* (Opp.), *Berriassella callisto* (Orb.), *B. chaperi* Pict., *Malbosciceras malbasi* (Pict.), *Haploceras carachtheis* Zeusch.; в разрезе Долгоруковской яйлы (г. Коль-Баир) — гастроподы *Arahimedeia oblonga* Pchel. и *Nerinea jeacjuni* Ram., аммониты *Protetragonites quadrisulatus* (d'Orb.) и др. Таким образом, образования свиты содержат формы, в целом характерные для позднего титона (зона *Virgatosphinctes transitorius*) [Фіколіна и др., 2008]. Возраст свиты принят позднетитонским.

На аэрофото- и космоснимках свита имеет светло-серый фототон. Пластовая цикличность видна на материалах дистанционных исследований. В образованиях беденикирской свиты, представленной карбонатными породами, разрабатываются известняки, например, здесь локализовано крупное Мраморное месторождение.

Область распространения свиты отвечает низким значениям аномалий магнитного поля и высоким значениям аномалий гравитационного поля.

Метаморфизм в ходе наших исследований и по данным предшественников не встречен. Метасоматические преобразования пород представлены доломитизацией известняков. Радиологических определений возраста горных пород свиты нет.

Согласно исследованием предшественников [Фіколіна и др., 2008], возможно выделение следующих литологических типов (литотипов) пород свиты:

1) пелитоморфные известняки, которые сложены мелкозернистым кальцитом.

2) органогенно-обломочные известняки с преобладанием кальцитизованных раковин и их

Таблица 2

Геохимическая характеристика отложений беденекирской свиты, по [Рудько, 2014]

С.П.*, %	Mg, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ²
8,7	0,4	280	2770	563	0,011	0,50	4,9	0,70729

* Силикокластическая примесь.

обломков, имеют микритовый кальцитовый цемент;

3) известняки брекчиеподобные и известняковые брекчии, состоящие из обломков органогенных и пелитоморфных известняков размером от 0,1 до 3–10 см, с глинисто-карбонатным цементом;

4) известняки алевритистые, песчанистые, содержащие до 30% алеврито-псаммитового вещества (представлено кварцем (до 99%) и полевым шпатом);

5) мергели карбонат-хлорит-гидросланцевые, со значительной примесью кварца;

6) песчаники и алевролиты кварцевого состава на глинисто-карбонатном цементе, обогащенные углифицированными растительными остатками [Фіколіна и др., 2008].

Эти литологические разности пород свиты установлены при полевых наблюдениях. Кроме того, нами впервые выделен новый литотип, представленный доломитом. Доломитизация известняков отмечена при полевом описании, на стадии лабораторно-аналитических исследований она подтверждена данными газовольюметрического метода (косвенно — методом нерастворимого остатка) и при петрографическом исследовании пород в шлифах.

Для одного образца пелитоморфных известняков (с г. Северная Демерджи) есть комплексная геохимическая характеристика [Рудько, 2014] (табл. 2). Видно, что эти известняки (литотип 1) охарактеризованы низкой долей силикокластической примеси (8,7%), или так называемого нерастворимого остатка.

Результаты исследований и их обсуждение.

Подводя итог анализу литературных источников, отметим в целом хорошую изученность этих от-

ложений, а также хорошую корреляцию наших оригинальных данных с результатами предшествующих работ. Нами получены новые данные, дополняющие существующие представления о составе пород свиты.

Микрофаунистический анализ. Не менее 15–20 рядов препарата каждого образца были просмотрены для выявления остатков известкового нанопланктона, однако ни одного экземпляра не обнаружено. Полное отсутствие остатков нанопланктона даже плохой сохранности в морских отложениях, заведомо принципиально пригодных для обитания нанопланктона, свидетельствует, по-видимому, не о перекристаллизации отложений (при которой часто сохраняются неопределимые кокколиты наиболее резистентных к перекристаллизации форм), а о неблагоприятных условиях захоронения нанопланктона, скорее всего, не только о мелководности бассейна, но и высокой гидродинамической активности, делающей невозможным осаждение частиц столь мелкой размерности.

Определение концентрации нерастворимого остатка и состава породообразующих минералов карбонатных пород (газовольюметрический метод). Анализируя результаты, отметим хорошую корреляцию данных, полученных двумя разными методами (табл. 3). Минимальные и максимальные значения содержания компонентов близки, что с методической точки зрения позволяет на практике использовать любой из этих методов, хотя газовольюметрический метод точнее и информативнее. Полученные данные в целом хорошо коррелируют с полевыми макроскопическими описаниями (табл. 4) и данными предшественников. Так, в частности, нами отмечены ранее выделенные литологические типы (табл. 4). Отметим низкое

Таблица 3

Сравнительная характеристика результатов определения концентрации компонент газовольюметрическим методом и методом нерастворимого остатка в отложениях беденекирской свиты

Метод	Компоненты	Содержание, %		
		максимальное	среднее	минимальное
Газовольюметрический	кальцит	100 (т.н. 3009, 3010, 3013)	66,6	0 (т.н. 3001, 3002)
	Доломит	40 (т.н. 3001)	2,7	0 (т.н. 3000, 3007, 3008, 3009, 3010, 3011, 3013, 3014, 3018–3022)
	нерастворимый остаток	95,5 (т.н. 3002)	25,7	0 (т.н. 3003, 3005, 3006, 3009, 3010, 3013)
Нерастворимого остатка	карбонат	100 (т.н. 3006, 3009, 3010, 3013)	65,6	0 (т.н. 3002)
	нерастворимый остаток	100 (т.н. 3002)	25,7	0 (т.н. 3006, 3009, 3010, 3013)

Таблица 4

Состав пород беденикирской свиты по данным газоволометрического метода (А), метода нерастворимого остатка (Б) и петрографического исследования пород в шлифах (В)

Номер образца	Литологический состав (по микроскопическому описанию)	Литотип, по [Фіколіна и др., 2008]	Кальцит, %			Доломит, %		Нерастворимый остаток, %		
			А	Б	В	А	В	А	Б	В
3000	Известняк доломитизированный	1	95,4	94	40	0	0	4,6	6	60
3001	Доломит цианобактериально-водорослевый	7*	0	2,5	5	40	50	60	97,5	45
3002	То же	7*	0	0	10	4,5	35	95,5	100	55
3003	Известняк доломитизированный	2	96,9	95,2	20	3,1	5	0	4,8	75
3004	Известняк органогенный	2	-	97,3	40	-	-	-	2,7	60
3005	То же	2	94,8	96,2	30	5,2	0	0	3,8	70
3006	Известняк органогенный	2	99,2	100	50	0,8	1	0	0	49
3007	Известняк доломитизированный	1	77,2	65,5	25	0	10	22,8	34,5	65
3008	Известняк органогенный	2	98,4	97,5	40	0	0	1,6	2,5	60
3009	То же	2	100	100	35	0	1	0	0	60
3010	Известняк	1	100	100	40	0	0	0	0	60
3011	Известняк доломитизированный	1	96,5	94,2	40	0	20	3,5	5,8	40
3013	Известняк	1	100	100	40	0	1	0	0	60
3014	Известняк доломитизированный	1	97,1	95,5	30	0	10	2,9	4,5	60
3017	То же	1	88,4	75,5	20	0	15	11,6	24,5	65
3018	Песчаник	6	39,9	30,1	20	0	5	60,1	69,9	75
3019	То же	6	40,1	21,2	15	0	10	59,9	78,8	75
3020	То же	6	30,3	25,1	20	0	5	69,7	74,9	75
3021	То же	6	35,6	17,2	15	0	5	64,6	82,8	80
3022	То же	6	42,1	5,1	25	0	5	57,9	94,9	70

* Выделен нами впервые.

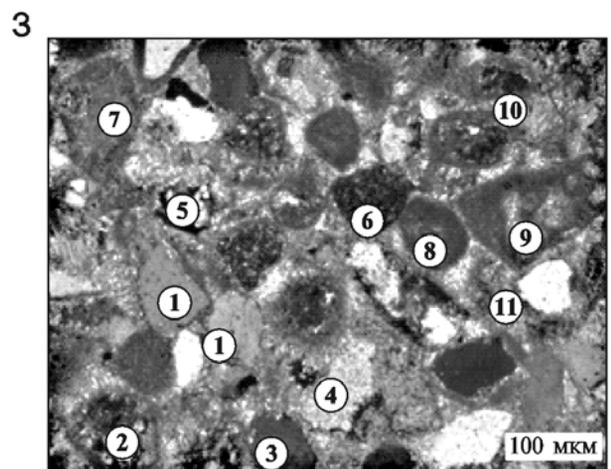
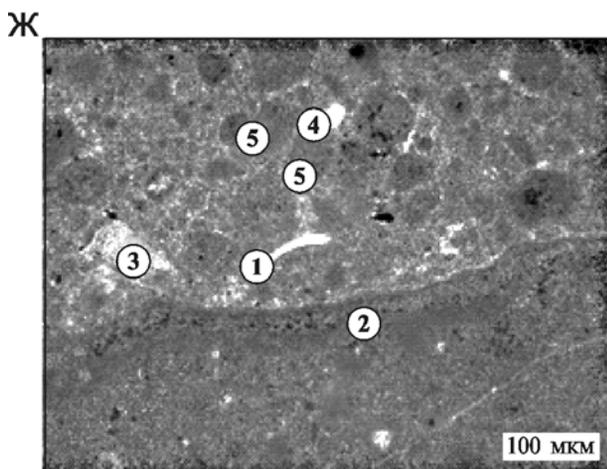
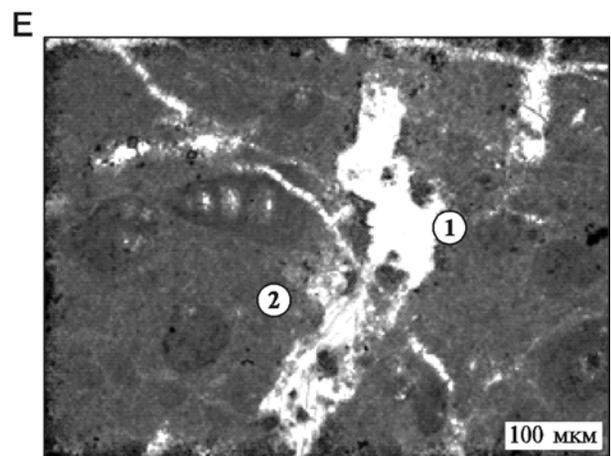
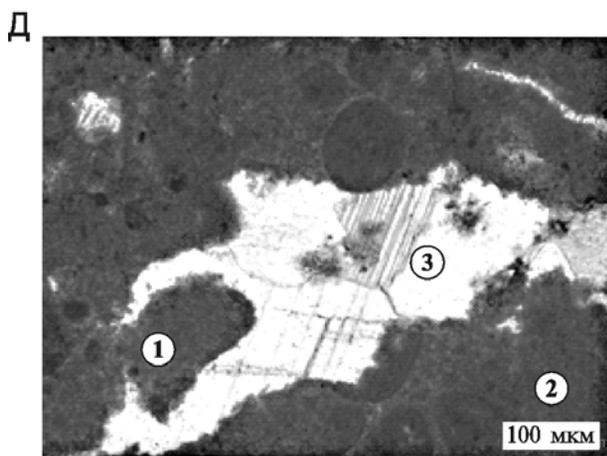
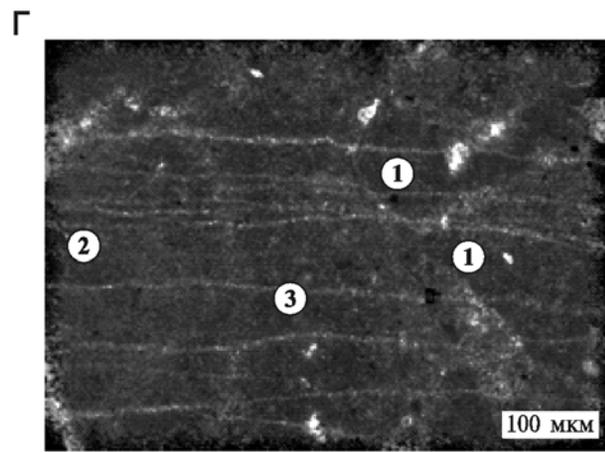
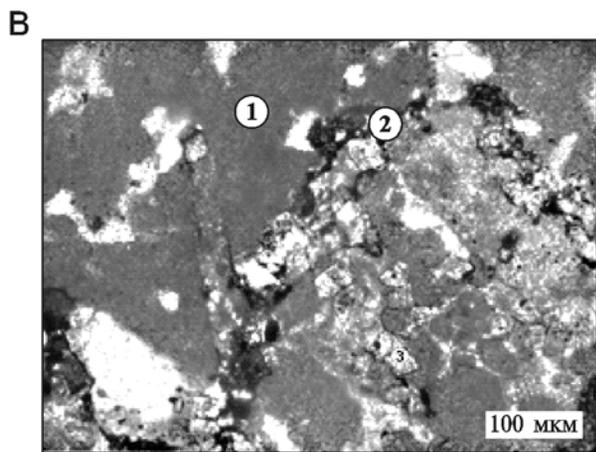
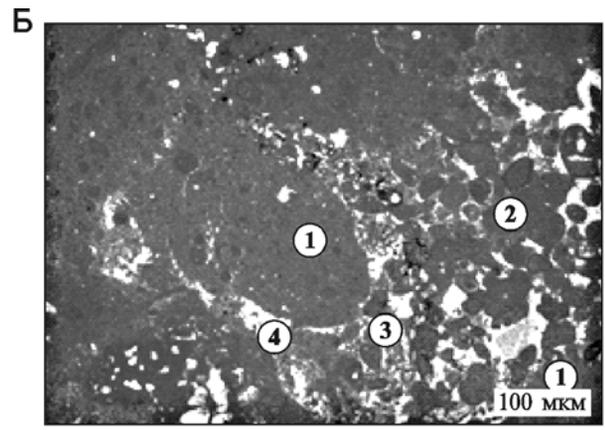
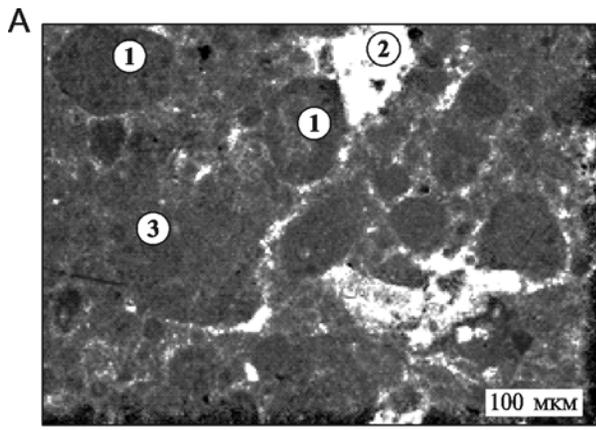
содержание доломита в исследованных образцах (не выше 4,5%), что также подтверждается исследованием микрофауны (см. выше).

В результате петрографического исследования отобранных образцов горных пород Е.В. Карповой и М.А. Варзановой (МГУ) определены следующие литологические типы: доломиты (тип 7); известняки разных структурных типов (1 и 2), в разной степени доломитовые, и песчаники (тип № 6). Приведем краткий обзор полученных и систематизированных нами данных, фото шлифов приведены на рис. 1.

*Доломит сфероагрегатный*¹⁰ (шлиф № 3001) цианобактериально-водорослевый (с участками строматолитовой текстуры), местами сплошной микритовый, с кальцитовым тонко- и мелко- (до крупнокристаллического) выполнением полостей и вторичных микротрещин, неслоистый, количество известковистого материала <5%. По-

Рис. 1. Фото шлифов: А — шлиф № 3001: 1 — сфероагрегаты; 2 — полости и пустоты выщелачивания, залеченные кальцитом и/или доломитом; 3 — участки сплошной микритовой массы; Б — шлиф № 3003: 1 — обломок гравийной размерности, 2 — обломок песчаной размерности, 3 — сфероагрегаты, 4 — кристаллический кальцит в межпоровом пространстве, 5 — обломок криноидеи; В — шлиф № 3003: 1 — основная микритовая масса; 2 — микростилолитовый шов; 3 — кристаллы доломита, подчеркнутые примазками органического вещества; Г — шлиф № 3004: 1 — сфероагрегаты, 2 — сплошная микритовая масса, 3 — трещиноватость; Д — шлиф № 3006: 1 — сфероагрегат; 2 — сплошная микритовая масса; 3 — пустоты, выполненные микрокристаллическим кальцитом; Е — шлиф № 3006: 1 — раковина фораминиферы в цианобактериально-водорослевой пленке, 2 — основная микритовая масса; Ж — шлиф № 3007: 1 — обломок раковины остракод, 2 — водорослевая корка, 3 — обломок криноидеи, 4 — обломок кварца, 5 — сфероагрегаты; З — шлиф № 3018: 1 — зерна кварца, 2 — кремень, 3 — обломок алевrolита, 4 — обломок гранитоида, 5 — плагиоклаз, 6 — обломок эффузива, 7 — сплошная микритовая масса, 8 — комок цианобактериально-водорослевый, 9 — фауна, 10 — цианобактериально-водорослевая пленка обложения обломков, 11 — поровый кальцит

¹⁰ Описание породы в шлифе не соответствует результату химического анализа, что можно объяснить распространением в породе тонкодисперсной глинистой примеси, которая «маскируется» под карбонатное вещество и, вероятно, преобладает в породе (около 60%).



рода состоит из микритовых комков и сгустков с участками микрояснокристаллического строения внутри (или без них), с нечеткими, размытыми контурами, часто сливающимися с обильными участками сплошного микритового доломита. Цианобактериально-водорослевые сообщества представлены корочками, каналцами и слоевищами, состоящими из отдельных нитей и их скоплений. Форма слоевищ шаровидная, трубчатая, редко кустистая. Отмечены редкие участки ламинито-полосчатого строения. Встречаются единичные зерна кварца мелко-тонкопесчаной размерности и единичные раковины фораминифер с микритизированной стенкой. Формируются такие породы в условиях замкнутой платформы (по поясам стандартных фаций Уилсона), на участках с невысоким гидродинамическим режимом. Доломитизация первично осажженного известкового материала происходила практически сингенетично благодаря бактериально-водорослевым сообществам, создававшим определенную геохимическую среду, которая способствовала садке магниезных соединений. Этот литотип в отложениях свиты ранее [Фіколіна и др., 2008] не отмечался.

Известняк доломитистый (10–15%), тип 1, по [Фіколіна и др., 2008] (шлиф № 3007). Прослеживаются сфероагрегатные (микритовые комки и сгустки размером от 0,03 до 0,5 мм), сплошные микритовые участки, единичные микритизированные раковины фораминифер; выполнение пустот и вторичных трещин яснокристаллическое кальцитовое. Породы неслоистые. Отмечены микростилолитовые швы, подчеркнутые органическим веществом, с амплитудой до 2 мм. Доломитизация (10–15%) приурочена как к микритовой составляющей, в виде микрозернистой массы, сингенетично замещающей кальцитовую, так и к зонам стилолитов. Здесь доломитизация проявлена в виде идиоморфных монокристаллов тонкопесчаной размерности и их скоплений, образованных на стадии катагенеза. Доломиты прослеживаются и при заполнении пустот. Обстановки осадконакопления остаются прежними.

Известняк, тип 2, по [Фіколіна и др., 2008] (шлифы № 3003, 3004, 3006). В шлифах известняки обломочные, интракластовые, от средне-крупнопесчаных до гравийно-дресвяных, средне-сортированные, неслоистые. Структура обломков, как и вмещающей межкомпонентной массы, сфероагрегатная, иногда сплошная микритовая. Сфероагрегаты представлены микритовыми комками и сгустками округлой и эллипсовидной формы размером от 0,05 до 0,4 мм, с размытыми контурами, часто сливающимися со сплошной микритовой массой. В межкомпонентном пространстве (помимо сфероагрегатов и микритовой массы) прослеживаются фрагменты цианобактериально-водорослевых сообществ, а также единичные микритизированные раковины фораминифер, об-

ломки скелетов криноидей и остракод. Форменные элементы цементированы мелко-среднезернистым кальцитом или микро-яснокристаллической доломитизированной известковой массой. В породе наблюдаются микростилолитовые швы, подчеркнутые концентрацией органического вещества (ОВ), с амплитудой до 3 мм, к которым приурочены монокристаллы вторичного доломита (5%) тонкозернистой размерности, с примазками ОВ по краям кристаллов. Порода разбита системой вторичных разнонаправленных пересекающихся трещин, выполненных микрояснозернистым кальцитом. В генезисе этого литотипа при сохранении в целом той же обстановки формирования проследживается усиление гидродинамического режима, приведшее к дезинтеграции полуозатвердевшего ила и осадении его уже в виде обломков (без существенного переноса).

Песчаник, тип 6 (шлиф № 3018) тонко-мелкозернистый, хорошо сортированный, неслоистый, мезомиктовый, состоит из угловатых зерен кварца (60%), полевого шпата (15%), литокластов (15%) (кварцитов, эффузивов, алевритов и кремней) с примесью кальцитовых сфероагрегатов (10%), единичных обломков раковин и слоевищ водорослевого генезиса. Многие компоненты породы находятся в бактериальной микритовой пленке. Цемент поровый (15–20%), кальцитовый тонкокристаллический. Формирование породы происходило в условиях морского мелководья с преобладающим волновым фактором.

Условия формирования. Комплекс ископаемой фауны, который включает фораминиферы, кораллы, моллюски, брахиоподы и криноидеи, характеризует мелководно-морской бассейн нормальной солености глубиной в несколько десятков метров с температурой воды выше 20 °С (по наличию кораллов) и активной гидродинамикой (зона высокой волновой энергии). Это также подтверждается данными анализа микрофауны и частично результатами петрографического исследования пород в шлифах. В частности, разделены и уточнены гидродинамические условия мелководно-морской обстановки.

Выделены: 1) условия активной волновой энергии (песчаники, литотип 6); 2) карбонатная платформа в целом со спокойным гидродинамическим режимом, но периодически с его усилением и перемывом осадков дна (обломочный известняк); 3) карбонатная платформа, участки со спокойным гидродинамическим режимом (микритовый, доломитизированный известняк и цианобактериально-водорослевый доломит). Перечисленные выше обстановки свидетельствуют об эвстатических вариациях. В частности, в шлифах отмечены как относительно глубоководные формы (например, криноидеи и фораминиферы), так и сравнительно мелководные — цианобактерии

(строматолиты) и остракоды. В обнажении наблюдается элементарная пластовая цикличность, представленная переслаиванием пород с большей и меньшей карбонатностью.

По данным предшественников [Рудько, 2014], в разрезе установлены эвстатические циклы 2- и 3-го порядков, а скорость седиментации отложений свиты на примере известняков плато Демерджи определена в пределах 0,23–0,28 м/1000 лет.

Наличие остракод, помимо крайней мелководности, может свидетельствовать и о вариациях солености бассейна (опреснение или осолонение). В большинстве случаев остракоды характеризуют солоноватоводные бассейны, в которых соленость составляет 0,5–15‰ (правда, если они встречены в породе в значительном количестве). Присутствие доломитизированных известняков и доломитов могло бы указывать на повышенную соленость, но по результатам изучения пород в шлифах доломитизация связана с изменением химического состава окружающей среды бактериальными сообществами (сингенетическая) и позднее с заполнением каверн и околотрещинных ареолов (катагенетическая).

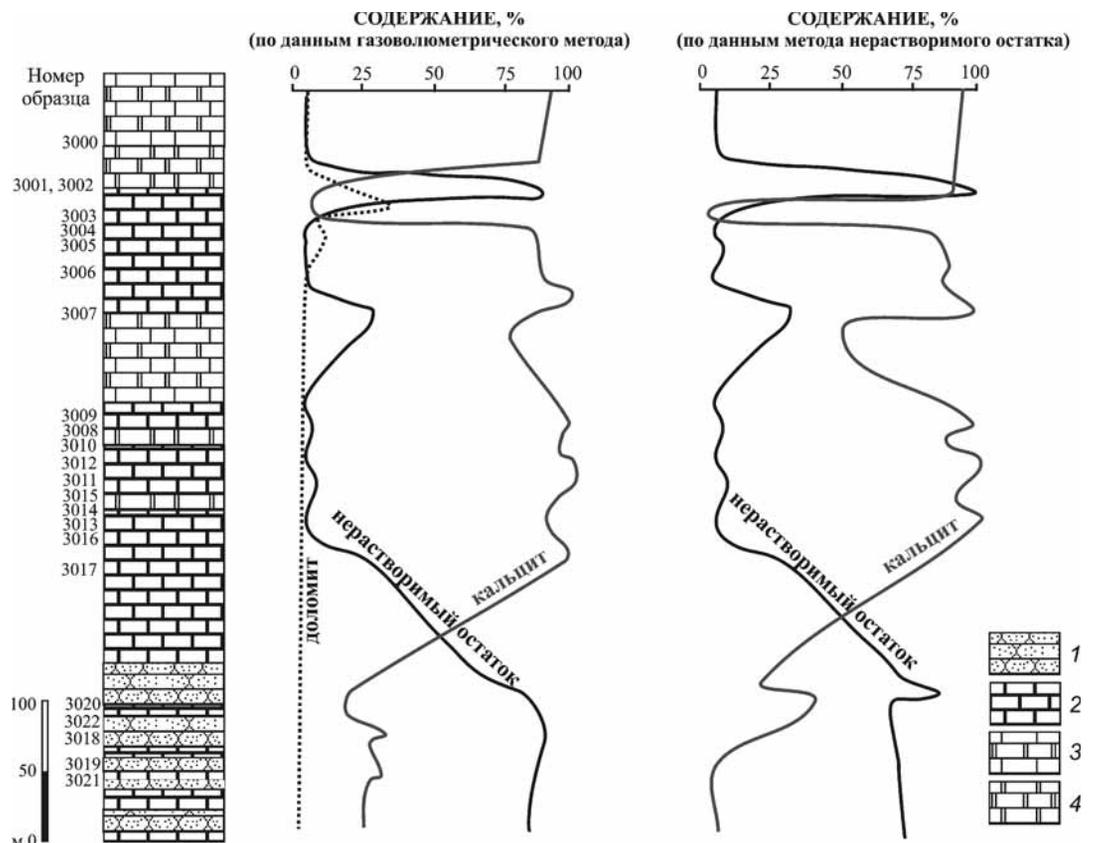
Изученный нами интервал разреза мощностью 532 м не охватывает всю видимую мощность выходов беденекирской свиты на Бабуган-яйле, но отметим, что полученные значения мощности, на наш взгляд, завышены вследствие наличия не менее четырех тектонических дислокаций (типа послойных срывов, надвигов) в районе точек наблюдения 3005, 3009, 3012 и 3014–3016. Иными

словами, можно говорить о повторении одного и того же (или разных частей) разреза свиты не менее четырех раз. По нашим оценкам, изученный нами фрагмент разреза свиты имел первоначальную мощность около 130–150 м. Определение первоначальной мощности требует дополнительных исследований.

Поэтому было бы некорректно реконструировать геологическую историю всего времени формирования осадков свиты. Тем не менее отмечены смена литологического состава пород и вариации ряда изученных параметров по разрезу. Нижняя часть разреза (образцы 3021, 3019, 3018, 3022, 3020), представленная чередованием песчаников и известняков мощностью 125 м, отвечает трансгрессивной обстановке (системе трактов). Средняя часть разреза (образцы 3017–3006), охарактеризованная чередованием известняков и мергелей, мощностью 266 м отвечает обстановке высокого уровня стояния и стабилизированному уровню воды в бассейне (первая половина тракта высокого стояния). Верхняя часть разреза, выполненная чередованием доломитов, доломитизированных известняков и известняков (образцы 3005–3000), мощностью 141 м отвечает регрессивной обстановке мелеющего бассейна (вторая половина тракта высокого стояния).

Установлены циклы флуктуаций содержания кальцита и нерастворимого остатка по данным газоволометрического метода и метода нерастворимого остатка (рис. 2), что в большей степени можно объяснить эвстатическими вариациями.

Рис. 2. Распределение содержания кальцита, доломита и нерастворимого остатка в отложениях беденекирской свиты в Бабуган-Яйле: 1 — песчаники, 2 — известняки, 3 — чередование известняков и доломитов, 4 — доломиты



В геологической истории исследуемого региона ранее [Рудько, 2014] были выделены следующие этапы. В интервале с кимериджа по ранний титон, предшествующем формированию осадков беденекирской свиты (время формирования осадков ялтинской свиты), в условиях «быстрого прогибания бассейна и общей трансгрессии происходило формирование обширной карбонатной платформы в виде ступенчатого рампа» [там же, с. 23]. Затем, с позднего титона по берриас, в условиях «разнонаправленных тектонических движений и относительной регрессии» позднего титона (время формирования беденекирской свиты) имело место «изменение конфигурации платформы (превращение из ступенчатой в окаймленную) и формирование дельт Гильбертова типа» (дельты, в которых фронтальная часть наносов заметно (до 35°) наклонена и образует ярко выраженные клиноформные тела) [там же, с. 23]. Также происходило «обмеление глубоководных частей бассейна, и формирование брекчий с разрушением части платформы на пике регрессии» [там же, с. 23].

Заключение. В результате исследования фрагмента разреза беденекирской свиты дана ее уточненная и дополненная характеристика, хорошо коррелирующая с результатами предшествующих работ. Шесть литотипов, характеризующих отложения свиты, дополнены седьмым — доломитом. Лабораторными методами подтверждена установленная на стадии полевых исследований доломитизация известняков. Определена природа доломитизации — сингенетическая и катагенетическая. Анализ распределения элементов залегания стратонтов показал тектоническую дислоцирован-

ность толщи. Зоны дислокаций не коррелируют с доломитизацией толщи.

Дополнена палеонтологическая характеристика свиты цианобактериальными сообществами, остракодами и криноидеями, выделены обстановки с разной гидродинамической энергией (обстановка активной волновой энергии; карбонатная платформа в целом с невысоким гидродинамическим режимом, но с его периодическим усилением и перемывом осадков дна, а также карбонатная платформа и участки со слабым гидродинамическим режимом). В изученном разрезе установлены эвстатические вариации и выделены системные тракты. Эвстатические вариации во многом определялись тектоническим фактором.

В начале беденекирского времени (ранний титон) существовала карбонатная платформа типа ступенчатого рампа, в позднем титоне конфигурация бассейна изменилась в пользу окаймленной платформы, а в самом конце беденекирского времени (конец титона) возникла дельта гильбертового типа.

Палеогеографическая обстановка формирования осадков свиты характеризовалась в целом нормальной соленостью (иногда с вариациями в пользу увеличения солености морских вод), тепловодностью (температура выше 20 °С) и в целом активными гидродинамическими условиями (иногда с их уменьшением).

Методологически получена хорошая корреляция между результатами, полученными с помощью газоволюметрического метода и метода нерастворимого остатка. Исследование пород в шлифах позволило дополнить и уточнить результаты, полученные другими методами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анфимова Г.В. Состояние изученности и проблемы исследования стратотипов юры Горного Крыма // Вісн. Харківського національного університету. Сер. Геологія. Географія. Екологія. 2015. № 1157. Вип. 42. С. 11–19.

Рудько С.В. Литология проградационных структур в верхнеюрских-нижнемеловых отложениях Горного Крыма: Автореф. канд. дисс. М., 2014.

Фіколіна Л.А., Білокрис О.О., Обшарська Н.О. и др. Державна геологічна карта України. Масштаб 1: 200 000.

Кримська серія. Аркуші L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Пояснювальна записка. Київ: Державна геологічна служба, Казенне підприємство «Південекогеоцентр», УкрДГРІ, 2008.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 1: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.

Поступила в редакцию
09.11.2016

УДК 622.276

Т.А. Киреева¹, Р.И. Миникаева², Л.А. Анисимов³

ПРОГНОЗ ОТЛОЖЕНИЯ СУЛЬФАТНЫХ СОЛЕЙ (С УЧЕТОМ СОДЕРЖАНИЯ СТРОНЦИЯ) ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На основе опыта разработки нефтяного месторождения, находящегося на шельфе Каспийского моря, эксплуатация которого на начальном этапе велась с закачкой в нефтеносные пласты морской воды для поддержания пластового давления (ППД), проведен прогноз отложения сульфатных солей в пластовых условиях. Прогноз сульфатного отложения осуществлен двумя способами: аналитические расчеты по методу Дж.Е. Оддо и М.Б. Томсона и компьютерное моделирование. Также при прогнозе учитывалось содержание стронция в пластовых водах месторождения, что обычно игнорируется в нефтепромысловой практике. Установлено, что компьютерное моделирование дает более точный прогноз, в частности, значительно расширяя температурные границы выпадения ангидрита. Определение количества потенциально возможных к выпадению сульфатных солей, что возможно при компьютерном моделировании, показало, что масса отлагающихся сульфатов кальция и стронция достаточно велика, что может существенно сократить проницаемость коллектора.

Ключевые слова: разработка нефтяных месторождений, солеотложение, отложение сульфатных солей, компьютерное моделирование химических процессов.

Based on the experience of developing an oil field on the Caspian Sea shelf, which was initially operated with injection of seawater into oil-bearing seams to maintain reservoir pressure, a forecast was made for the deposition of sulfate salts in reservoir conditions. The forecast of sulphate deposition is carried out in two ways: analytical calculations by the method of J.E. Oddo and M.B. Thomson and computer modeling. The prognosis took into account the strontium content in the reservoir waters of the deposit, which is usually ignored in oilfield practice. It has been established that computer modeling gives a more accurate prediction, in particular, considerably expands the temperature limits of anhydrite precipitation. The determination of the amount of potentially sulphate salts potentially found in computer simulations has shown that the mass of deposited calcium and strontium sulfates is large enough that it can significantly reduce the permeability of the reservoir.

Key words: development of oil fields, scaling, deposition of sulfate salts, computer modeling of chemical processes.

Введение. Добыча нефти приводит к сильному изменению гидрогеологической среды, являющейся вмещающей месторождений нефти. Это связано с тем, что для эффективной разработки залежей используют различные системы поддержания пластового давления (ППД), в основном закачка «добавочных» вод в пластовую систему, что нарушает сложившееся гидрохимическое равновесие, потому что закачиваемые и пластовые воды существенно отличаются по химическому составу. В результате можно вызвать целый комплекс техногенных процессов: коррозию подземного оборудования, растворение минералов коллектора, образование различных газов, чаще всего сероводорода и углекислого газа, а также солеотложение.

Солеотложение — это отложение твердых осадков неорганических веществ накапливающихся на стенках скважин и подъемных труб, в насосном

оборудовании и наземных коммуникациях системы сбора и подготовки нефти, т.е. в различных видах нефтепромыслового оборудования, а также в породах коллектора. Накопление солей осложняет добычу нефти, приводит к порче дорогостоящего оборудования, трудоемким ремонтным работам, а в итоге — к значительному недобору и потерям нефти, поэтому солеотложение, является одним из наиболее тяжелых последствий заводнения. Практически везде, где добывают нефть, фиксируются реальные факты солеотложений, либо существует угроза их проявления. Поэтому прогноз, контроль и предупреждение солеотложений являются важнейшими задачами нефтегазопромысловой гидрохимии.

В составе неорганических солей, как на нефтяных, так и на газовых промыслах, преобладают сульфаты кальция (в основном гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, доцент кафедры гидрогеологии, канд. геол.-мин. наук; e-mail: ta_kireeva@mail.ru

² Гуп МО «Экосистема», ведущий гидрогеолог; e-mail: mainna26@mail.ru

³ Филиал «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгоградНИПИморнефть», в г. Волгограде, главный научный сотрудник доктор геол.-мин. н.; e-mail: l_anisimov@yahoo.com

и ангидрит CaSO_4), карбонат кальция (кальцит CaCO_3) и хлорид натрия (галит NaCl). Помимо названных минералов, в некоторых нефтегазоносных регионах выпадают сульфат бария (барит BaSO_4), сульфат стронция (целестин SrSO_4) и карбонат магния (магнезит MgCO_3). Осадки редко представлены чистыми минералами, чаще их смесью. Кроме того, наряду с основными компонентами практически всегда присутствуют продукты коррозии (оксиды, гидроксиды, сульфиды и карбонаты железа), кремнезем, а также органические вещества (асфальтены, парафины и смолы) [Кашавцев, Мищенко, 2004]. В нефтепромысловой практике чаще всего приходится иметь дело с осадками трудно растворимых сульфатов и карбонатов двухвалентных металлов, причем если отложения карбонатных солей достаточно легко удаляются солянокислой обработкой, то удаление сульфатных солей весьма затруднительно. Отложения же таких солей как барит и целестин, являются практически неудаляемыми (не растворяются даже в разбавленных кислотах), и их образование в значительных количествах может привести к потере скважины. Из этого следует важность прогноза возможного отложения именно этих минералов.

Главный источник выделения солей — попутная вода, т.е. вода, добываемая совместно с нефтью, которая представляет собой смесь пластовой и закачиваемой воды с примесью техногенных жидкостей. Ее химический состав постоянно меняется по мере выработки запасов нефти, что обуславливает многообразие и изменчивость состава солевых отложений во времени.

Для предупреждения образования отложений неорганических солей в скважинах применяются различные методы химические ингибиторной защиты поверхности нефтепромыслового оборудования. Однако применение ингибиторов, во-первых, достаточно затратно, а во-вторых, не всегда помогает полностью предотвратить солеотложение. Поэтому первостепенной задачей нефтеразработки является прогноз возможных видов отложения неорганических твердых осадков в условиях применяемого вида ППД.

Таким образом, эффективность мер борьбы с солеотложением при добыче нефти зависит от эффективности прогноза возможного отложения солей, а для этого необходимо понимание физико-химических процессов и причин, вызывающих образование и отложение солей в различных условиях залегания нефти и разработки нефтеносных пластов. Решение этой задачи в свою очередь невозможно без установления точного химического состава смешивающихся вод, химического состава вмещающих пород и термобарических пластовых условий. Все эти данные используются для прогноза возможного солеотложения различными расчетными методами, позволяющими оценить стабильность растворов в пластовых условиях.

Причины образования минеральных осадков.

Образование различных твердых минеральных соединений в промышленной практике обусловлено различными причинами, к основным из них относятся: 1) формирование перенасыщенных растворов в смеси пластовой и закачиваемой воды (смешение несовместимых вод); 2) изменение термобарических условий (снижение температуры и давления при подъеме и транспортировке продукции).

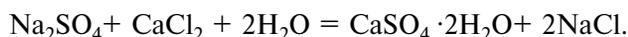
В первом случае в фильтрационных каналах продуктивных пластов выпадают сульфаты кальция, стронция и бария, реже — карбонаты кальция и магния. Во втором случае обычно выпадают карбонаты кальция и магния, что связано со снижением парциального давления углекислого газа, необходимого для поддержания карбонатного равновесия. Из концентрированных хлоридных рассолов возможно выпадение галита при снижении температуры растворов при подъеме жидкости к поверхности.

Образование же сульфатных солей незначительно зависит от изменения P - T условий. Так, в диапазоне температур 0 – 80 °C растворимость сульфата кальция изменяется в пределах от $1,7$ – $2,15$ г/л, с максимумом при температуре 40 °C. И только при повышении температуры выше 100 °C его растворимость заметно снижается. Следует отметить, что при температуре <50 °C сульфат кальция откладывается в виде гипса, а при более высокой температуре — в виде ангидрита. Также невелика зависимость растворимости сульфатов кальция от давления. При давлении меньше <50 МПа его увеличение на 10 МПа приводит к увеличению растворимости всего на 7% , и только при увеличении давления до >50 МПа растворимость сульфатов кальция резко возрастает.

Тем не менее, резкое падение давления, а также повышение температуры выше 80 °C или снижение ниже 30 °C могут вызвать перенасыщение растворов. В процессе разработки нефтяных месторождений с закачкой поверхностной воды температура залежей уменьшается. Если начальная пластовая температура залежей составляет <40 °C, то охлаждение от закачиваемой воды может вызвать отложение гипса. Повышение температуры выше 50 °C, способствует отложению ангидрита, что происходит в призабойной зоне добывающих скважин вследствие проявления дроссельного эффекта, особенно, от нагрева погружных двигателей и кабелей.

И тем не менее, образование сульфатов кальция, стронция и бария связано, прежде всего, с пересыщением раствора солеобразующими ионами, что происходит при смешении «несовместимых» вод. Такими «несовместимыми» водами являются поверхностные (речные, озерные, морские) воды и пластовые рассолы. В последних, в силу особенностей формирования, мало сульфатов

($n \cdot 10 - n \cdot 100$ мг/л), в океанической же воде содержание SO_4^{2-} составляет 2500 мг/л, а в речных и озерных водах — $n \cdot 100$ мг/л. При этом, в подземных рассолах с ростом минерализации происходит прогрессивное накопление Ca^{2+} , достигающие до 10 000–15 000 мг/л в рассолах с минерализацией 200–250 г/л. Внесение «лишнего» сульфат-иона в рассолы, содержащие много иона Ca^{2+} приводит к осаждению гипса по реакции:



В пластовых условиях, при температуре $>50^\circ C$ по аналогичной реакции происходит отложение ангидрита.

Также в пластовых рассолах происходит накопление хлоридов бария и стронция, т.к. барий и стронций являются геохимическими аналогами кальция, поэтому по аналогичным реакциям возможно образование малорастворимого целестина и практически нерастворимого барита. Растворимости барита и целестина настолько мала ($2,3 \cdot 10^{-5}$ и $1,4 \cdot 10^{-3}$ г/л соответственно), что наличие в попутных и пластовых водах даже очень малого количества ионов Ba^{2+} и Sr^{2+} указывает на явную возможность выпадения сульфатов этих металлов, при увеличении в водах содержания SO_4^{2-} .

Вместе с тем, в настоящее время разрабатываемыми организациями содержание этих элементов практически никогда не определяется при химических анализах воды и никак не учитывается при прогнозах. Однако известно, что при содержании стронция в океанической воде в количестве $\sim 5,5$ мг/л, а в пресных водах в количестве $n \cdot 0,1 - n \cdot 10$ мг/л, его содержание прогрессивно увеличивается с увеличением минерализации, доходя до $n \cdot 100$ мг/л в рассолах (табл. 1). Это связано с тем, что, являясь геохимическим аналогом кальция, стронций также накапливается глубинных хлоридно-кальциевых (ХК) рассолах (по В.А. Сулину), с ростом их минерализации. Это хорошо видно из табл. 1, в которой показано, что пластовые воды различных нефтяных месторождений, представленные ХК рассолами с минерализацией от 76,7 до 248, 8 г/л и содержащие от 2,3 до 10,3 г/л Ca^{2+} , содержат также Sr^{2+} в количестве 126–480 мг/л.

Отсутствие устойчивой связи содержания Sr^{2+} от Ca^{2+} (на что указывает разброс значений отношения $Ca:Sr$), не позволяет на данном этапе внести «поправочный коэффициент» на содержание стронция от содержания кальция, и таким образом учитывать его в методах прогноза. Безусловно, это отношение должно быть связано с литологией коллектора, т.е. оно будет различным для карбонатных и терригенных пород и требует отдельного исследования. Однако из данных табл. 1 видно, что при увеличении минерализации растворов, отношение $Ca:Sr$ уменьшается, т.е. относительное содержание стронция возрастает.

Наша же задача заключалась в том, чтобы указать на значимую роль отложения стронция при использовании сульфатных вод (особенно морских) для ППД, так как возможность отложения сульфатов стронция и бария не учитывается в «стандартных» прогнозах солеотложения, в которых используются данные о содержании только макрокомпонентов (Ca^{2+} и Mg^{2+}).

Постановка задачи. Исследования влияние сульфатного солеотложения было проведено для пластовых вод нефтяного месторождения им. Юрия Корчагина, расположенного на шельфе северной части Каспийского моря, в 180 км от Астрахани и в 240 км от Махачкалы. Месторождение им. Ю. Корчагина было открыто в 2000 г. и введено в эксплуатацию в 2010 г. В 2000–2003 годах на месторождении пробурены скважины Широкая-1, -2 и -3 с забоями, соответственно, 2500, 2020 и 2000 м. Скважина Широкая-1 вскрыла терригенные отложения триаса, скважины 2 и 3 — терригенные отложения средней юры.

Всего на месторождении выявлено 6 залежей: газовая — в палеогеновой системе, газоконденсатные — в альбском, аптском, келловейском ярусах; нефтегазоконденсатные — в неокомском надьярусе и волжском ярусе.

В районе месторождения имени Ю. Корчагина на дислоцированных триасовых терригенных образованиях залегают карбонатно-терригенные отложения платформенного чехла общей толщиной свыше 2400 м [Вопросы геологии..., 2007]. Платформенный чехол включает в себя отложения юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. Месторождение в текто-

Таблица 1

Содержание стронция в природных водах

Объект	Глубина, м	М, г/л	Ca^{2+} , мг/л	Sr^{2+} , мг/л	Ca:Sr
Океаническая вода		35	400	5,5	72,8
Площадь Заманкул (Дагестан)	2510–2515	80,5	2300	130	17,7
Площадь Широкая, скважина 2 (Прикаспий)	1588–1610	76,7	4308	126	34,2
Площадь Памятная (Прикаспий)	2604–2708	241,1	19700	480	41,0
Арланское месторождение	1402–1513	248,8	10293	255,6	40,3

ническом плане расположено на южном склоне морского продолжения кряжа Карпинского, в пределах Карпинско-Мангышлакской системы поднятий и входит в Ракушечно-Широтную зону поднятий.

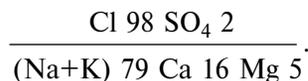
Мы изучили возможность сульфатного солеотложения при эксплуатации нефтегазоконденсатной пластовой сводовой залежи в неокомских отложениях, приуроченной к ловушке структурно-тектонического типа. Размеры залежи 20,25×4,50 км, этаж нефтеносности 19,9 м, этаж газоносности 101,7 м. Вмещающие породы представлены песчаниками и алевролитами полимиктового состава. Покрышкой залежи в неокомских отложениях служит толща аптских глин. В скважине Широтная-2 толщина покрышки над залежью неокома составляет 61,8 м.

Водоносный нижнемеловой комплекс представлен терригенными отложениями, мощностью порядка 300–350 м, содержит залежи углеводородов (УВ). Из пластов, имеющих проницаемость 0,2635 и 1,084 мкм², получены притоки воды с дебитом 30,7 и 183,4 м³/сут. соответственно. Вода, плотностью 1,06 г/см³ и минерализацией 75,2 г/л.

Водоносный комплекс повсеместно развит на площади района. В нем выделяют водоносные горизонты: ниже-аптский, готеривский, барремский. Отложения альба и апта на месторождении им. Ю. Корчагина не испытывались, по геофизическим данным они характеризуются как газоносные. В скважине Широтная-2 опробованы отложения газоносной, нефтеносной и водоносной части пласта

Водоносная зона испытана в интервале 1588–1610 м (неокомский резервуар-К₁br-g). Получен фонтанный приток воды (ХК типа). По величине минерализации, значению рН, соотношению основных компонентов солевого состава

и содержанию йода и брома проанализированные пробы воды соответствуют пластовым водам из опробованных отложений, и имеют следующую формулу химического состава:



В начале эксплуатации для ППД использовалась вода Каспия, затем при существенном обводнении скважин, появилась возможность использовать попутные воды (замкнутый цикл)

Учитывая, что на рассматриваемом месторождении пластовые воды представлены рассолами, содержащими ионы Ca²⁺, Mg²⁺ и, вероятно, Sr²⁺ и Ba²⁺, а содержание сульфатов составляет около 1000 мг/л (в то время как морские воды, используемые для ППД, содержат в количестве почти в 3 раза больше сульфатов, табл. 2), отложение сульфатных солей было весьма вероятно.

В дополнение к макрокомпонентному составу пластовых вод месторождения (и пластовых вод пл. Памятная), полученных из производственных отчетов, на кафедре геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова было проведено определение содержания микрокомпонентов Ba²⁺ и Sr²⁺. Определение микрокомпонентного состава было выполнено методом ICP-MS на масс-спектрометре «ELEMENT2» высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме. Пределы обнаружения элементов при использовании данного метода составляют 0,01 мкг/л. В результате было установлено, что барий в водах отсутствует, а содержание Sr²⁺ достаточно велико (табл. 1).

Прогноз сульфатного солеотложения аналитическим методом. Одним из наиболее распространенных методов решения проблемы прогнозирования отложений сульфатных солей, как показывает

Таблица 2

Химический состав и термодинамические параметры пластовых и закачиваемых поверхностных вод

Содержание компонента (мг/л), термодинамические и химические параметры растворов	Пластовая вода нижнемелового водоносного горизонта (скважина Широтная-2)	Вода Каспийского моря
Cl ⁻	46088,9	5246,6
SO ₄ ²⁻	1202,4	2906,5
HCO ₃ ⁻	183,05	213,6
CO ₃ ²⁻	-	-
Ca ²⁺	4368,7	320,6
Mg ²⁺	753,5	778,2
Na ⁺ + K ⁺	24 094,5	3051,0
Sr ²⁺	126,0	2,1
M, г/дм ³	76,8	12,5
T, °C	78,8	20
P, бар	16,86	1
Формула ионного состава	$\frac{\text{Cl}97 \text{ SO}_4 \text{ 2,5HCO}_3 \text{ 0,5}}{\text{Na}83 \text{ Ca}15 \text{ Mg}2}$	$\frac{\text{Cl}70 \text{ SO}_4 \text{ 29 HCO}_3 \text{ 1}}{\text{Na}62 \text{ Mg}30 \text{ Ca}8}$

промысловая практика, является метод Дж.Е. Оддо и М.Б. Томсона [Гидрохимические методы анализа..., 2007]. Согласно данному методу, оценку возможного выпадения сульфатных солей в нефтяных и газовых скважинах предлагается осуществлять по индексу насыщения, определяемому по следующей формуле:

$$SI = \frac{\lg([Kt^{2+}] \cdot [An^{2-}])}{K},$$

где *SI* — индекс насыщения (выпадение солей предполагается при *SI*>0); $[Kt^{2+}] \cdot [An^{2-}]$ — произведение молярных концентраций в растворе солеобразующих катиона и аниона соответственно; *K* — константа произведения растворимости при равновесном состоянии, при вычислении которой учитывается температура, давление, ионная сила раствора и эмпирические коэффициенты, взятые из справочных данных [Кашавцев, Мищенко, 2001].

По этому методу можно рассчитать стабильность растворов при различных значениях температуры, пластового давления, ионной силы раствора и содержания солеобразующих ионов. Основным недостаток метода — он не учитывает влияние вмещающей породы, которая сама может быть поставщиком солеобразующих катионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+}) и анионов (CO_3^{2-} , SO_4^{2-}), а также содержание элементов в виде комплексных соединений. Кроме того, он дает лишь качественную, а не количественную оценку прогноза сульфатного солеотложения.

Для прогноза сульфатного солеотложения на нефтегазовом месторождении имени Ю. Корчагина был рассчитан индекс насыщения воды неоконского надъяруса ангидритом, целестином и гипсом

при выбранном варианте заводнения, т.е. закачке морской воды. Расчеты сделаны для пропорций смесей, применяемых обычно в производственной практике, т.е. с шагом 10%. Химические составы растворов, используемые в расчетах, приведены в табл. 2.

Исходя из того, что морская и пластовая воды имеют существенно разную температуру (20 и 78,8 °С соответственно), были рассчитаны значения температур для каждой пропорции смешения (табл. 3). Величину температуры необходимо было учитывать при прогнозе отложения сульфатов кальция, так как при температуре ниже 50 °С он откладывается в виде гипса, а при более высокой температуре — в виде ангидрита. Для отложения целестина величина температуры в данных интервалах значений незначительна. При расчете индекса насыщения смешивающихся вод ангидритом, целестином и гипсом по формуле Дж.Е. Оддо и М.Б. Томсона учитывалось изменение содержания компонентов, общей минерализации и температуры раствора от пропорций смешения. Значение ионной силы в зависимости от пропорций смешения приведены в табл. 4. Давление принималось равным пластовому. Результаты расчетов представлены в табл. 5, 6 и 7.

Анализируя данные табл. 5, можно прийти к выводу, что ни при каких пропорциях смешения гипс не выпадает, так как везде *SI* < 0.

Из данных табл. 6 можно прийти к выводу, что при 80 °С возможно выпадение ангидрита во всех пропорциях смешения, а максимальное значение *SI* при соотношении 30/70 пластовой и закачиваемой и воды соответственно. Вероятно, этому соответствует и максимальное солеобразование. Также выпадение ангидрита возможно при аналогичной

Таблица 3

Значения температур (°С) для каждой пропорции смешения

Пластовая вода	Морская вода	Пропорции смешения*								
		90/10	80/20	70/30	60/40	50/50	40/60	30/70	20/80	10/90
78,8	20	73,1	67,2	61,3	55,4	49,5	43,6	37,7	31,8	25,9

* В пропорции смешения первая цифра соответствует содержанию пластовой воды.

Таблица 4

Значения ионной силы раствора (μ) для каждой пропорции смешения

Компонент, мг-экв/л	Пластовая вода 100%	Морская вода 100%	Пропорции смешения*								
			90/10	80/20	70/30	60/40	50/50	40/60	30/70	20/80	10/90
Cl ⁻	1300	148	1184,8	1069,6	954,4	839,2	724	608,8	493,6	378,4	263,2
Na ⁺ +K ⁺	1048,05	132,65	956,51	864,97	773,43	681,89	590,35	498,81	407,27	315,73	224,19
SO ₄ ²⁻	28,05	60,55	31,3	34,55	37,8	41,05	44,3	47,55	50,8	54,05	57,3
Ca ²⁺	218	16	197,8	177,6	157,4	137,2	117	96,8	76,6	56,4	36,2
Mg ²⁺	62	64	62,2	62,4	62,6	62,8	63	63,2	63,4	63,6	63,8
HCO ₃ ⁻	3	3,5	3,05	3,1	3,15	3,2	3,25	3,3	3,35	3,4	3,45
μ	1,36	1,24	1,12	1,00	0,88	0,76	0,64	0,52	0,40	1,36	1,24

* См. примечание к табл. 3.

Таблица 5

Значения величины индекса стабильности (S_I) от параметров смешения растворов при прогнозе выпадения гипса

Температура смеси, °С	Пропорции смешения*								
	90/10	80/20	70/30	60/40	50/50	40/60	30/70	20/80	10/90
20°С	-0,34	-0,32	-0,29	-0,28	-0,28	-0,27	-0,25	-0,29	-0,42
30°С	-0,36	-0,34	-0,31	-0,30	-0,29	-0,28	-0,26	-0,29	-0,42
40°С	-0,38	-0,35	-0,32	-0,31	-0,30	-0,28	-0,27	-0,29	-0,42

См. примечание к табл. 3.

Таблица 6

Значения величины индекса стабильности (S_I) от параметров смешения растворов при прогнозе выпадения ангидрита

Температура, °С	Пропорции смешения*								
	90/10	80/20	70/30	60/40	50/50	40/60	30/70	20/80	10/90
50°С	-0,26	-0,25	-0,24	-0,24	-0,25	-0,25	-0,24	-0,27	-0,38
60°С	-0,16	-0,15	-0,13	-0,13	-0,13	-0,13	-0,11	-0,14	-0,25
70°С	-0,06	-0,04	-0,02	-0,02	-0,02	-0,01	0,01	-0,01	-0,12
80°С	0,05	0,06	0,09	0,09	0,10	0,11	0,13	0,12	0,02

* См. примечание к табл. 3.

Таблица 7

Значения величины индекса стабильности (S_I) от параметров смешения растворов при выпадении целестина

Температура смеси, °С	Параметры смешения*								
	10:90	20:80	30:70	40:60	50:50	60:40	70:30	80:20	90:10
20 °С	-0,02	0,06	0,14	0,22	0,28	0,37	0,47	0,58	0,69
30 °С	0,00	0,08	0,16	0,24	0,30	0,39	0,50	0,61	0,73
40 °С	0,02	0,10	0,18	0,27	0,33	0,43	0,53	0,64	0,77
50 °С	0,05	0,13	0,21	0,30	0,36	0,46	0,57	0,68	0,81
60 °С	0,08	0,16	0,24	0,33	0,40	0,50	0,61	0,73	0,86
70 °С	0,11	0,19	0,28	0,37	0,44	0,54	0,65	0,78	0,91
80 °С	0,15	0,23	0,32	0,41	0,48	0,59	0,70	0,83	0,96

* См. примечание к табл. 3.

пропорции смеси при 70 °С. С возрастанием температуры выпадение ангидрита увеличивается, что соответствует гидрохимическим особенностям этого соединения — уменьшению растворимости при возрастании температуры.

Из данных табл. 7 можно заключить, что целестин, образование которого не учитывается в стандартном прогнозе сульфатного солеотложения, выпадает в данном случае из раствора при всех пропорциях смешения. Это согласуется с его меньшей растворимостью, по сравнению с гипсом и ангидритом.

Как уже указывалось, этот метод прогноза, широко используемый в нефтепромысловой практике, имеет достаточно существенный недостаток — он не позволяет учесть влияние породы, т.е. ее возможного растворения с переходом в раствор солеобразующих ионов. Кроме того, он дает только качественную оценку события, т.е. возможность (или невозможность) выпадения соли, никак не оценивая ее количество.

Прогноз сульфатного солеотложения по результатам компьютерного моделирования. Дополнить

аналитические расчеты позволяют методы термодинамического моделирования геохимических процессов [Борисов, Шваров, 1992]. В данной работе для прогноза сульфатного солеотложения использован один из наиболее современных методов компьютерного термодинамического моделирования с использованием программного комплекса NCh, разработанного Шваровым Ю.В. (кафедра геохимии МГУ имени М.В. Ломоносова). NCh представляет собой модель, объединяющую динамику массопереноса и имитацию кинетики химических реакций через последовательность равновесных состояний систем (так называемый равновесно-динамический подход) [Шваров, 1999]. Программа позволяет рассчитать состав смешивающихся вод и возможное образование твердых осадков в широком диапазоне $P-T$ условий и при учете взаимодействия с породой.

При моделировании осаждения ангидрита и целестина в модели задавалось 9 элементов: С, Са, Cl, Н, Mg, Na, O, Sr и S. В водном растворе задавалось 40 соединений: H_2O , H^+ , OH^- , CO_3^{2-} , HCO_3^- , O_2 , H_2 , S^{2-} , $S_2O_3^{2-}$, SO_2 , SO_3 , HSO_3^- , SO_4^{2-} , HSO_4^- ,

Cl^- , Na^+ , NaOH , NaCO_3^- , NaCl , NaHCO_3 , NaSO_4^{2-} , Mg^{2+} , MgCO_3^{2-} , MgHCO_3^- , MgOH^+ , MgSO_4^{2-} , MgCl^+ , MgCl_2 , MgOHCl , Ca^{2+} , CaOH^+ , CaCO_3 , CaHCO_3^+ , CaSO_4 , CaCl^+ , CaCl_2 , Sr^{2+} , SrCO_3 , SrHCO_3 , SrCl^+ . В модели задавались две твердые фазы — ангидрит CaSO_4 и целестин (SrSO_4).

Расчеты можно проводить по схеме статического и динамического смешения («проточного реактора») [Гричук, 2000]. При использовании схемы статического смешения с каждым шагом меняются лишь пропорции смесей, причем результат не зависит от предыдущих расчетов. Суть схемы «проточного реактора» заключается в том, что в каждый следующий «реактор» поступает раствор из предыдущего, к которому добавляется определенное количество нового раствора. Таким образом, мы получаем модель, более точно описывающую химические процессы, происходящие в природе при смешении в пласте различных вод. При смешении задавался шаг 5%, т.е. к пластовой воде добавлялось по 5% закачиваемой воды.

Результатом решения задачи смешения стали графики изменения состава системы при динамическом смешении (рис. 1 и 2). $P-T$ условия принимались пластовыми.

На рис. 1 первая точка отвечает 100%-ной закачиваемой поверхностной воде Каспия. При добавлении 5% пластовой воды, в растворе наблюдается пересыщение по ангидриту. Дальнейшее добавление пластовой воды также дает пересыщение раствора. Максимальное значение выпадения ангидрита наблюдается в 17-м реакторе (что соответствует содержанию 80% пластовой воды в смеси), и составляет 0,0185 моль/л (2,5 г/л). Дальнейшие добавки также дают пересыщение раствора, однако величина эффекта постепенно убывает.

На рис. 2 первая точка отвечает 100%-ной закачиваемой поверхностной воде Каспия. При добавлении 5% пластовой воды, в растворе наблюдается пересыщение по целестину. Даль-

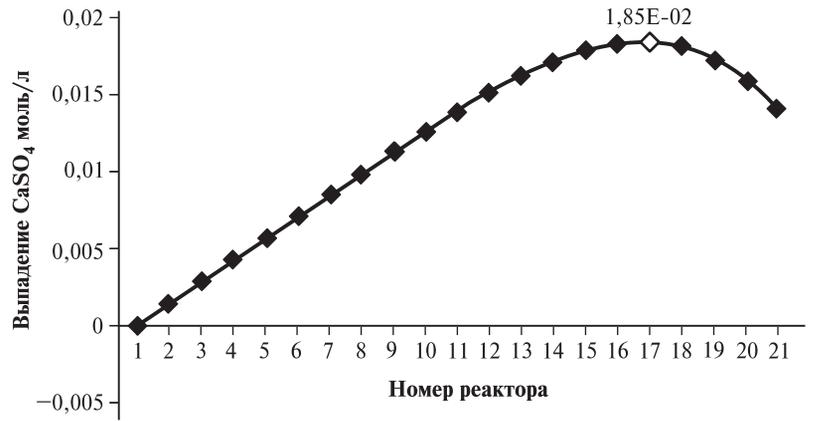


Рис. 1. Результаты расчета выпадения ангидрита при динамическом смешении

нейшее добавление пластовой воды также дает пересыщение раствора. Максимальное значение выпадения целестина наблюдается в 3 реакторе и составляет $1,56 \cdot 10^{-3}$ моль/л (0,29 г/л). Дальнейшие добавки также дают пересыщение раствора до 10-го реактора (что соответствует 55% закачиваемой воды в смеси), затем отложение целестина прекращается.

Результаты термодинамического моделирования не только подтвердили возможное выпадение ангидрита и целестина из раствора при смешении закачиваемых морских вод Каспия и пластовых рассолов, но также позволили оценить количество выпадающих солей. В сумме из 1 л смеси максимально может выпасть 2,79 г солей, что кажется незначительной величиной, однако, если учесть объем закачиваемых вод, то суммарный эффект может быть весьма существенным.

Расчет количества солей, которое может отложиться в пласте, по результатам компьютерного моделирования. Обычно при площадном заводнении требуется 10–15 м³ воды на 1 т добытой нефти (иногда до 25–30 м³). При законтурном и внутриконтурном заводнении расход воды значительно меньше и составляет в среднем от 1,5 до 2 м³ на 1 т нефти. Тем не менее, объемы закачки при рентабельной добыче не может быть менее 60 т/сут. Таким образом, возможное отложение, напри-

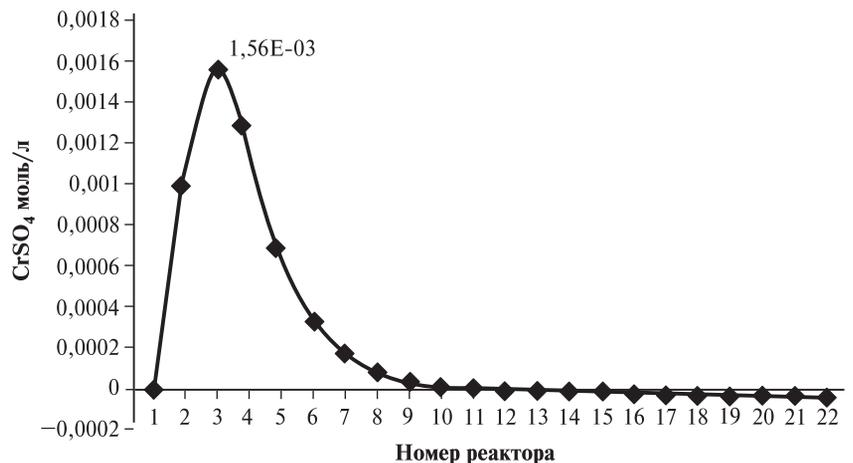


Рис. 2. Результаты расчета выпадения целестина при динамическом смешении

мер, ангидрита в пласте может составлять (при его максимальном выпадении): $2,5 \text{ г/л} \cdot 60\,000 \text{ л/сут} = 150\,000 \text{ г/сут}$, т.е. 150 кг/сут .

Целестина при максимальном выпадении образуется: $0,29 \text{ г/л} \cdot 60\,000 \text{ л/сут} = 17\,400 \text{ г/сут}$, т.е. 17 кг/сут . Эта масса, хотя почти в 10 раз меньше количества выпадающего ангидрита, но достаточно существенна. Напомним, что расчет приведен для рассолов невысокой минерализации (около 80 г/л). С увеличением минерализации и содержания кальция, аналогично будет возрастать и содержание стронция. Такое количество выпадающих сульфатных солей может существенно сократить поровое пространство коллектора.

Снижение проницаемости коллектора из-за сульфатного солеотложения. Приведем расчет изменения коэффициента проницаемости терригенного коллектора на примере выпадения ангидрита и целестина.

Проницаемость пористой среды определяется радиусом поровых каналов (средний размер радиуса пор коллектора 2 мкм), а связь между ними выражается формулой (преобразованная формула Козени-Кармана):

$$r_0^2 = 8k/m,$$

где r — радиус поровых каналов, k — коэффициент проницаемости; m — пористость породы, отсюда:

$$k = r^2 \cdot m / 8 \quad (1).$$

Выпадение солей по результатам проведенного моделирования доходит до $2,5 \text{ г/л}$ (ангидрита) и $0,29 \text{ г/л}$ (целестина), что составляет $0,84 \text{ см}^3$ сульфата кальция и $0,07 \text{ см}^3$ сульфата стронция на 1 дм^3 породы при плотности ангидрита $2,96 \text{ г/см}^3$ и целестина $3,96 \text{ г/см}^3$, в сумме $0,91 \text{ см}^3$. Средняя пористость песчаников неокомского коллектора 22% , значит, объем пор в 1 дм^3 породы — $0,22 \text{ дм}^3$. При выпадении из раствора $0,91 \text{ см}^3$ ангидрита и целестина можно считать, что объем порового пространства условно уменьшится на эту величину и будет равен $0,219 \text{ дм}^3$, что составляет 1% от первоначального значения.

Если будем считать, что объем порового канала выражается как объем цилиндра, радиус которого — средний радиус пор (r), а высота (h) — длина блока породы — 1 дм ($1 \cdot 10^7 \text{ мкм}$):

$$V_{\text{п}} = \pi \cdot r^2 \cdot h = 1,2 \cdot 10^8 \text{ мкм}^3.$$

Допустим, что объем пор уменьшится на 1% , как и весь объем порового пространства, следовательно, он станет равным приблизительно $1,18 \cdot 10^8 \text{ мкм}^3$, откуда радиус поровых каналов станет равным $1,94 \text{ мкм}$.

Итак, коэффициент проницаемости до выпадения ангидрита и целестина приближенно можно рассчитать по формуле (1):

$$k = 2^2 \cdot 0,22 / 8 = 0,11 \text{ мкм}^2.$$

А после выпадения солей:

$$k = 1,94^2 \cdot 0,219 / 8 = 0,1 \text{ мкм}^2.$$

Значит, коэффициент проницаемости снизился приблизительно на $0,01 \text{ мкм}^2$, что на $9,1\%$ меньше от начального.

Выводы. 1. Сравнение результатов прогноза выпадения ангидрита в пластовых условиях двумя методами — аналитическим расчетам по Дж.Е. Оддо и М.Б. Томсону и компьютерным моделированием по программе NCh — показало сходимость результатов, т.е. при пластовой температуре ($\sim 80 \text{ }^\circ\text{C}$) ангидрит выпадает при всех пропорциях смешения.

2. Результаты прогноза отложения целестина аналитическим методом и методом термодинамического компьютерного моделирования различались. Так, аналитический расчет показал вероятность выпадения целестина в пластовых условиях при всех пропорциях смешения, а компьютерное моделирование показало возможность его выпадения до содержания в смеси 55% пластовой воды. При дальнейшем увеличении содержания пластовой воды в смеси отложение целестина прекращается.

3. Компьютерное моделирование позволило рассчитать количество сульфатных солей, которые могут выпасть из 1 л раствора: максимально $2,5$ и $0,29 \text{ г}$ для ангидрита и целестина соответственно.

4. С учетом минимального объема закачиваемой воды (60 т/сут), который необходим для рентабельной добычи, масса образующихся в пласте солей может составлять 150 кг/сут для ангидрита и 17 кг/сут для целестина.

5. Расчет снижения проницаемости коллектора, проведенный с использованием преобразованной формулы Козени-Кармана показал, что отложение ангидрита и целестина может снизить проницаемость на $9,1\%$.

6. Определение содержания стронция в пластовых водах месторождения показало, что его содержание существенно (126 мг/л) даже при невысокой минерализации ($76,8 \text{ г/л}$) пластовых вод и вносит определенный вклад в сульфатное солеотложение.

7. Рекомендуется определять содержание солеобразующих микрокомпонентов Sr и Ba в пластовых водах нефтяных месторождений, если они представлены хлор-калиевыми рассолами высокой минерализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисов М.В., Шваров Ю.В. Термодинамика геохимических процессов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 256 с.

Вопросы геологии и перспективы нефтегазоносности Нижнего Поволжья и Каспийского моря / Под ред. А.М. Репей. Волгоград, 2007. 44 с.

Гидрохимические методы анализа и контроля разработки нефтяных и газовых месторождений. М.: ГЕОС, 2007. 244 с.

Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 301 с.

Кащавцев В.Е., Мищенко И.Т. Солеобразование при добыче нефти. М.: Орбита, 2004. 426 с.

Кащавцев В.Е., Мищенко И.Т. Прогнозирование и контроль солеотложений при добыче нефти: Учебное пособие. М.: Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2001. 134 с.

Шваров Ю.В. Алгоритмизация численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов // Геохимия. 1999. № 6. С. 646–652.

Поступила в редакцию
16.11.2016

УДК 541.11, 553.983, 553.985

А.В. Стенников¹, И.А. Бугаев², А.Г. Калмыков³, А.Ю. Бычков⁴, Е.В. Козлова⁵,
Г.А. Калмыков⁶

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПОЛУЧЕНИЯ НЕФТИ ИЗ ПОРОД ДОМАНИКОВОЙ СВИТЫ⁷

Представлены результаты экспериментов по получению синтетической нефти из пород доманиковой свиты при гидротермальных условиях. Потенциал извлечения нефтепродуктов нефтяных фракций пород при гидротермальном воздействии составляет до 60 мг/г или 6,0 масс.%. При этом введение неорганических добавок, таких, как карбонат натрия или силикагель, не приводит к повышению коэффициента извлечения нефти. Однако количество извлекаемых нефтепродуктов напрямую зависит от минерального состава породы. Установлена зависимость между процентным количеством выделяемых углеводородов и минеральным составом пород. Глинистые минералы и кремнезем увеличивают выход синтетической нефти, карбонаты, наоборот, ингибируют процесс.

Ключевые слова: доманиковая свита, сланцевая нефть, синтетическая нефть, гидротермальное воздействие, крекинг керогена.

The experimental results on the synthetic oil production from Domanik Formation rocks under hydrothermal conditions are given. Oil fractions extracting potential of the rocks under hydrothermal was shown to be up to 60 mg/g or 6,0 wt.%. Inorganic additives (sodium carbonate or silica) incorporation does not influence on the oil recovery factor. Meanwhile the amount of recoverable oil products depends on the mineral composition of the rock. The dependence between the percentage of hydrocarbons emission and mineral composition of the rocks was determined. Clay minerals and silica increase the yield of synthetic oil, carbonates, conversely, inhibit the process.

Key words: Domanik Formation, shale oil, synthetic oil, hydrothermal experiments, kerogen cracking.

Введение. Успехи в добыче сланцевого газа и нефти в США привели к росту общественного и научного интереса к толщам с высоким содержанием органического вещества (ОВ), которые являются источникам углеводородного сырья и считаются нефтематеринскими толщами. Разработка экономически выгодной добычи нефти из таких толщ — одно из первоочередных и перспективных направлений работы многих нефтяных компаний.

Отложения доманиковой свиты давно привлекают внимание геологов-нефтяников как потенциальный источник нефти. Доманиковая свита широко распространена в Тимано-Печорском и Волго-Уральском бассейнах. В отличие от зауральского аналога, битуминозных отложений баженовской свиты Западной Сибири, которые давно разрабатываются на Салымском и других

месторождениях, глинисто-кремнистые известняки и доломиты доманиковой свиты пока не разрабатываются в промышленном масштабе.

Однако, несмотря на большое количество работ, посвященных доманиковым отложениям, в частности выявлению поисковых критериев, оценке запасов и ресурсов, а также изучению нефтегенерационного потенциала [Ступакова и др., 2016; Кирюхина и др., 2013; Фадеева и др., 2015; Ступакова и др., 2015; Гайдеек и др., 2008; Окнова и др., 2013], остается множество вопросов относительно строения этих толщ, распространения в них резервуаров и возможностей промышленной добычи нефти.

Одно из перспективных направлений, получивших активное развитие в последнее время, — разработка новых технологий, посвященных получению нефти путем деструкции (или так на-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, аспирант; *e-mail:* bokuwameru@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, аспирант; *e-mail:* iliabougayev@gmail.com

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

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, профессор; *e-mail:* andrewbychkov@rambler.ru

⁵ Сколковский институт науки и технологии, центр добычи углеводородов, ст. науч. с.; *e-mail:* miliyakozlova@mail.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, вед. науч. с.; *e-mail:* gera64@mail.ru

⁷ Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 15-17-00010).

зываемого искусственного дозревания) керогена. В современной литературе существует много работ на тему преобразования керогена под воздействием различных физико-химических факторов, причем преимущественно изучается преобразование ОВ пород при пиролизе [Burnham et al., 1984; Pan et al., 2010; Zhang et al., 2014; Liang et al., 2015]. В ранних работах, как правило, ставилась цель выявления закономерностей преобразования керогена в природных условиях для понимания механизмов образования месторождений нефти и газа [Ishiwatary et al., 1979; Burnham et al., 1984; Behar et al., 1992].

В последние годы направление работ изменилось. Их целью стало не столько изучение процессов, происходящих в недрах, сколько определение потенциала нефте- и газоносности пород для промышленного извлечения углеводородов и увеличения дебита из нетрадиционных резервуаров [Behar et al., 2010; Pan et al., 2010; Rushdi et al., 2011; Zhang et al., 2014; Liang et al., 2015]. Однако эти работы находятся на начальном этапе и не предлагают технологии разработки сланцевой нефти и газа.

Отметим, что в РФ содержится наибольшее количество запасов сланцевой нефти. Из-за большой территории распространения отложений, обогащенных ОВ, ученые начали исследование процессов реализации их генерационного потенциала. Так, работами по тепловому воздействию на породы баженовской свиты (Западная Сибирь, РФ) установлено, что при нагреве образца до 250–300 °С из керогена начинают выделяться жидкие и газообразные углеводороды [Бычков и др., 2015]. При низких значениях температуры увеличивается количество жидких фракций, а при температуре выше 400 °С возрастает доля газообразных углеводородов, особенно метана [Бычков и др., 2015]. Доля углерода органического происхождения, переходящего в нефтяные фракции, в указанной работе достигала 10%. Важно отметить, что органическое вещество относилось к II типу.

При этом в работах, посвященных реализации генерационного потенциала сланцевых формаций США указано, что разные по составу образцы могут производить разный объем синтезированных углеводородов. Наибольший выход углеводородов получен для образцов из формации Грин Ривер (Green River Formation, Uinta Basin, США). В частности, в работе [Behar et al., 2010] достигнут выход углеводородов, составивший 620 мг/г, из которых 420 мг/г — нефтепродукты, а 200 мг/г — битум. Такое количество соответствует промышленным объектам, на которых в настоящее время проводится добыча сланцевой нефти. На основе этих результатов можно сделать вывод, что состав пород влияет на протекание процесса получения синтетической нефти.

Доманиковская свита, как было сказано выше, — один из крупнейших нетрадиционных резервуаров углеводородов (УВ) в РФ, состав свиты представлен карбонатами и кремнеземом. Ее состав отличается от исследованных ранее пород баженовской свиты. Поэтому представляет интерес изучение возможностей получения синтетической нефти из этих отложений при условиях, аналогичных приведенным в работе [Бычков и др., 2015], а также оценка влияния состава пород на условия протекания процесса и количество получаемых жидких УВ.

Цель нашей работы — изучение возможности реализации генерационного потенциала керогена пород доманиковской свиты и установление закономерностей влияния состава пород на выход синтезированных углеводородов.

Результаты исследований и их обсуждение. Для достижения поставленной цели были выполнены эксперименты по разработанным ранее в лаборатории экспериментальной геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова методикам изучения минеральных равновесий в гидротермальных условиях. Эксперименты проводились в автоклавах из жаропрочной стали объемом до 50 мл, запираемых медной прокладкой. Такие автоклавы позволяют выдерживать температуру до 600 °С и давление до 1000 атм на протяжении длительного времени.

Эксперимент проводился следующим образом. В автоклав загружалась навеска измельченного (<2 мм) образца породы доманиковской свиты массой от 2,5 до 10 г или цельные цилиндрические образцы средней массой 2,5 г. В автоклав добавляли воду в таком количестве, чтобы давление при используемой температуре было равно необходимому давлению для протекания процесса. Давление в автоклаве варьировали от 85 до 300 атм. После запираания автоклавы помещали в предварительно нагретую до 300 °С трубчатую печь. Температуру задавали с помощью ПИД-регулятора «ОВЕН ТРМ-10» с термпарой хромель—алюмель, точность ±3 °С. Длительность выдержки автоклава при температуре 300 °С составляла 7 суток. Значения температуры, давления и времени выдержки совпадают со значениями, при которых была получена синтетическая нефть из баженовской свиты [Бычков и др., 2015].

После окончания экспериментов автоклавы охлаждали до комнатной температуры. Извлечение проводилось экстракцией 5 мл н-гексана, затем водную и органическую фазы разделяли в делительной воронке. Растворитель удаляли методом испарения при комнатной температуре, количество нефтяных фракций определяли весовым методом.

Для проверки влияния некоторых соединений на процесс деструкции керогена в ряде экспериментов в автоклавы вместо воды помещали водный

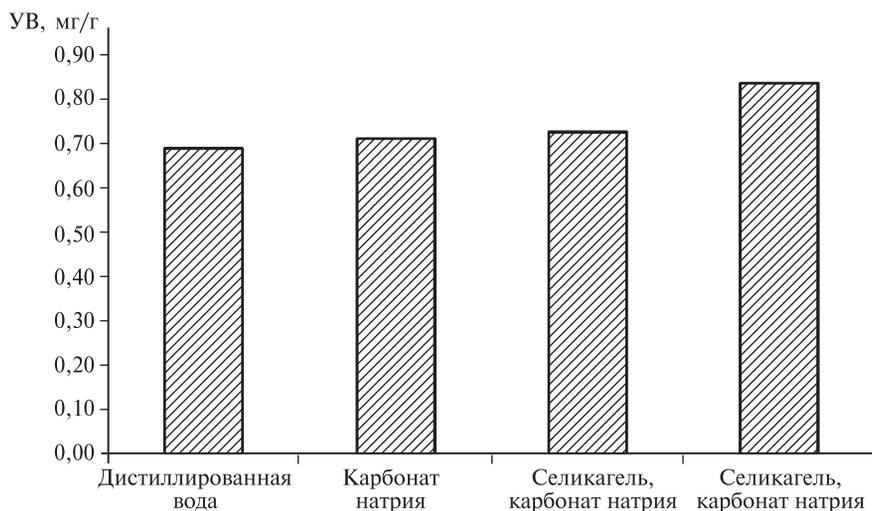


Рис. 1. Выделение нефтяных фракций углеводородов из образца № 46 из доманиковой свиты при воздействии различных реагентов

раствор карбоната натрия (0,05 М), а также проводили эксперименты с добавлением к порошкам породы силикагеля. Эксперименты проводили с образцами пород доманиковой свиты из скважины Пешковская, навеска измельченной породы или породы с добавкой составляла 10 г, объем воды или раствора — 25 мл.

Результаты экспериментов показаны на рис. 1. Выход УВ нефтяных фракций оказался примерно одинаковым во всех случаях, средний выход обычно составлял 0,7 мг/г породы. Полученные результаты позволяют предполагать, что силикагель и раствор карбоната натрия практически не влияют на интенсивность выделения нефтепродуктов. Отметим, что традиционно при экспериментах с образцами принято исследовать измельченную породу, что позволяет добиться равномерного распределения компонентов по пробам и одинакового состава исследуемых образцов. Однако существует предположение, что при истирании могут нарушаться связи между ОВ и минеральной матрицей, формировавшиеся в течение длительного времени

на глубине. Для проверки этого предположения выполнена серия экспериментов с выбуренными в виде цилиндра и измельченными образцами пород доманиковой свиты из скважин Азнакаевская, Березовская и Тлянчи-Тамакская, образцы имели одинаковую массу (2,5 г). Объем добавляемой дистиллированной воды составлял 5 мл.

Результаты исследований влияния измельчения на процесс синтеза нефти приведены на рис. 2. Установлено, что в случае доманиковых пород измельчение приводит к увеличению количества синтезированных жидких УВ. Количество синтезированных нефтепродуктов в цилиндрах варьировало от 0 до 20 мг/г породы, в то время как для измельченных образцов эти значения могут достигать 60 мг/г. При этом для измельченных образцов количество синтетической нефти всегда выше, а для большинства образцов это значение находится в интервале 15–30 мг/г породы. Отметим, что разница между выделившимся из цилиндров и порошков количеством нефти не постоянная, значения могут отличаться как на несколько миллиграммов, так и достигать 50 мг/г породы. Из полученных результатов видно, что неравномерное распределение компонентов в объеме цельного образца существенно влияет на выход продуктов. Следовательно, можно предположить, что в породах доманиковой свиты присутствуют неорганические компоненты, которые по-разному влияют на протекание процесса крекинга

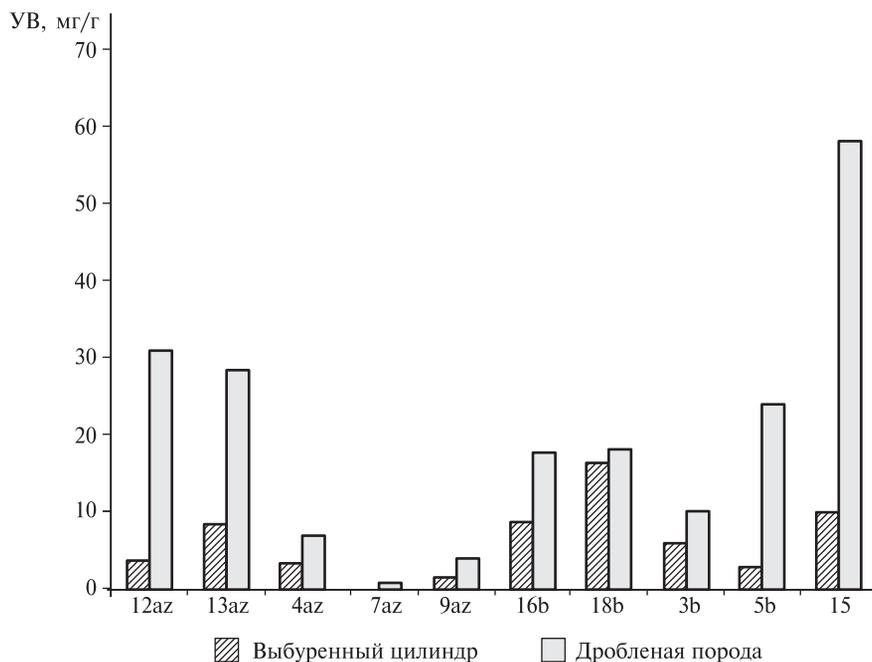


Рис. 2. Выделение нефтяных фракций углеводородов из выбуренных и измельченных образцов доманиковой свиты из скважин Азнакаевская (az), Березовская (b) и Тлянчи-Таманская

Таблица 1

Минералогическая характеристика пород доманиковой свиты из скважин Азнакаевская, Березовская и Тлянчи-Таманская

Номер образца	Скважина	Смектит	Гидро-слюда	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плаги-оклаз	Роговая обманка	Кальцит	Доломит	Пирит	Сумма
12az	Азнакаевская-23294	2	4	47	6	0	0	38	2	0	100
13az		0	0	74	0	0	0	26	0	0	100
4az		0	0	61	0	0	0	39	0	0	100
7az		0	0	5	0	0	0	72	23	0	100
9az		1	0	31	7	0	0	57	3	1	100
16b	Березовская-32941	2	10	23	9	0	0	50	3	3	100
18b		0	0	77	0	0	0	23	0	0	100
3b		0	0	41	0	0	0	49	10	0	100
5b		0	0	39	0	0	0	59	2	0	100
15	Тлянчи-Таманская-300	6	14	23	14	12	13	8	4	3	100
28		7	3	30	0	17	0	43	0	0	100
35		0	0	97	0	0	0	3	0	0	100

керогена, либо активизируя его, либо, наоборот, ингибируя.

Для исследования влияния различных компонентов на протекание процесса был проведен рентгенофазовый анализ образцов пород. Минералогический состав образцов приведен в табл. 1. Из данных табл. 1 видно, что в образцах существенно варьирует количество кварца — от 5 до 97 масс.%. Также отмечен большой разброс содержания кальцита, которое изменяется от 3 до 72 масс.%. В то же время в некоторых образцах породы присутствуют глинистые соединения, которые в процессе нагрева могут выделять молекулы воды, менять состав и становиться катализаторами процесса. Поэтому на следующем этапе стояла задача оценить влияние каждого компонента на количество выделяемой нефти.

Для корректной оценки количества выделяемой нефти необходимо помимо состава пород учитывать количество в них ОВ и, соответственно, генерационный потенциал пород. При этом зависимость между общим содержанием $S_{орг}$ и генерационным потенциалом линейная, поэтому, зная стадию зрелости и тип органического вещества, удобнее приводить результаты, отнесенные к содержанию общего органического углерода (ТОС), который технически проще определять. В табл. 2 приведены результаты пиролитических исследований образцов методом RockEval-6. Как видно из данных этой таблицы, значения ТОС существенно отличаются, т.е. ТОС также может влиять на протекание процесса, так как в связи с разным количеством ОВ может изменяться площадь его контакта с катализирующими или ингибирующими добавками. Определенный в результате исследований состав пород доманиковой свиты представлен в табл. 3.

На основе проведенных ранее экспериментов были построены графики, показывающих зависимость между отношением количества выделенных

Таблица 2

Результаты исследования методом пиролиза пород доманиковой свиты из скважин Азнакаевская, Березовская и Тлянчи-Таманская, общее содержание $S_{орг}$

Номер образца	Скважина	Пиролиз			
		S1	S2	$T_{max}, ^\circ C$	ТОС, %
		мг УВ/г			
12az	Азнакаевская-23294	3,01	26,47	437	6,02
13az		3,62	21,15	437	5,39
4az		1,34	11,07	436	2,79
7az		13,77	48,04	429	13,39
9az		5,05	35,56	439	7,77
16b	Березовская-32941	6,86	81,38	428	14,47
18b		6,44	123,4	432	20,98
3b		5,13	69,51	431	12,49
5b		6,07	45,89	430	8,56
15	Тлянчи-Таманская-300	2,07	54,83	418	10,17
28		0,11	97,75	417	16,25
35		1,82	15,13	417	3

Примечания. S1 — свободные УВ, до 300 °С, мг УВ/г породы; S2 — УВ продукты пиролиза керогена и смолисто-асфальтеновых веществ, 300–650 °С, мг УВ/г породы.

Таблица 3

Состав пород доманиковой свиты из скважин Азнакаевская (az), Березовская (b) и Тлянчи-Таманская

Номер образца	ТОС, %	УВ, % от породы	УВ/ТОС, %	Глинистые минералы, %	Кремнезем, %	Карбонаты, %
12az	6,02	0,373	6,20	12	47	40
13az	5,39	0,875	16,24	0	74	26
4az	2,79	0,370	13,27	0	61	39
7az	13,39	0,038	0,29	0	5	95
9az	7,77	0,151	1,94	8	31	60
16b	14,47	1,023	7,07	21	23	53
18b	20,98	1,658	7,90	0	77	23
3b	12,49	0,613	4,91	0	41	59
5b	8,56	0,288	3,37	0	39	61
15	10,17	0,977	9,61	48	23	12
35	3	1,819	60,64	0	97	3

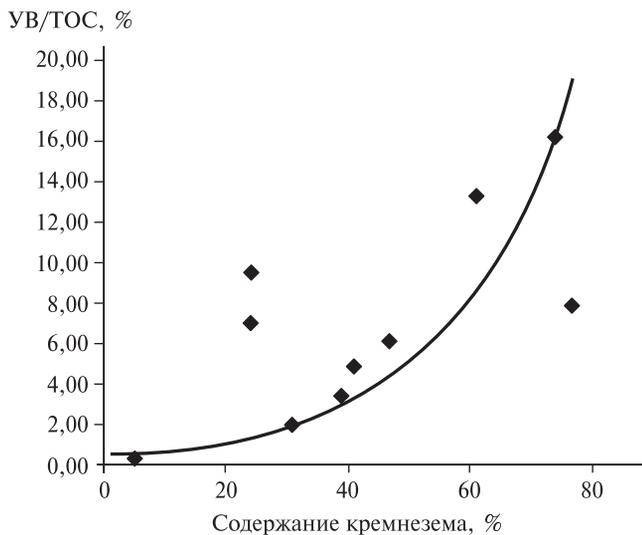


Рис. 3. Зависимость выделения нефтяных фракций углеводородов из образцов пород доманиковой свиты от содержания кремнезема

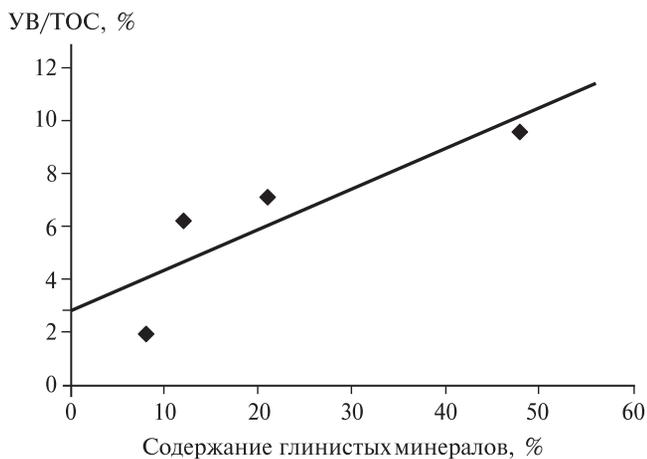


Рис. 4. Зависимость выделения нефтяных фракций углеводородов из образцов пород доманиковой свиты от содержания глинистых минералов

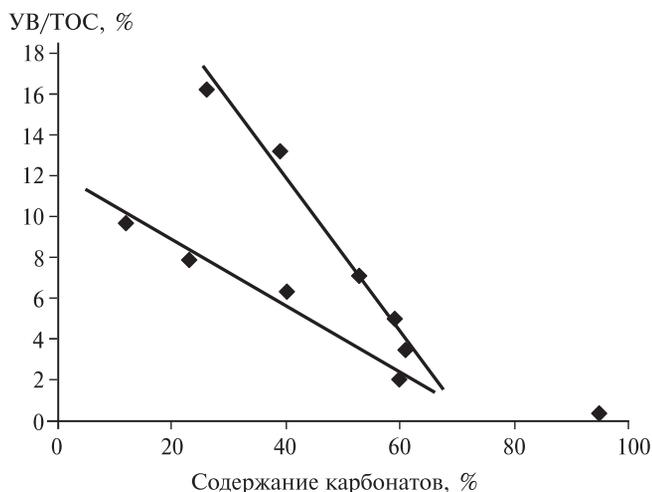


Рис. 5. Зависимость выделения нефтяных фракций углеводородов из образцов пород доманиковой свиты от содержания карбонатов

УВ к количеству общего органического углерода (УВ/ТОС, %) и процентным содержанием некоторых минеральных фаз в породе (рис. 3–5). При анализе к глинистым минералам были отнесены слюды, калиевый полевой шпат и плагиоклаз, а к карбонатам — кальцит и доломит. Установлено, что увеличение количества кремнезема в измельченном образце увеличивает количество выделяемых УВ нефтяных фракций (рис. 3). При этом зависимость наблюдается степенная, т.е. чем больше кремнезема в породе, тем продуктивнее идет крекинг керогена. Отметим 2 точки при концентрации кремнезема ~20 масс.%, для них характерно существенное увеличение количества выделившихся продуктов. Однако этот рост объясняется наличием в них, в отличие от остальных образцов, 20–35 масс.% глинистых минералов. Из полученных результатов можно сделать вывод, что глинистый компонент так же, как и кремнистый, положительно влияет на протекание процесса формирования синтетической нефти из керогена.

В случае глинистых минералов (рис. 4) наблюдалась линейная зависимость между выходом УВ нефтяных фракций и содержанием глинистых компонентов. Однако в рассматриваемом случае в образцах присутствовали карбонаты и кремнезем, также влияющие на процесс, поэтому более детальное исследование преобразования глин и их роли в процессе крекинга керогена может привести к получению зависимости, отличающейся от линейной. Однако полученные результаты позволяют утверждать, что глинистые минералы стимулируют получение большего количества синтетической нефти.

Для карбонатов полученная зависимость имеет обратную форму. На рис. 5 видно, что количество выделяемых УВ нефтяных фракций существенно снижается с увеличением количества карбонатов. При этом на графике видны две линейные зависимости: для образцов с высоким и с низким содержанием ОБ. Возможно, увеличение количества ОБ приводит к снижению количества контактов с карбонатами, что приводит к меньшему ингибированию протекания процесса.

Выводы. 1. Из пород доманиковой свиты, как и из пород баженовской свиты, можно получать синтетическую нефть в результате гидротермального воздействия. Потенциал получения нефтепродуктов нефтяных фракций в этом случае при воздействии в течение 7 суток при температуре 300 °С может достигать 60 мг/г (или 6 масс.%), что позволяет оценить образцы доманиковой свиты в качестве перспективного объекта для повышения дебита нефти с помощью воздействия третичными методами.

2. Экспериментальные исследования показали, что минеральная матрица принимает активное участие в процессе крекинга керогена, проходящем в гидротермальных условиях. Повышение

контактов с активаторами процесса при дроблении образцов приводит к повышению выделяемой синтетической нефти. При этом количество получаемых углеводородов в первую очередь зависит непосредственно от минерального состава исходной породы, контакта ОВ с активаторами и ингибиторами процесса.

3. Кремнезем (в первую очередь кварц) и глинистые минералы положительно влияют на синтез

нефти из керогена — повышение их концентрации в породе приводит к увеличению выхода УВ нефтяных фракций. Карбонаты в свою очередь, наоборот, негативно влияют на этот процесс, снижая выход вещества. Таким образом, зная состав пород, можно выбирать пропластки доманиковой свиты, на которые гидротермальное воздействие будет оказывать наибольший стимулирующий эффект.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бычков А.Ю., Калмыков Г.А., Бугаев И.А. и др. Экспериментальные исследования получения углеводородных флюидов из пород баженовской свиты при гидротермальных условиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 4. С. 34–39.

Гайдеек В.И., Никонов Н.И., Петренко Е.Л. Перспективы нефтегазоносности домаников Тимано-Печорской провинции // Литологические и геохимические основы прогноза нефтегазоносности. СПб.: ВНИГРИ, 2008. С. 174–182.

Кирюхина Т.А., Фадеева Н.П., Ступакова А.В. и др. Доманиковые отложения Тимано-Печорского и Волго-Уральского бассейнов // Геология нефти и газа. 2013. № 3. С. 76–87.

Окнова Н.С., Коханова А.Н. Особенности доманиковых отложений Тимано-печерской провинции // II Всеросс. литол. совещ. СПб., 2013. С. 338–341.

Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Коробова Н.И. и др. Резервуары нефти и газа в доманиковых отложениях Волго-Уральского бассейна // Науч.-техн. вестн. ОАО НК «РОСНЕФТЬ». 2016. № 2. С. 46–52.

Ступакова А.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А. и др. Поисковые критерии нефти и газа в доманиковых отложениях Волго-Уральского бассейна // Георесурсы. 2015. № 2. С. 77–86.

Фадеева Н.П., Козлова Е.В., Полудеткина Е.Н. и др. Генерационный потенциал пород доманиковой формации Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 6. С. 44–52.

Behar F., Kressmann S., Rudkiewicz J.L., Vandenbroucke M. Experimental simulation in a confined system and kinetic modeling of kerogen and oil cracking. // Org. Geochem. 1992. Vol. 19, N 1–3. P. 173–189.

Behar F., Roy S., Jarvie D. Artificial maturation of a Type I kerogen in closed system: Mass balance and kinetic modelling // Org. Geochem. 2010. Vol. 41. P. 1235–1247.

Burnham A.K., Happe J.A. On the mechanism of kerogen pyrolysis // Fuel. 1984. Vol. 63. P. 1353–1356.

Ishiwatary R., Fukushima K. Generation of unsaturated and aromatic hydrocarbons by thermal alteration of young kerogen // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1979. Vol. 43. P. 1343–1349.

Liang M., Wang Z., Zheng J. et al. Hydrous pyrolysis of different kerogen types of source rock at high temperature—bulk results and biomarkers // J. Petrol. Scie. and Engineering. 2015. Vol. 125. P. 209–217.

Pan C., Geng A., Zhong N., Liu J. Kerogen pyrolysis in the presence and absence of water and minerals: Steranes and triterpenoids // Fuel. 2010. Vol. 89. P. 336–345.

Rushdi A.I., Simoneit B.R.T. Hydrothermal alteration of sedimentary organic matter in the presence and absence of hydrogen to tar then oil // Fuel. 2011. Vol. 90. P. 1703–1716.

Zhang Z., Volkman J.K., Greenwood P.F. et al. Flash pyrolysis of kerogens from algal rich oil shales from the Eocene Huadian Formation, NE China // Org. Geochem. 2014. Vol. 76. P. 167–172.

Поступила в редакцию
16.11.2016

УДК 550.46:550.47

А.В. Савенко¹, В.С. Савенко², А.В. Дубинин³

ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ ИЗ ГОРНЫХ ПОРОД ПОД ДЕЙСТВИЕМ ОРГАНИЧЕСКИХ КИСЛОТ

Проведены эксперименты по изучению выщелачивания микроэлементов (Li, Rb, Cs, Sr, Ba, V, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Tl, Y, La, Ce, Th, U) из неизмененного пепла вулкана Карымский (Камчатка) в процессе его взаимодействия с 0,01 М растворами щавелевой, салициловой, винной, лимонной и уксусной кислот при разном соотношении массы твердой и жидкой фаз. На основе полученных данных сделан вывод, что мобилизация микроэлементов происходит главным образом в результате разрушения кристаллической структуры породообразующих минералов, а также — в случае щавелевой кислоты — при восстановлении оксигидроксидов Fe(III) и Mn(IV) до растворимых соединений Fe(II) и Mn(II). Образование органических комплексов увеличивает устойчивость металлов в растворе и обеспечивает возможность достижения намного более высоких значений концентрации растворенных форм, чем в отсутствии органических лигандов.

Ключевые слова: выщелачивание, мобилизация, микроэлементы, органические кислоты, горные породы.

The experiments on studying leaching of trace elements (Li, Rb, Cs, Sr, Ba, V, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Tl, Y, La, Ce, Th, U) from unaltered ash of the Karymsky volcano (Kamchatka) under its interaction with 0.01 M solutions of oxalic, salicylic, tartaric, citric, and acetic acids at the different solid/liquid phases mass ratio were lead. Based on the obtained data it is drawn a conclusion that mobilization of trace elements occurs mainly as a result of demolition of crystal structure of rock-forming minerals, as well as (in case of oxalic acids) at reduction of Fe(III) and Mn(IV) oxyhydroxides to soluble Fe(II) and Mn(II) compounds. Organic complexes formation increases the metals stability in solution and provides a possibility of achievement of much higher values of the dissolved forms concentration than for the lack of organic ligands.

Key words: leaching, mobilization, trace elements, organic acids, rocks.

Введение. В последние годы при изучении природных вод большое внимание уделяется микроэлементам, ответственным за формирование эколого-токсикологического состояния водных объектов [Моисеенко и др., 2006; Моисеенко, 2009]. Первичный источник подавляющего большинства микроэлементов в природных водах — горные породы, выветривание которых приводит к селективному переходу химических элементов в растворенное состояние. Важная роль в этом процессе принадлежит органическим кислотам, не только создающим агрессивную кислую среду, но и образующим устойчивые в водных растворах прочные комплексные соединения.

К настоящему времени проведены обширные экспериментальные исследования мобилизации основных петрогенных элементов (кремния, алюминия, железа, магния, кальция, натрия и калия) при взаимодействии горных пород и породообразующих минералов с природными органическими кислотами [Гинзбург и др., 1968; Пономарева, Рагим-Заде, 1969; Huang, Keller, 1970, 1972; Матвеева и др., 1975; Bennett, Siegel, 1987; Barman et al.,

1992; Welch, Ullman, 1993; Drever, Stillings, 1997], однако в отношении микроэлементов соответствующих данных крайне мало. Нам известно лишь несколько работ, в которых изучалось влияние органических кислот на переход микроэлементов из пород в растворенное состояние [Гони и др., 1973; Панов, 1980; Hausrath et al., 2009; Сутурин и др., 2012]. В методическом отношении эти исследования были весьма несовершенны, поскольку в них либо отсутствовало исходное содержание микроэлементов в породах [Гони и др., 1973; Hausrath et al., 2009; Сутурин и др., 2012], либо с большой погрешностью определялась величина мобилизации по разности масс элемента в измененной и неизмененной породе [Панов, 1980].

Цель нашей работы заключалась в определении количественных характеристик мобилизации микроэлементов из горных пород под действием разбавленных растворов органических кислот, представляющих собой типичные компоненты поверхностных, почвенных и грунтовых вод.

Методика экспериментов. Для корректного решения поставленной задачи в экспериментах

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. научн. с.; e-mail: alla_savenko@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, профессор, вед. научн. с.; e-mail: alla_savenko@rambler.ru

³ Институт океанологии имени П.П. Ширишова РАН, зав. лабораторией; e-mail: dubinin@ocean.ru

использовали тонко измельченный (фракция <0,1 мм) неизмененный пепел вулкана Карымский (Камчатка) из коллекции Г.Н. Батурина. Пепел обрабатывали 0,01 М растворами шавелевой, салициловой, винной, лимонной и уксусной кислот, различающихся по степени диссоциации и комплексообразующей способности [Лурье, 1989]. Химический состав вулканического пепла приведен в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав пепла вулкана Карымский, по [Батурин и др., 2011]

Компонент	Содержание, масс. %	Компонент	Содержание, мкг/г
SiO ₂	65,9	Li	14,7
TiO ₂	0,89	Rb	18,8
Al ₂ O ₃	16,9	Cs	0,92
Fe ₂ O ₃	6,4	Sr	323
(Fe)	(4,48)	Ba	360
MnO	0,14	V	138
(Mn)	(0,108)	Co	12,3
MgO	2,1ы	Ni	17,9
CaO	5,6	Cu	34,4
Na ₂ O	4,7	Tl	0,22
K ₂ O	1,6	Y	26,5
P ₂ O ₅	0,22	Th	1,6
S _{общ}	0,085	U	1,0

Примечание. В скобках — пересчет содержания оксидов в содержание соответствующих элементов.

Для каждой кислоты выполнена серия экспериментов при трех значениях массового отношения породы и раствора, равных 1:1000, 1:300 и 1:100. В течение месяца суспензии ежедневно

по 6 часов перемешивали на шейкере, после чего отфильтровывали через мембранный фильтр (0,22 мкм). В фильтрате определяли величину pH и содержание микроэлементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе «Agilent 7500» с относительной погрешностью ±3–5%.

Результаты исследований и их обсуждение. При постоянном исходном содержании органической кислоты в растворе зависимость концентрации выщелоченного микроэлемента *i* (*C_i*, мкг/л) от величины массового отношения порода : раствор (*m*, г/л) должна удовлетворять следующим условиям: *C_i*→0 при *m*→0 (выщелачивание не происходит) и *C_i*→*A*=const при *m*→∞ (вся растворенная кислота прореагировала) Этим условиям соответствует простейшая гиперболическая функция

$$C_i = \frac{k_i x_i m}{1 + x_i m}, \quad (1)$$

где *x_i* — содержание элемента *i* в горной породе, мкг/г; *k_i*=const — коэффициент распределения. В области низких значений массового отношения порода : раствор, т.е. при *x_im*≪1 зависимость (1) приобретает линейный вид:

$$C_i = k_i x_i m.$$

Данные исследований показали, что для всех использовавшихся кислот наблюдается близкое к линейному увеличение концентрации растворенных микроэлементов с ростом массового отношения порода : раствор (рис. 1–4). Это позволяет рассчитать значения коэффициента мобилизации микроэлементов *k_i* (для элементов, показывающих нелинейную зависимость (1)), расчет *k_i* велся по линейному

Таблица 2

Значения коэффициента мобилизации микроэлементов (*k_i*) при взаимодействии вулканического пепла с 0,01 М растворами органических кислот

Элемент <i>i</i>	<i>k_i</i> , <i>n</i> ·10 ⁻³				
	шавелевая кислота, pH 2,20±0,06	салициловая кислота, pH 2,65±0,05	винная кислота, pH 2,68±0,05	лимонная кислота, pH 2,69±0,04	уксусная кислота, pH 2,97±0,05
Li	13,2	5,78	5,56	6,55	3,05
Rb	3,88	2,67	2,67	2,05	2,15
Cs	4,65	3,02	3,49	1,77	2,42
Sr	34,1	16,7	16,5	20,6	8,18
Ba	4,50	4,03	3,26	7,44	0,57
V	311	12,7	10,7	13,3	4,53
Mn	49,5	4,40	4,24	5,58	2,77
Fe	153	8,31	8,58	8,90	3,71
Co	146	11,1	11,3	11,8	7,61
Ni	30,8	5,13	5,02	6,55	2,95
Cu	100,6	106,2	105,6	108,1	94,0
Tl	24,8	15,3	23,4	15,2	8,35
Y	41,8	45,2	40,2	43,7	37,1
Th	39,1	0,32	25,2	30,9	0,24
U	32,6	17,0	20,1	24,0	15,2

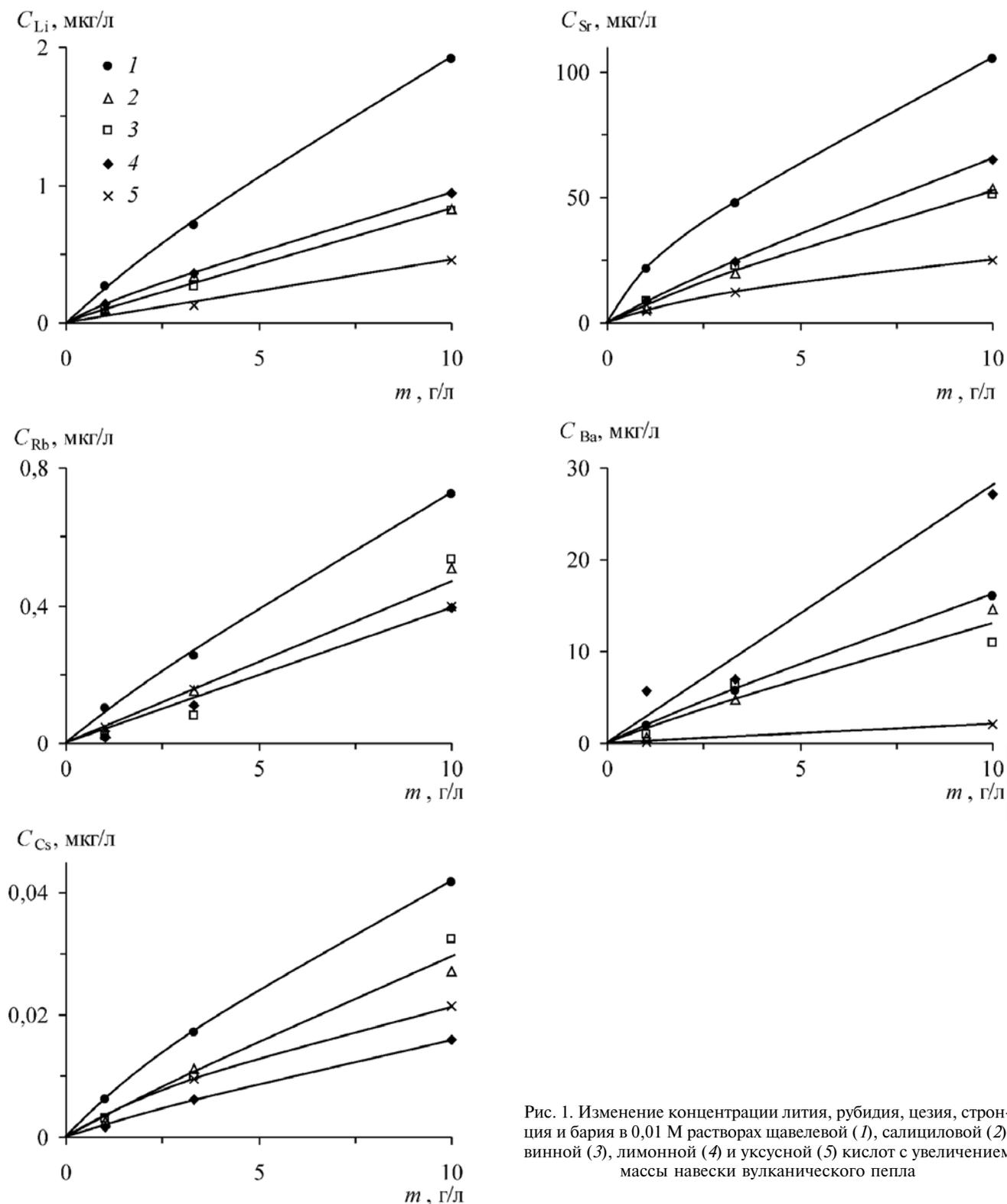


Рис. 1. Изменение концентрации лития, рубидия, цезия, стронция и бария в 0,01 М растворах щавелевой (1), салициловой (2), винной (3), лимонной (4) и уксусной (5) кислот с увеличением массы навески вулканического пепла

участку при малых значениях m). Результаты расчетов значений k_i представлены в табл. 2.

Значения коэффициента мобилизации микроэлементов не имеют явно выраженной зависимости от устойчивости соответствующих органических комплексов и образуют три группы. К первой группе относятся литий, рубидий, цезий, стронций, таллий и уран, для которых величина k_i

в растворах разных органических кислот находится в относительно узких диапазонах с тенденцией к снижению при увеличении рН. Если исключить k_{Ba} для лимонной кислоты, значение которого превышает таковое в более кислом растворе щавелевой кислоты, то в эту группу попадает и барий. Щелочные, щелочноземельные элементы и таллий входят в состав алюмосиликатной матри-

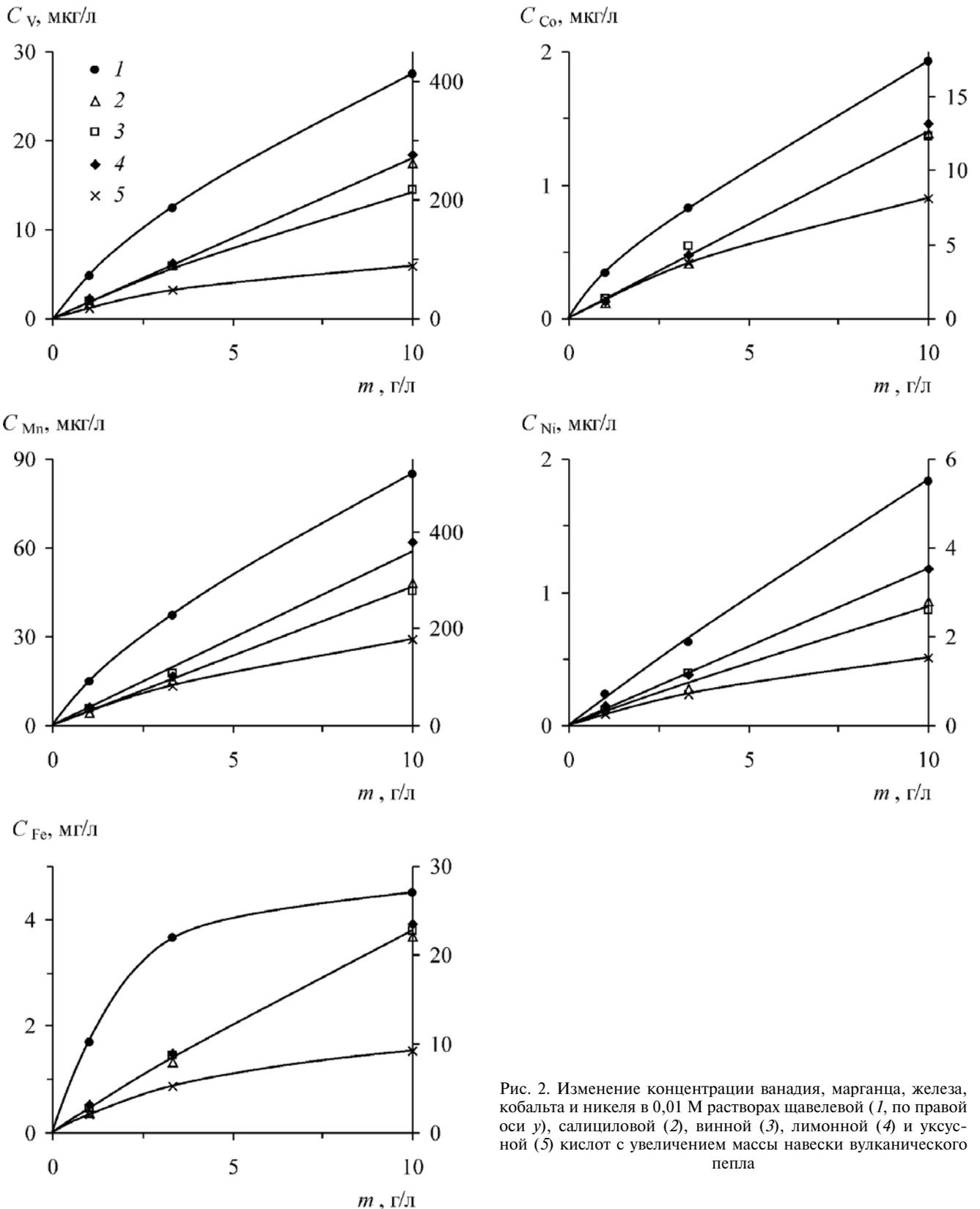


Рис. 2. Изменение концентрации ванадия, марганца, железа, кобальта и никеля в 0,01 М растворах щавелевой (1, по правой оси у), салициловой (2), винной (3), лимонной (4) и уксусной (5) кислот с увеличением массы навески вулканического пепла

цы породы, поэтому их мобилизация, очевидно, связана с растворением последней. Увеличение кислотности ускоряет выщелачивание и приводит к более высокой концентрации в растворе. Кроме того, поскольку ионы водорода обладают аномально высокой сорбционной способностью, с повышением кислотности водной среды должно

происходить вытеснение адсорбированных катионов из поглощенного комплекса.

Во вторую группу входят ванадий, марганец, железо, кобальт и никель, характеризующиеся на порядок более высокими значениями k_i в растворе щавелевой кислоты по сравнению с растворами других кислот. Учитывая восстановительные свой-

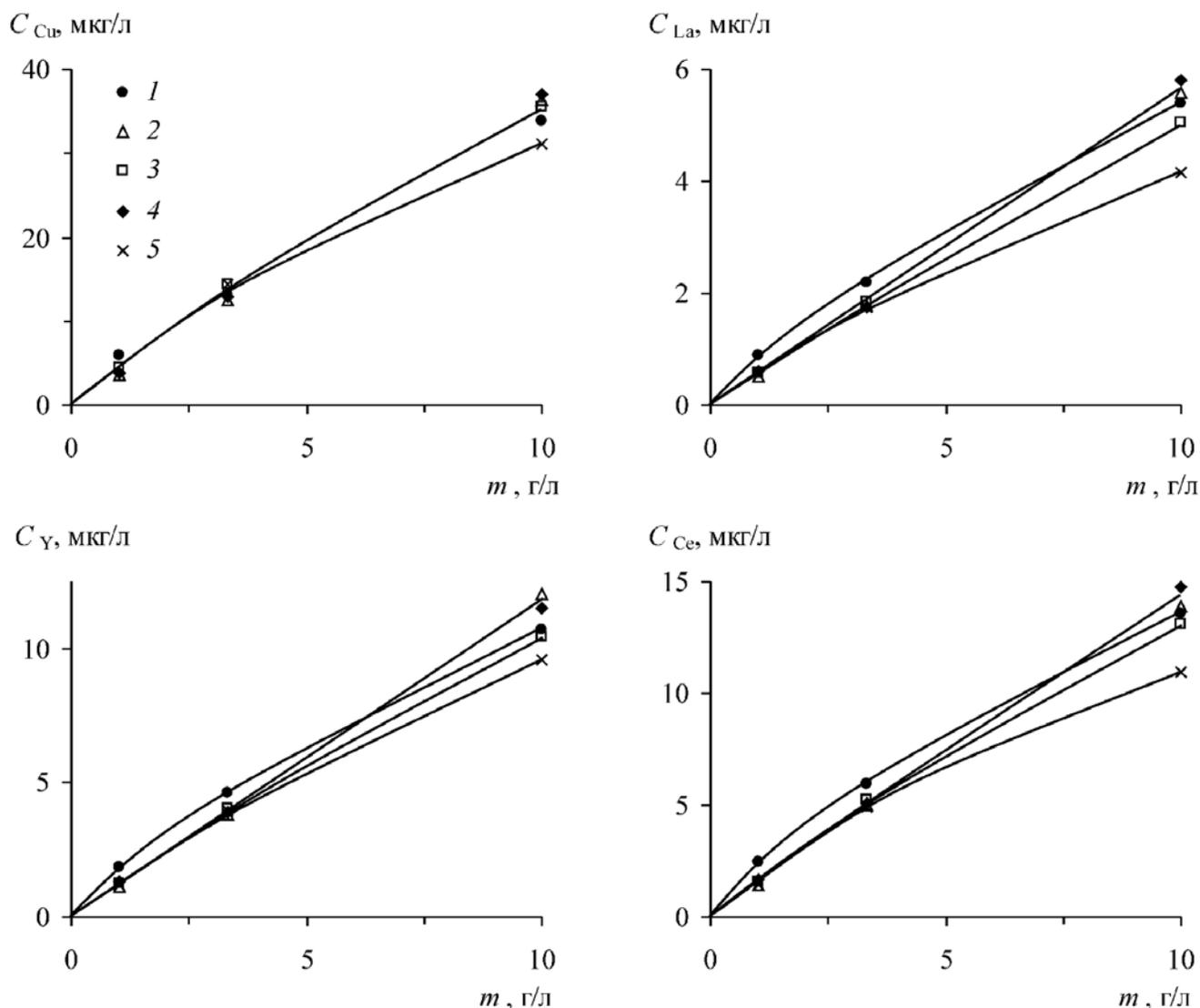


Рис. 3. Изменение концентрации меди, иттрия, лантана и церия в 0,01 М растворах щавелевой (1), салициловой (2), винной (3), лимонной (4) и уксусной (5) кислот с увеличением массы навески вулканического пепла

ства щавелевой кислоты, можно предположить, что микровыделения оксигидроксидов Fe (III) и Mn (IV), которые могут находиться в изучавшемся образце, в ее присутствии восстанавливаются до хорошо растворимых в кислой среде соединений двухвалентных железа и марганца. Поскольку ванадий, кобальт и никель хорошо сорбируются оксигидроксидами Fe (III) и Mn (IV), можно ожидать, что восстановление последних будет сопровождаться переходом в растворенное состояние сорбированных металлов, как это наблюдается в экспериментах.

Третью группу составляют медь, иттрий, лантан и церий, характеризующиеся примерно одинаковыми значениями k_i для разных кислот. Хотя для лантана и церия величина k_i не могла быть рассчитана из-за недостатка сведений об их содержании в образце вулканического пепла, отнесение этих элементов к третьей группе следует из близости линий зависимости значений концентрации в растворе от массы навески, соответствующей

разным кислотам (рис. 3). Причина того, что у элементов этой группы отсутствуют заметные различия эффективности мобилизации для разных кислот, не ясна. Процессы комплексообразования в данном случае большей роли играть не должны, поскольку в экспериментах использовались органические кислоты, сильно различающиеся по комплексообразующей способности. Наблюдаемая картина может иметь место только в том случае, если элемент в твердой фазе находится в форме, которая полностью переходит в раствор вне зависимости от того, образуются или не образуются органические комплексы. Возможно, основная масса элементов третьей группы присутствует в образце пепла в форме микроскопических выделений собственных минеральных фаз, полностью растворимых в слабокислой среде.

Особняком стоит торий, для которого значения k_i в растворах салициловой и уксусной кислот намного ниже, чем в растворах щавелевой, винной и лимонной кислот. Наиболее вероятное

объяснение этого факта связано с различиями комплексообразующей способности органических кислот — устойчивость салицилатных и ацетатных комплексов тория значительно ниже устойчивости оксалатных, тартратных и цитратных комплексов [Лурье, 1989].

Полученные результаты, свидетельствующие о сильной мобилизационной способности органических кислот в отношении микроэлементов, в том числе имеющих важное физиологическое значение для развития растений, согласуются с немногочисленными литературными данными. Так, Е.Н. Пановым [1980] показано, что при растворении микроклина в смеси углекислого аммония, лимонной и винной кислот с концентрацией каждого компонента ~5 мМ при отношении твердой и жидкой фаз 1:50 за месяц в растворенное состояние перешло свыше 30% цинка, меди, серебра, вольфрама, молибдена и олова, от 10 до 20% никеля, кобальта, хрома, скандия и иттрия и <3% титана, бария, свинца, циркония, лантана, ниобия, бериллия и галлия. В работе [Hausrath et al., 2009] с использованием проточного реактора для изучения процесса растворения базальта и гранита в дистиллированной воде и 0,01 М растворе лимонной кислоты установлено, что по сравнению с дистиллированной водой лимонная кислота в $n \cdot 10^2 - n \cdot 10^4$ раз усиливает вынос железа, титана, иттрия, лантана, церия и тория и в $n - n \cdot 10^2$ раз — вынос магния, кальция, стронция, бария, скандия, ванадия, хрома, марганца, никеля, меди, цинка, алюминия, кремния, фосфора, циркония и свинца. И. Гони с соавторами [1973] отмечали, что при обработке небольшой навески зеленокаменной метаморфической породы 0,1 М раствором щавелевой кислоты в течение месяца в раствор перешло 40–70% кобальта, хрома, марганца и ванадия при такой же степени растворения железа (65–70%) и несколько большей — магния (85–90%). Очевидно, что такая высокая степень мобилизации макро- и микроэлементов может наблюдаться только при разрушении кристаллической решетки железомagneзиальных алюмосиликатов, и этот процесс, несомненно, инициируется образованием оксалатных комплексов. На важную роль явлений комплексообразования в гипергенном разрушении алюмосиликатов указывают и данные Л.А. Матвеевой [1974], согласно которым в присутствии органических кислот — комплексообразователей — происходит не только усиление выноса железа и алюминия из алюмосиликатов, но и в 10–50 раз увеличивается переход в растворенное состояние кремнезема.

Из приведенного материала следует, что мобилизация микроэлементов из горных пород под действием органических кислот может иметь различные физико-химические механизмы: 1) разрушение и частичное растворение алюмосиликатной матрицы породообразующих минералов; 2) рас-

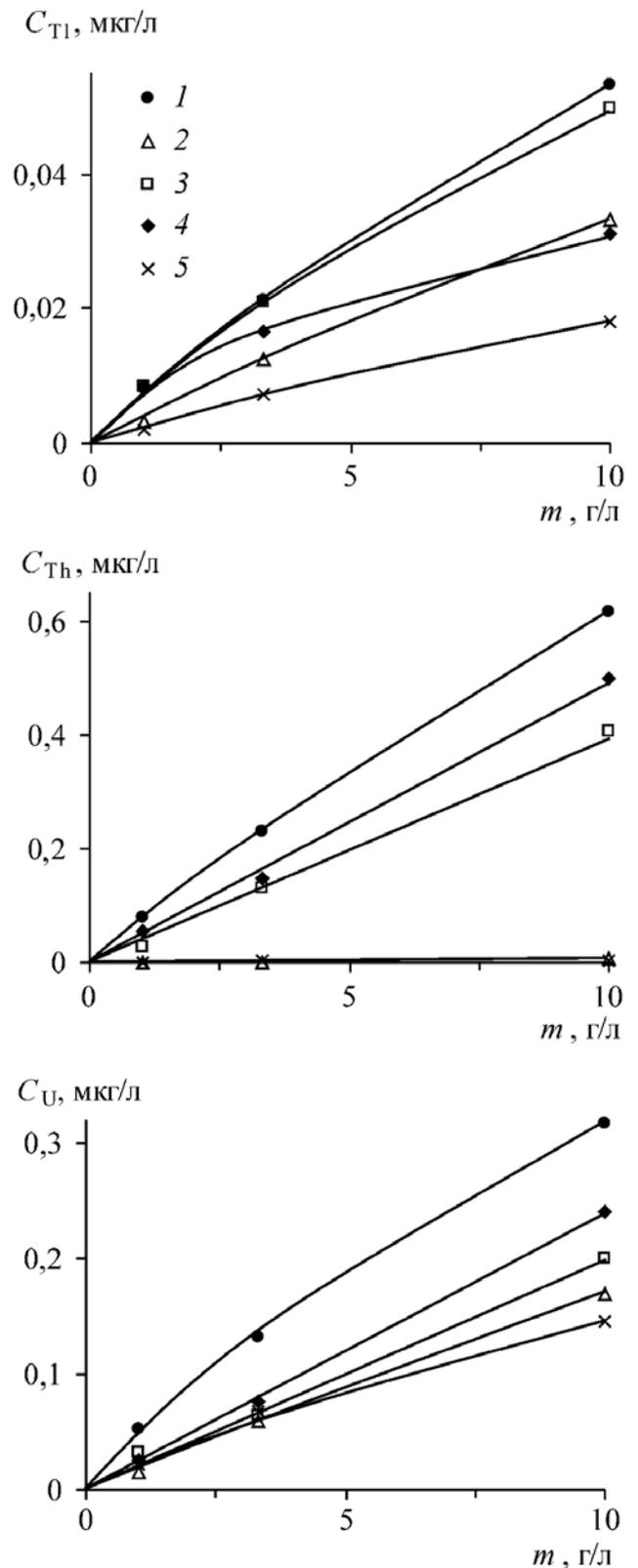


Рис. 4. Изменение концентрации таллия, тория и урана в 0,01 М растворах щавелевой (1), салициловой (2), винной (3), лимонной (4) и уксусной (5) кислот с увеличением массы навески вулканического пепла

творение акцессорных минералов и микроскопических выделений собственных минеральных фаз редких элементов; 3) перевод в растворенное состояние микроэлементов, адсорбированных на поверхности минералов. Мобилизационный эффект органических кислот связан с увеличением кислотности водной среды и образованием прочных органических комплексов как с микроэлементами, так и с основными катионами кристаллической решетки минералов. Все указанные процессы могут протекать и при отсутствии органических кислот, но в этом случае интенсивность мобилизации несравнимо ниже.

Заключение. Воздействие органических кислот на горные породы сопровождается переходом в растворенное состояние микроэлементов, различающихся по химическим и геохимическим свойствам. Мобилизация микроэлементов может происходить

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батурин Г.Н., Зайцева Л.В., Маневич Т.М. Вулканические пеплы исландского и камчатских вулканов // Мат-лы XIX Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». Т. 2. М.: ГЕОС, 2011. С. 204–208.

Гинзбург И.И., Беляцкий В.В., Матвеева Л.А. и др. Разложение минералов органическими кислотами // Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М.: Наука, 1968. С. 18–65.

Гони И., Гугальски Т., Гиймен К. и др. Методы изучения гипергенного изменения минералов и горных пород (использование методов на примере оливина, дунита и некоторых альпийских зеленокаменных пород) // Докл. I Междунар. геохим. конгресса. Т. 4, кн. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1973. С. 229–244.

Лурье Ю.Ю. Справочник по аналитической химии. М.: Химия, 1989.

Матвеева Л.А. Механизм разрушения алюмосиликатных и силикатных минералов // Кора выветривания. Вып. 14. М.: Наука, 1974. С. 227–239.

Матвеева Л.А., Соколова Е.И., Рождественская З.С. Экспериментальное изучение выноса алюминия в зоне гипергенеза. М.: Наука, 1975.

Моисеенко Т.И. Водная экотоксикология: теоретические и прикладные аспекты. М.: Наука, 2009.

Моисеенко Т.И., Кудрявцева Л.П., Гашкина Н.А. Рассеянные элементы в поверхностных водах суши: технофильность, биоаккумуляция и экотоксикология. М.: Наука, 2006.

Панов Е.Н. Поведение элементов-примесей при обработке микроклина раствором органических кислот // Геохимия. 1980. № 10. С. 1568–1572.

в результате протекания нескольких процессов: 1) разрушения и частичного растворения алюмосиликатной матрицы породообразующих минералов; 2) растворения акцессорных минералов и микроскопических выделений собственных минеральных фаз редких элементов; 3) перевода в растворенное состояние микроэлементов, адсорбированных на поверхности минералов.

Органические кислоты, разрушающие горные породы, служат мощным агентом, обеспечивающим вовлечение в биотический круговорот физиологически активных микроэлементов в доступной для биоты форме. Мобилизационный эффект органических кислот связан с увеличением кислотности водной среды и образованием прочных органических комплексов с микроэлементами и основными катионами кристаллической решетки породообразующих алюмосиликатов.

Пономарева В.В., Рагим-Заде А.И. Сравнительное изучение фульвокислот и гуминовых кислот как агентов разложения силикатных минералов // Почвоведение. 1969. № 3. С. 26–36.

Сутурин А.Н., Куликова Н.Н., Сайбаталова Е.В., Озерова Е.Н. Взаимодействие байкальской воды с горными породами литорали, экспериментальные данные // Тр. Всеросс. конф. с участием иностр. ученых «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». Томск: Изд-во НТЛ, 2012. С. 112–114.

Barman A.K., Varadachari C., Ghosh K. Weathering of silicate minerals by organic acids: I. Nature of cation solubilisation // Geoderma. 1992. Vol. 53, N 1. P. 45–63.

Bennett P., Siegel D.I. Increased solubility of quartz in water due to complexing of organic compounds // Nature. 1987. Vol. 326, N 6114. P. 684–686.

Drever J.I., Stillings L.L. The role of organic acids in mineral weathering // Coll. Surf. A. 1997. Vol. 120, N 1–3. P. 167–181.

Hausrath E.M., Neaman A., Brantley S.L. Elemental release from dissolving basalt and granite with and without organic ligands // Amer. J. Sci. 2009. Vol. 309, N 8. P. 633–660.

Huang W.H., Keller W.D. Dissolution of rock-forming silicate minerals in organic acids: Simulated first-stage weathering of fresh mineral surfaces // Amer. Miner. 1970. Vol. 55, N 11–12. P. 2076–2094.

Huang W.H., Keller W.D. Organic acids as agents of chemical weathering of silicate minerals // Nature. Phys. Sci. 1972. Vol. 239, N 96. P. 149–151.

Welch S.A., Ullman W.J. The effect of organic acids on plagioclase dissolution rates and stoichiometry // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1993. Vol. 57, N 12. P. 2725–2736.

Поступила в редакцию
23.03.2017

УДК 624.131

В.А. Королев¹

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА МАСШТАБНОГО ЭФФЕКТА В ДИСПЕРСНЫХ ГРУНТАХ

Рассмотрена теоретическая оценка проявления масштабного эффекта в дисперсных грунтах при инженерно-геологическом изучении различных физических и физико-механических свойств, зависящих от структурной неоднородности грунта. Предложены понятия и новые количественные показатели для оценки проявления масштабного эффекта в дисперсных грунтах по отношению к физическим и физико-механическим свойствам. Разработана классификация структурных неоднородностей в дисперсных грунтах, влияющих на проявление в них масштабного эффекта. Охарактеризован метод анализа масштабного эффекта в дисперсных грунтах на основе принципа суперпозиции. Обоснована теоретическая модель учета масштабного эффекта в дисперсных грунтах при инженерно-геологической оценке различных физических и физико-механических свойств.

Ключевые слова: масштабный эффект, структурная неоднородность, дисперсный грунт, классификация неоднородностей, теоретическая модель масштабного эффекта, принцип суперпозиции, массив грунта.

A theoretical evaluation of the scale effect in dispersed soils is considered in the engineering-geological study of various physical and physical-mechanical properties that depend on the structural inhomogeneity of the soil. Concepts and new quantitative indicators are proposed to evaluate the manifestation of the scale effect in disperse soils in relation to physical and physical-mechanical properties. A classification of structural heterogeneities in disperse soils that affect the scale effect in them has been developed. The method for analyzing the scale effect in dispersed soils is described on the basis of the superposition principle. The theoretical model of registration of the scale effect in disperse soils is substantiated at an engineering-geological evaluation of various physical and physical-mechanical properties.

Key words: scale effect, structural heterogeneity, dispersed soil, classification of heterogeneities, theoretical model of scale effect, superposition principle, soil massif.

Введение. Масштабный эффект (МЭ) в любых грунтах обусловлен наличием в них неоднородностей разного порядка и природы и проявляется при оценке любых свойств, зависящих от этих неоднородностей. Чаще всего при оценке МЭ рассматривают влияние структурных неоднородностей, забывая о том, что МЭ в общем случае совсем не обязательно зависит только от строения грунта.

Изучению МЭ уделяется большое внимание в инженерной геологии, механике грунтов, гидрогеологии, горном деле и многих других научных дисциплинах, тем не менее количественный учет этого эффекта еще не достаточно разработан. Кроме того, подавляющее большинство работ по оценке МЭ выполнено применительно к скальным грунтам [Ильницкая, 1972; Койфман, 1962, 1963; Литвинский, 2009, 2012; Фролова и др., 2012; Чирков, 1965; Шашенко и др., 2004], тогда как работ, в которых этот эффект анализируется в дисперсных грунтах, много меньше [Дашко, 2000; Жукова, 2012; Широков и др., 2014]. Между тем в дисперсных грунтах проявление этого эффекта имеет специфические особенности, отсутствующие

для скальных грунтов и часто остающиеся без внимания исследователей и изыскателей.

Учет МЭ необходим при переходе от испытания грунтов в образце к массиву, что делает его важным элементом методики инженерно-геологических изысканий, о чем не раз писали многие ученые [Бондарик, 1971; Боровко, 1971; Рац, 1968, 1973]. Однако эта методика еще далека от завершения. Анализ этих вопросов в дисперсных грунтах и посвящена статья.

Понятие «масштабный эффект» и его показатели. Первоначально и чаще всего масштабным эффектом называли изменение среднего значения прочности тела в зависимости от размера испытываемых образцов. Это понятие вошло в геологию из работ по статистической теории хрупкого разрушения материалов. Поэтому не удивительно, что первоначально этот эффект широко изучался лишь в скальных горных породах, в том числе в углях, для которых характерно упруго-хрупкое разрушение.

Так, например, изучением МЭ в скальных горных породах занимались З.А. Ацагорцян, Л.И. Барон, Я.А. Бич, Ф.П. Бублик, Н.П. Гришкова,

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

Е.И. Ильницкая [Ильницкая, 1972], М.И. Койфман [Койфман, 1962, 1963], С.В. Кужель, Г.Н. Кузнецов, В.М. Курбатов, Г.Г. Литвинский [Литвинский, 2009, 2012], Б.В. Матвеев, И.Г. Меликидзе, М.М. Протодяконов, М.В. Рац [Рац, 1968, 1973], Е.А. Сдвижкова, Г.Л. Фисенко, Ю.В. Фролова [Фролова и др., 2012], С.Е. Чирков [Чирков, 1965], Н.А. Шапошников, А.Н. Шашенко [Шашенко и др., 2004], Л.В. Шаумян, Я.И. Шпигельбурд и многие другие.

Одними из первых проявление МЭ на образцах диабазов разного размера в 1928 г. исследовали Н.А. Шапошников и Б.В. Залесский. Обобщение работ по изучению этого эффекта выполнил в 1962–1963 гг. М.И. Койфман [Койфман, 1962, 1963], а затем А.Н. Шашенко [Шашенко и др., 2004]. К настоящему времени установлено, что в скальных грунтах существует МЭ по крайней мере двух типов — *объемного* и *поверхностного*, проявляющихся одновременно [Фролова и др., 2012]. Первый эффект обусловлен наличием структурных дефектов в объеме грунта, и если вероятность их нахождения возрастает с увеличением анализируемого объема грунта, то прочность грунта будет снижаться вследствие этого объемного эффекта. Второй эффект обусловлен наличием дефектов на поверхности образцов, возникающих при их обработке (выбурировании керна и т.п.), поэтому с увеличением размеров образцов доля поверхностных дефектов будет снижаться, вследствие чего прочность испытываемых образцов будет расти. Таким образом, поверхностный МЭ носит методический характер, и при полевых испытаниях больших объемов грунтов его можно не учитывать, тогда как объемный МЭ необходимо учитывать во всех случаях, когда размеры зоны влияния сооружения превышают размеры образца. Соотношение этих двух эффектов надо учитывать и при лабораторных испытаниях образцов разных размера и формы. При сравнении лабораторных и полевых испытаний и переходе от образца к массиву необходимо учитывать объемный МЭ.

Проявление МЭ трактуется и с позиций математической статистики. Так, например, М.В. Рац [Рац, 1968, 1973] выделил три проявления масштабных эффектов разного рода: МЭ I рода — изменение математического ожидания величины L в зависимости от числа элементов микронеоднородности (n) в пределах определяющей области эксперимента; МЭ II рода — изменение дисперсии L в зависимости от n ; МЭ III рода — изменение асимметрии распределения L в зависимости от n , где L — функция совокупности значений оцениваемого признака на всех n элементах неоднородности. Это основной подход при отборе образцов и обосновании инженерно-геологического опро-

бования грунтов в ходе инженерно-геологических изысканий [Рац, 1973].

Изучению МЭ в дисперсных грунтах посвящено значительно меньше работ [Гольдштейн, 1973; Дашко, 2000; Жукова, 2012; Широков и др., 2014]. Так, Р.Э. Дашко [2000] при исследовании МЭ в нижнекембрийских синих глинах была установлена зависимость прочности на одноосное сжатие глин (R) от площади образца (S) в виде

$$R = R_{\max} \exp[k(S_{\min}/S_{\max}) - 1],$$

где R_{\max} — максимальная прочность образца; S_{\min} и S_{\max} — минимальная и максимальная площадь образцов соответственно; k — эмпирический коэффициент, равный 0,98. В литифицированных глинах, к которым относятся и кембрийские глины, МЭ проявляется аналогично тому, как он проявляется в скальных грунтах, в основном как фактор снижения прочности и увеличения деформируемости за счет повышения плотности дефектов² (типа трещиноватости) в единице объема грунта с увеличением объема испытываемых образцов.

Подавляющее большинство авторов рассматривают объемный МЭ только как причину снижения прочности грунтов при увеличении испытываемого объема. Для скальных грунтов, в которых объемный МЭ обусловлен в основном трещинами и аналогичными дефектами ослабления, это действительно так. Однако для дисперсных грунтов объемный МЭ может проявляться и в противоположном отношении, когда с увеличением объема испытываемого грунта повышается его прочность. Это происходит в таких дисперсных грунтах, которые содержат в основной матрице включения или иные структурные неоднородности, имеющие большие прочность и плотность. Типичный пример этого типа грунтов — ледниковые моренные суглинки с включениями гравия и (или) валунов: чем больше относительный объем этих включений в объеме суглинистой матрицы, тем больше прочность и меньше деформируемость грунта в массиве.

Для количественной характеристики МЭ в грунтах используют различные показатели, в частности *коэффициент структурного ослабления массива* k_c , равный отношению прочности в массиве к прочности в образце [Литвинский, 2009, 2012; Шашенко и др., 2004]. Но с более общих позиций, учитывая, что МЭ проявляется не только в снижении прочности, правильнее ввести *коэффициент структурного изменения массива* k_c , равный отношению какого-либо оцениваемого параметра грунта в массиве (P_M) к этому же параметру в образце (P_0) стандартного размера и зависящий от структурных неоднородностей грунта различного типа:

² Плотность дефектов — k_d — концентрация дефектов (трещин, пустот и т.п.) в единице объема грунта, равная отношению объема дефектов (V_d) к объему грунта (V): $k_d = V_d / V$.

$$k_c = \Pi_M / \Pi_0. \quad (1)$$

При $k_c < 1$ происходит уменьшение оцениваемого параметра или ослабление массива с ростом испытываемого объема, величину k_c в этом случае можно назвать *коэффициентом структурного ослабления массива*, а при $k_c > 1$ — происходит увеличение оцениваемого параметра и нарастание прочности, в этом случае величину k_c следует называть *коэффициентом структурного упрочнения массива*.

Наряду с величиной k_c для оценки МЭ используют также понятие «*масштабный фактор*» ($M_{\Phi(св)}$) — параметр, учитывающий влияние изменения объемов испытываемых грунтов на данное свойство ($\Pi_{св}$) и определяемого соотношениями

$$M_{\Phi(св)} = d\Pi_{св}/dl \text{ или } M_{\Phi(св)}' = d\Pi_{св}/dV, \quad (2)$$

где l — характерный линейный размер испытываемого грунта; V — характерный объем испытываемого грунта.

Так, например, для прочности грунта масштабный фактор находят из соотношения (2) по формуле (рис. 1):

$$M_{\Phi(\sigma)} = d\sigma/dl, \quad (3)$$

где σ — любой показатель прочности (или деформируемости) грунта; l — характерный размер испытываемого грунта. При структурном ослаблении (рис. 1, в) прочность образца (σ_0) нелинейно уменьшается до величины прочности в массиве (σ_m) при увеличении размера (l) испытываемого образца от стандартного линейного размера (l_s). При структурном упрочнении (рис. 1, а), напротив, прочность образца (σ_0) нелинейно возрастает до величины прочности в массиве (σ_m) при увеличении размера (l) испытываемого образца. При отсутствии масштабного фактора прочность образца (σ_0) не зависит от l (рис. 1, б).

В соответствии с этим, например, для прочности на одноосное сжатие R —масштабный фактор, определяемый по формуле (2), следует обозначать как $M_{\Phi(R)}$, для угла внутреннего трения — $M_{\Phi(\phi)}$, для сцепления — $M_{\Phi(c)}$; для модуля деформации — $M_{\Phi(E)}$; для относительной просадочности — $M_{\Phi(e)}$; для плотности — $M_{\Phi(\rho)}$; для пористости — $M_{\Phi(n)}$; для коэффициента фильтрации — $M_{\Phi(Kф)}$ и т.п.

В общем виде масштабный фактор $M_{\Phi(св)}$ при оценке какого-либо свойства характеризуется функцией зависимости показателя этого свойства ($\Pi_{св}$) от характерного линейного размера (l) или объема (V) испытываемого образца:

$$\Pi_{св} = f(l) \text{ или } \Pi_{св} = f(V). \quad (4)$$

Таким образом, масштабный фактор (M_{Φ}) — переменная величина, которая зависит от l (или от V); при $M_{\Phi} > 1$ наблюдается увеличение оцениваемого показателя грунта с ростом размеров испытываемых образцов; при $M_{\Phi} < 1$ происходит

уменьшение оцениваемого показателя грунта с ростом размеров испытываемых образцов; при $M_{\Phi} = 1$ масштабный фактор отсутствует.

В случае оценки прочности, когда $\Pi_{св} = \sigma$, при $l \rightarrow l_s$ и $l \rightarrow \infty$ имеем (рис. 1):

$$\begin{aligned} \lim_{l \rightarrow l_s} f(l) &= \sigma_0, \\ \lim_{l \rightarrow \infty} f(l) &= \sigma_m, \end{aligned} \quad (5)$$

где σ_m и σ_0 — любой показатель прочности грунта в массиве и стандартном образце соответственно; l_s — характерный размер стандартного образца.

Следовательно, установив вид функции для масштабного фактора прочности $\sigma = f(l)$, можно найти коэффициент структурного изменения грунтового массива k_c :

$$k_c = \sigma_m / \sigma_0. \quad (6)$$

Поскольку МЭ проявляется не только для прочности, но и для всех других физико-механических (деформационных, реологических, динамических), а также для всех физических свойств грунта (плотностных, теплофизических, фильтрационных, электрических и т.п.), то в каждом конкретном случае необходимо оговаривать, какой при этом определяется коэффициент структурного изменения, а также масштабный фактор. С практической точки зрения оценка величины k_c полезнее, чем M_{Φ} , так как позволяет перейти от испытаний стандартного образца к массиву.

В дисперсных грунтах МЭ может быть обусловлен не только структурными неоднородностями, которые характеризуются наличием определенной масштабной иерархии (см. ниже), но и иными неоднородностями (которые можно назвать *вещественными* и *энергетическими*), также

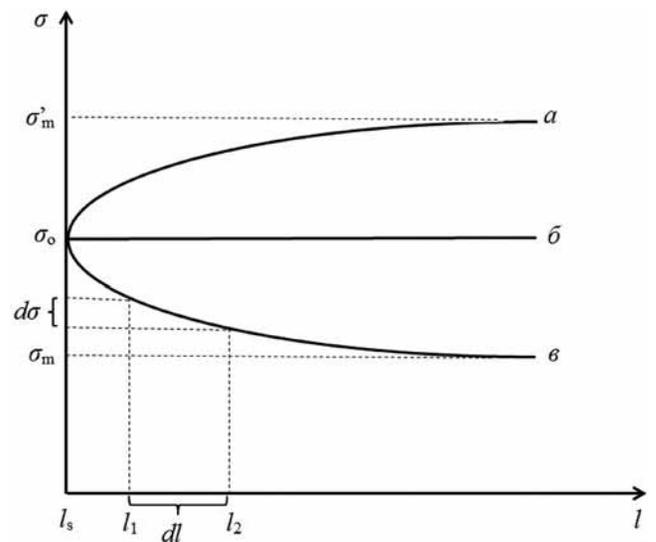


Рис.1. Схема оценки масштабного фактора в грунтах с упрочнением (а), его отсутствием (б) и ослаблением (в) при увеличении размера (l) испытываемого образца начиная от стандартного (l_s)

влияющими на оценку показателей физических и физико-механических свойств грунтов.

К вещественным неоднородностям, например, можно отнести неоднородности плотности–пористости грунта, влажности, неоднородности содержания газообразных и биотических компонентов и т.п.; к энергетическим — неоднородности гидрофизических, тепловых, электромагнитных и иных полей, включая энергетическую неоднородность различных видов воды в дисперсных грунтах. Иллюстрацией проявления МЭ за счет неоднородности плотности служат данные С.П. Абрамова и М.В. Раца [Рац, 1973] для глинистых грунтов. Проявление МЭ при фильтрации в грунтах рассматривали Е.С. Дзекцер, Э.Л. Лейбин, М.В. Рац [Рац, 1968, 1973], Е.И. Сёмин, С.Н. Чернышев, Л.С. Язвин и др.

Эти факторы не характерны для скальных грунтов, но в дисперсных грунтах могут действовать одновременно и сложным образом влиять на проявление МЭ в конкретном грунтовом массиве. Часть факторов может усиливать проявление МЭ, а часть, напротив, его ослаблять. Из этого следует, что масштабный эффект является фундаментальным свойством любых грунтов, отражающим и обусловленным их пространственной неоднородностью, как структурной, так и вещественно-энергетической.

Это утверждение следует из закона пространственной неоднородности грунтов, согласно которому «грунты на разных масштабных (иерархических) уровнях от минералов до грунтовых массивов характеризуются случайной или закономерной пространственной неоднородностью их состава, структуры и свойств, что обусловлено случайными или закономерными изменениями пространственных условий их формирования» [Королев, Трофимов, 2016, с. 185].

Таким образом, все виды неоднородностей, и структурные, и вещественно-энергетические, одновременно проявляющиеся на разных масштабных уровнях от образца до грунтового массива, будут в той или иной степени обуславливать проявление

МЭ. Этот факт — существенная отличительная особенность проявления МЭ в дисперсных грунтах по сравнению со скальными грунтами. Ниже рассмотрим модели и теоретическую оценку МЭ в дисперсных грунтах лишь с учетом структурной неоднородности применительно к определению параметров физико-механических свойств грунтовых массивов. Для этого сначала рассмотрим структурные неоднородности.

Типы структурных неоднородностей в дисперсных грунтах как основа проявления масштабного эффекта. Дисперсные грунты, в отличие от скальных, необходимо рассматривать с позиций теории дискретной среды, учитывающей взаимодействия между отдельными структурными элементами, их распределение по размеру, форме и иным параметрам. Типы структурно-вещественных неоднородностей в дисперсных грунтах, обуславливающие в них МЭ, не менее, а возможно, намного более многочисленны, чем в скальных грунтах. При этом структурные неоднородности, как правило, взаимосвязаны с вещественными или химико-минеральными, неоднородностями в силу определенной морфологической обусловленности частиц минералов и обломков дисперсных пород, как было показано в работах М.С. Швецова, Н.М. Страхова [Страхов, 1960] и многих других литологов. Структурные неоднородности в дисперсных грунтах, согласно М.В. Рацу [Рац, 1973], могут быть обусловлены: 1) пространственной изменчивостью пород (модель тренда); 2) процессами осадконакопления (модель флиша); 3) уплотнением пород с глубиной; 4) «возмущением», вызванным геологическими (тектоника, гипергенез и т.п.) и иными процессами (техногенез).

Рассмотрим систематизацию структурных неоднородностей в дисперсных грунтах, построенную с учетом основных морфологических признаков (рис. 2). Структурные неоднородности необходимо подразделять по иерархическому уровню, или характерному размеру (по М.С. Швецову, Е.М. Сергееву и многим другим), на три класса: микро-, мезо- и макронеоднородности. Их ха-

Иерархический уровень	Схема Характерный размер, см	Структурная неоднородность, обусловленная						
		слоистостью			включениями		пустотностью	
		прямой	косой	сложной	меньшей плотности	большей плотности	поровой	трещинной
	1	2	3	4	5	6	7	
I. Микроуровень	<0,1	прямая микрослоистая I-1	косая микрослоистая I-2	сложная микрослоистая I-3	микро-разуплотняющая I-4	микро-уплотняющая I-5	микро-порозовая I-6	микро-трещинная I-7
II. Мезоуровень	0,1–10	прямая мезослоистая II-1	косая мезослоистая II-2	сложная мезослоистая II-3	мезо-разуплотняющая II-4	мезо-уплотняющая II-5	мезо-порозовая II-6	мезо-трещинная II-7
III. Макроуровень	>10	прямая макрослоистая III-1	косая макрослоистая III-2	сложная макрослоистая III-3	макро-разуплотняющая III-4	макро-уплотняющая III-5	макро-порозовая III-6	макро-трещинная III-7

Рис. 2. Классификация структурных неоднородностей в дисперсных грунтах

рактальные размеры отличаются у разных авторов. Согласно работе [Рац, 1973], выделяется 5 уровней или порядков неоднородностей от IV уровня (кристалла) до нулевого (региональная изменчивость). В известной диаграмме неоднородностей горных пород в массиве М.В. Рац [Рац, 1973] рассматривает 4 уровня неоднородностей (от IV до I): IV — ультранеоднородность (кристалла) размером 10^{-6} – 10^{-3} см; III — микронеоднородность (образца) размером 10^{-3} – 10^0 см; II — макронеоднородность (с учетом прослоев и т.п.) размером 10^0 – 10^3 см; I — макронеоднородность (массива) размером $>10^3$ см. Он также рассматривал четыре признака (или критерия) выделения неоднородностей: 1) по размеру элементов (порядки IV–I); 2) по отношению размера элемента неоднородности к размеру определяющей области эксперимента (макро-, микро- и ультранеоднородность); 3) по отношению размера элемента макронеоднородности к величине шага опробования; 4) по относительному размеру элементов макронеоднородности.

Автор статьи предлагает выделять нижеследующие структурные неоднородности трех уровней, различающихся по иерархии и характерному размеру (рис. 2).

I. *Микроуровень*. Микронеоднородности (размер $<0,1$ см), проявляющиеся в малых образцах грунта размером <1 см и анализируемые при специальных (главным образом микроструктурных) исследованиях. При необходимости в специальных исследованиях могут выделяться и более детальные ультранеоднородности (размер $<1 \cdot 10^{-3}$ см).

II. *Мезоуровень*. Мезонеоднородности (размер 0,1–10 см), видимые невооруженным глазом и проявляющиеся в образцах грунта размером 10–20 см (монолиты и образцы из них).

III. *Макроуровень*. Макронеоднородности (размер >10 см), проявляющиеся в грунтовом массиве с характерным размером $>0,2$ м.

На каждом уровне (рис. 2) структурные неоднородности затем подразделяются по морфологическим признакам. Так, например, выделяются структурные неоднородности, обусловленные: 1) слоистостью разной морфологии (модель «флиша» по М.В. Рацу [Рац, 1973]); 2) включениями и линзами различной морфологии, размера, состава, физических и физико-механических свойств; 3) пустотностью разного вида — поровой или трещинной (рис. 2). Все указанные типы структурных неоднородностей будут искажать и изменять в ту или иную сторону как физические, так и физико-механические свойства грунта.

Структурная неоднородность, обусловленная слоистостью, в дисперсных грунтах выражается чередованием горизонтальных (или субгоризонтальных) прямых (тип 1), косых (тип 2) или волнистых (сложной формы) (тип 3) слоев, отличающихся составом и (или) свойствами — прежде всего плотностью и прочностью. Она может проявляться на

разных иерархических уровнях — от I до III. В зависимости от состава и строения чередующихся слоев, а также их мощности прочность грунта в целом будет либо возрастать (при наличии более прочных слоев), либо уменьшаться (при наличии менее прочных слоев) по сравнению с прочностью грунта основной матрицы

Структурная неоднородность в дисперсных грунтах, обусловленная включениями или линзами, выражается в наличии в основной грунтовой матрице включений, линз и т.п. образований, плотность (и прочность) которых может быть как меньше (тип 4), так и больше (тип 5), чем у основной матрицы. В дисперсных грунтах неоднородности типа (4) часто обусловлены включениями и (или) линзами, выполненными дисперсными грунтами меньшей плотности или меньшей прочности. Их наличие будет понижать прочность грунта в целом и увеличивать его деформируемость. Наличие же в песчано-глинистых грунтах включений крупных обломков скальных пород, напротив, будет повышать прочность и снижать деформируемость грунта в целом.

Структурная неоднородность в дисперсных грунтах, обусловленная пустотностью, выражается в наличии пористости (тип 6) или трещиноватости (тип 7). Неоднородность пористости может быть обусловлена присутствием в грунте пор разных размеров и морфологии, как, например, в лёссовых грунтах, для которых одновременно характерна микро- и макропористость. Их сочетание в разных лёссах может отличаться и количественно описывается функцией распределения пор по классам и размерам. Неоднородность трещиноватости обусловлена присутствием в грунте трещин разного размера, ориентировки и морфологии. Она будет снижать прочностные и увеличивать деформационные характеристики грунта. Наличие же неоднородности за счет залеченных трещин, напротив, будет повышать прочностные и снижать деформационные характеристики и зависеть от свойств заполнителя.

Взаимное сочетание структурных неоднородностей разного иерархического уровня и выделенных по морфологическим признакам дает множество видов структурных неоднородностей, наименование которых (двойная нумерация) и схема строения указаны на рис. 2. Очевидно, что указанными здесь структурными неоднородностями не ограничивается все возможное их многообразие в дисперсных грунтах. Например, наложение неоднородностей включений (типы 4 и 5) на слоистые типы неоднородностей (типы 1–3) дает еще одно множество неоднородностей и т.д. Однако указанные на рис. 2 основные виды структурных неоднородностей наиболее распространены в дисперсных грунтах, их можно рассматривать как базовые при решении инженерно-геологических задач моделирования МЭ в таких грунтах.

Количественная оценка структурных неоднородностей в дисперсных грунтах может быть дана с помощью ряда параметров. Основной из них — *поврежденность структуры* (ω) грунтового массива по отношению к структуре исходной вмещающей матрицы грунта.

Понятие «поврежденность структуры грунта» использовали многие инженер-геологи, в том числе С.С. Вялов, Г.К. Бондарик и др., правда, в ином аспекте: при оценке изменения структуры грунта в процессе его деформирования и разрушения. В этом случае поврежденность грунта определялась ими как отношение площади дефектов (S_d), образующихся при деформировании, к площади грунта в определенном анализируемом сечении (S):

$$\omega = S_d/S. \quad (7)$$

Для целей анализа МЭ вместо показателя «поврежденность структуры» правильнее ввести *показатель двумерной структурной неоднородности* грунта (ω_s), который для сечения (плоская задача) рассчитывается по формуле

$$\omega_s = S_H/S, \quad (8)$$

где S_H — площадь сечения, занятая структурными неоднородностями; S — общая площадь сечения.

Обоснованнее использовать *показатель объемной структурной неоднородности* грунта (ω_V), учитывающий неоднородности в трехмерном пространстве, который определяется формулой

$$\omega_V = V_H/V, \quad (9)$$

где V_H — объем структурных неоднородностей в грунте; V — объем грунта. Таким образом, величина ω_V характеризует плотность или концентрирование структурных неоднородностей в единице объема грунта и близка к рассмотренному выше показателю плотности дефектов (k_d). Если дефекты структуры обусловлены структурными неоднородностями, то величины ω_V и k_d совпадают. Из изложенного выше следует, что в общем случае коэффициент структурного изменения массива зависит от структурной неоднородности, т.е. $k_c = f(\omega_V)$.

Наряду с показателями ω_s и ω_V можно использовать и сопряженные с ними параметры — *показатели однородности грунта* (ψ), рассчитываемые для двумерной (ψ_s) и трехмерной (ψ_V) оценки по формулам

$$\psi_s = 1 - \omega_s \text{ и } \psi_V = 1 - \omega_V, \quad (10)$$

где ψ_s , ψ_V — показатели двумерной и объемной структурной однородности грунта соответственно.

Исходя из вышеизложенного с помощью коэффициента структурного изменения (k_c) можно оценить изменение какого-либо свойства грунта при переходе от образца к массиву. Например, пе-

реход от прочности образца дисперсного грунта к прочности массива осуществляется по формулам

$$C_M = C_0 \cdot k_{c(C)}, \quad \varphi_M = \varphi_0 \cdot k_{c(\varphi)}, \quad (11)$$

где C_M и C_0 — удельное сцепление грунта в массиве и в образце соответственно; φ_M и φ_0 — угол внутреннего трения грунта в массиве и в образце соответственно; $k_{c(C)}$ и $k_{c(\varphi)}$ — коэффициенты структурного изменения в массиве сцепления и угла внутреннего трения соответственно.

Аналогично при оценке, например, деформационных свойств дисперсного грунта переход от модуля деформации образца (E_0) к модулю деформации массива (E_M) осуществляется по формуле

$$E_M = E_0 \cdot k_{c(E)}, \quad (12)$$

где $k_{c(E)}$ — коэффициент структурного изменения в массиве модуля деформации.

Из уравнений (1,11,12) следует, что для учета МЭ необходимо знать коэффициент структурного изменения k_c . Он может быть найден несколькими путями: 1) расчетом по формуле (1) при известных величинах параметров свойств P_M и P_0 в массиве и образце; 2) расчетом по уравнениям (5, 6) при известной функции $P_{cb} = f(l)$; 3) расчетом на основе теоретической оценки структурной неоднородности массива, поскольку, как показано выше, $k_c = f(\omega_V)$; 4) определением структурной неоднородности массива независимыми прямыми методами, например геофизическими. Из этих четырех путей первые два опираются на экспериментальные данные, четвертый используется традиционно и тоже экспериментальный. Поэтому представляет интерес третий вариант, основанный на теоретической оценке или обосновании математической модели, который и реализуется ниже.

Исходя из вышеизложенного проблема оценки МЭ в дисперсных грунтах путем теоретического моделирования сводится к решению двух взаимосвязанных задач:

а) оценка структурной неоднородности массива на разных масштабных уровнях с помощью величин ω_s или ω_V и выявление вида функции $k_c = f(\omega_s)$ или $k_c = f(\omega_V)$;

б) нахождение показателей различных физико-механических свойств массива $P_{cb(M)}$ с заданной структурной неоднородностью из соотношения $P_{cb(M)} = P_{cb(0)} \cdot k_{c(cb)}$, где $P_{cb(0)}$ — показатель свойства в образце; $k_{c(cb)}$ — коэффициент структурного изменения в массиве этого свойства.

Описание масштабного эффекта на основе принципа суперпозиции. Дисперсные грунты относятся к системам, в которых соблюдается условие пропорциональности между действующими внешними силами и деформациями, которые они вызывают. Поэтому к ним применим принцип суперпозиции — принцип независимости действия сил. Согласно этому принципу считается,

что внутренние усилия, возникающие в грунте, и соответствующие им деформации не зависят от порядка приложения внешних сил: если к системе приложено несколько сил, то можно определить внутренние усилия от каждой силы в отдельности, а затем результат действия всех сил получить как сумму действия каждой силы. В более общей формулировке принцип суперпозиции — допущение, согласно которому если составляющие сложного процесса воздействия взаимно не влияют друг на друга, то результирующий эффект будет представлять собой сумму эффектов, вызываемых каждым воздействием в отдельности [Литвинский, 2009, 2012].

Рассмотрим плоский квадратный элемент грунта (двумерная задача) мощностью и шириной (l), характеризующийся структурной неоднородностью типа 1 (рис. 2), в котором в однородной матрице (m) присутствуют горизонтальные прослои (n_i) различной мощности (a_i), выступающие как структурные неоднородности (рис. 3). Расстояние между прослоями (b_i) так же разное. Поскольку в данном случае параметры прослоев меняются лишь по глубине, то задача сводится к линейной.

Применим принцип суперпозиции к оценке измененности этого элемента грунта за счет наличия горизонтальных прослоев. Будем считать, что плотность грунтовой матрицы (ρ_m) этого элемента больше плотности прослоев (ρ_n), $\rho_m > \rho_n$, т.е. прослои оказывают разуплотняющее действие. Тогда измененность выделенного элемента грунта за счет этих прослоев, оцениваемая показателем двумерной структурной неоднородности грунта (ω_s) по формуле (8), будет равна

$$\omega_s = \frac{S_H}{S} = \frac{\sum_{n=1}^i a_i}{l}. \quad (13)$$

Для этого же элемента найдем коэффициент структурного изменения плотности, определяемый

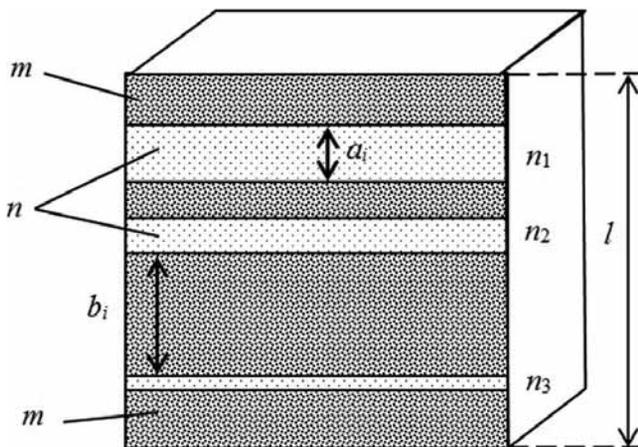


Рис. 3. Схема проявления масштабного эффекта в дисперсном грунте со структурной неоднородностью, обусловленной горизонтальными прослоями: m — матрица, n — прослой

по формуле (1). В нашем случае плотность выделенного элемента с неоднородностями $\Pi_M = \rho_M$ определяется, как плотность смеси двух грунтов с плотностью ρ_m и ρ_n , и будет равна $\rho_M = \rho_m - (\rho_n \cdot \omega_s)$. Тогда коэффициент структурного изменения плотности $k_{c(\rho)}$ выделенного элемента грунта будет равен

$$k_{c(\rho)} = \frac{\Pi_M}{\Pi_0} = \frac{\rho_M}{\rho_m} = \frac{\rho_m - \rho_n \omega_s}{\rho_m} = 1 - \omega_s \left(\frac{\rho_n}{\rho_m} \right). \quad (14)$$

График зависимости $k_{c(\rho)}$ от показателя структурной неоднородности ω_s грунта при различных значениях отношения плотностей слоистых неоднородностей и грунтовой матрицы (ρ_n/ρ_m) для рассматриваемого элемента будет линейным (рис. 4). Здесь линия 7 отражает крайнее значение коэффициента $k_{c(\rho)} = 1$ в отсутствии неоднородностей (т.е. когда отношение плотностей ρ_n/ρ_m равно единице и строение элемента однородно). С увеличением структурной неоднородности ω_s коэффициент структурного изменения плотности $k_{c(\rho)}$ линейно снижается тем в большей степени, чем значительнее уменьшается отношение плотностей ρ_n/ρ_m .

Эта зависимость получена для выделенного элемента одного масштабного уровня грунта, но неоднородность, обусловленная слоистостью и показанная на рис. 4, может иметь место на разных масштабных уровнях согласно рис. 2. Ее описание на каждом масштабном уровне, рассматриваемое ниже, будет аналогично вышеописанному. Важно, однако, учесть все возможные масштабные или иерархические уровни анализируемого грунтового массива. Для этого необходимо ввести параметры, оценивающие размеры и неоднородностей, и массива на разных иерархических уровнях.

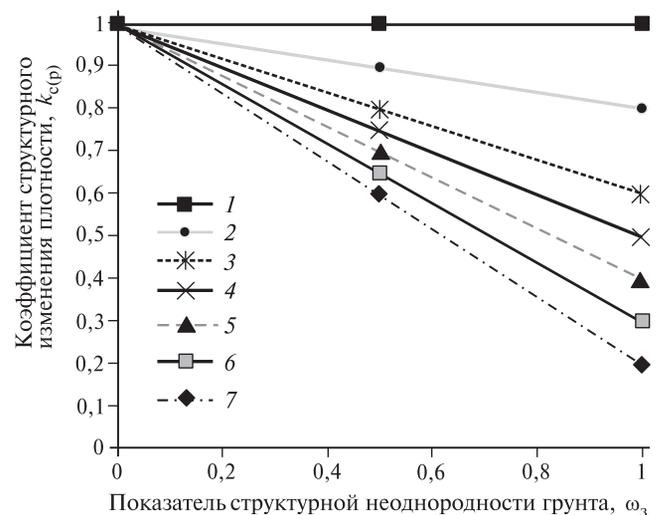


Рис. 4. Зависимость коэффициента структурного изменения плотности $k_{c(\rho)}$ от показателя структурной неоднородности (ω_s) грунта при различном соотношении значений плотности (ρ_n/ρ_m): 1 — 0,2; 2 — 0,3; 3 — 0,4; 4 — 0,5; 5 — 0,6; 6 — 0,8; 7 — 1,0

Теоретическая модель учета масштабного эффекта в массиве. Рассмотренное выше описание структурных неоднородностей с горизонтальными прослоями учитывало неоднородности в пределах элемента одного масштабного уровня (рис. 3). Для этого уровня была получена зависимость коэффициента структурного изменения плотности $k_{c(p)}$ от показателя структурной неоднородности грунта ω_s . Если же в грунтовом массиве проявляется МЭ, то в массиве должны существовать аналогичные структурные неоднородности другого иерархического уровня.

Рассмотрим схему грунтового массива со слоистыми структурными неоднородностями ω (или, соответственно, с однородностями $\psi=1/\omega$), проявляющимися на трех иерархических уровнях (I–III). Для этого выделим в объеме массива с координатами x, y и глубиной z кубический элемент со стороной l_1 , в котором имеются слоистые неоднородности n_1, n_2, \dots, n_p , расстояние между которыми равно $b_i < l_1$ (рис. 5). Их описание на этом первом уровне (I) будет аналогично рассмотренному выше (рис. 3, 4). Они проявляются во всем объеме рассматриваемого грунтового массива со сторонами $l_3 > l_1$. Зависимость структурной однородности $\psi_{(i)}$ (для ψ_s или ψ_p) грунта от размера образца (l) для I масштабного уровня показана на рис. 6 (линия $\psi_{(I)}$). Здесь постоянство $\psi_{(I)}$ при $l > l_1$ объясняется проявлением одинакового уровня однородности во всем объеме грунтового массива.

На следующем иерархическом уровне (II) начинают проявляться структурные неоднородности большего порядка, расстояние между которыми лежит в пределах $l_1 < b_i < l_2$. Их описание также может быть дано аналогично рассмотренному выше для I уровня, а график зависимости структурной однородности $\psi_{(II)}$ грунта на II иерархическом уровне от размера образца (l) показан на рис. 6 (линия $\psi_{(II)}$). Постоянство $\psi_{(II)}$ при $l > l_2$ также объясняется

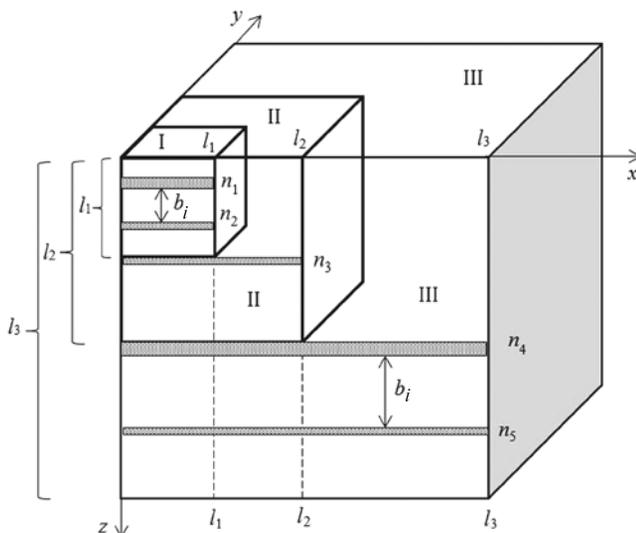


Рис. 5. Схема взаимосвязи иерархических уровней грунтового массива

проявлением одинакового уровня однородности во всем объеме рассматриваемого грунтового массива.

Аналогичным образом на следующем III иерархическом уровне начинают проявляться структурные неоднородности еще большего порядка, расстояние между которыми лежит в пределах $l_1 < b_i < l_3$. Их количественное описание также может быть сделано, как было рассмотрено выше для I или II уровней, а график зависимости структурной однородности $\psi_{(III)}$ грунта на этом III иерархическом уровне от размера выделяемого элемента грунта (l) показан на рис. 6 (линия $\psi_{(III)}$). Постоянство $\psi_{(III)}$ при $l > l_3$ тоже объясняется проявлением одинакового уровня однородности во всем объеме рассматриваемого грунтового массива.

Подобным образом могут быть количественно охарактеризованы структурные неоднородности (или, наоборот, однородности) для всех масштабных иерархических уровней, количество которых в реальных грунтовых массивах, естественно, может быть существенно разным в зависимости от генетических и иных особенностей грунта.

Учитывая принцип суперпозиции, неоднородности на разных масштабных уровнях можно суммировать таким образом, чтобы получить оценку общей (суммарной) однородности ψ_Σ (или, соответственно, суммарной структурной неоднородности ω_Σ) всего объема рассматриваемого грунтового массива. Эта зависимость $\psi_\Sigma = f(l)$ показана на рис. 6 (линия ψ_Σ). Вид этой функции полностью согласуется с экспериментальной зависимостью для проявления МЭ плотности в глинистых грунтах [Рац, 1973]. Затем на основе суммарной зависимости $\psi_\Sigma = f(l)$ можно определить зависимость коэффициента структурного изменения плотности $k_{c(p)}$ от показателя структурной неоднородности ω_i (или от ψ_s) для всего массива так, как описано выше для оценки неоднородности плотности для одного масштабного уровня.

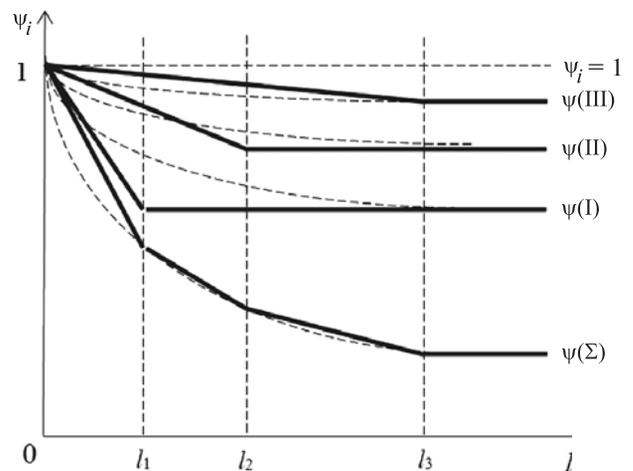


Рис. 6. Зависимость структурной однородности грунта (ψ_i) на разных иерархических уровнях (I–III) и суммарной однородности ψ_Σ от размера элемента грунта (l)

В силу природного разнообразия массивов дисперсных грунтов степень их структурной неоднородности на разных масштабных уровнях может быть весьма различной. На некоторых уровнях выделяемые элементы грунта могут быть однородны (изотропные грунты), а на других, как правило, более высоких, неоднородны. Это обуславливает необходимость учитывать иерархические уровни при инженерно-геологическом опробовании массивов дисперсных грунтов, отборе образцов, а также для учета соотношения области воздействия (l_a) и характерных размеров выделяемых элементов грунта (l). При этом под областью воздействия понимают характерный объем массива грунта, в котором проявляется воздействие внешних факторов от инженерного сооружения (давления, температуры и т.п.). Параметры этой области чаще всего характеризуют линейным размером (l_a). В известной диаграмме Раца [Рац, 1973] отношение l_a/l равно 10. Таким образом, проявление масштабного эффекта при испытаниях грунтов разного размера (от образца до массива) будет зависеть от соотношения l_a/l . Из этого вытекает правило, сформулированное М.Н. Гольдштейном: любой неоднородности отвечает некоторая область максимального влияния (разброса), и когда область воздействия фактора совпадает с областью максимального влияния или близка к ней, то величина случайных отклонений в отклике системы также максимальна [Гольдштейн, 1973].

Полученная нами теоретически зависимость $\psi_\Sigma = f(l)$, рассмотренная выше на примере структурной неоднородности плотности на выделенных масштабных уровнях, создает основу для оценки проявления МЭ в дисперсных грунтах для разных свойств и методов испытаний. В частности, ее можно применять для оценки деформационных свойств грунтов при испытаниях на образцах разного размера или при испытаниях в массиве штампами разной площади. В этом случае оценка МЭ должна проводиться с учетом соотношения размеров характерной неоднородности и размеров образца (a_i/l_i) или диаметров штампа (a_i/d_i).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бондарик Г.К. Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М.: Недра, 1971. 272 с.

Боровко Н.Н. Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л.: Недра, 1971. 174 с.

Гольдштейн М.Н. Механические свойства грунтов (основные компоненты грунта и их взаимодействие). М.: Стройиздат, 1973. 375 с.

Дашко Р.Э. Геотехническая диагностика коренных глин Санкт-Петербургского региона (на примере нижнекембрийской глинистой толщи) // Реконструкция городов и геотехническое строительство, 2000. № 2: Интернет-журнал: URL: <http://geores.narod.ru/mag/2000n2/index.htm> (дата обращения: 15.12.2016).

Кроме того, рассмотренный нами пример приведен для слоистой неоднородности (тип 1 на рис. 2), однако аналогичным образом можно охарактеризовать учет структурных неоднородностей и других типов (2–7 на рис. 2). При этом основные формулы для оцениваемых параметров (6–10, 13) останутся теми же. Так, например, для неоднородностей типа включений (4, 5, рис. 2) в формуле (13) вместо мощности прослоев (a_i) будет использоваться средний диаметр включений (d) или максимальные и минимальные размеры линз (d_{\min} и d_{\max}). Порядок остальных расчетов для оценки МЭ того или иного свойства и нахождения вида зависимостей $k_{c(cв)}=f(\omega)$, $k_{c(cв)}=f(\psi)$ или $\psi_\Sigma = f(l)$ будет такой же.

Выводы. 1. Масштабный эффект — фундаментальное свойство любых, в том числе дисперсных, грунтовых массивов, отражающий и обусловленный их пространственной неоднородностью, как структурной, так и вещественно-энергетической.

2. Предложены понятия и новые количественные показатели для оценки проявления масштабного эффекта в дисперсных грунтах по отношению к различным физическим и физико-механическим свойствам, зависящим от строения грунта в массиве.

3. Разработана классификация структурных неоднородностей в массивах дисперсных грунтов, влияющих на проявление в них масштабного эффекта.

4. Охарактеризован метод анализа масштабного эффекта в массивах дисперсных грунтов на основе принципа суперпозиции.

5. Обоснована теоретическая модель учета масштабного эффекта в массивах дисперсных грунтов при оценке различных физических и физико-механических свойств.

Благодарности. Автор благодарит профессоров В.Т. Трофимова и Э.В. Калинина за прочтение рукописи статьи и ценные замечания и предложения, позволившие улучшить работу.

Жукова А.М. Инженерно-геологическое обеспечение расчетов устойчивости зданий и сооружений, возводимых на верхнекотлинских глинах верхнего венда (Санкт-Петербург) // Зап. Горного ин-та. 2012. Т. 195. С. 41–44.

Ильницкая Е.И. Влияние масштабного фактора на прочностные свойства горных пород // Физико-механические свойства, давление и разрушение горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1972. С. 17–24.

Койфман М.И. Главный масштабный эффект в горных породах и углях // Проблемы механизации горных работ. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 39–56.

Койфман М.И. О влиянии размеров на прочность горных пород // Исследование физико-механических свойств горных пород применительно к задачам управ-

ления горным давлением. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 6–14.

Королев В.А., Трофимов В.Т. Инженерная геология: история, методология и номологические основы. М.: Изд-во КДУ, 2016. 292 с.

Литвинский Г.Г. Уточнение теории масштабного эффекта структурно неоднородных горных массивов // Проблемы гірського тиску. 2009. № 17. С. 1–21.

Литвинский Г.Г. Основы горной геомеханики. Т. 1. Механические свойства горных пород и массивов: Учебник. Алчевск: ДонГТУ, 2012. 312 с.

Рац М.В. Неоднородность горных пород и их физических свойств. М.: Недра, 1968. 107 с.

Рац М.В. Структурные модели в инженерной геологии. М.: Недра, 1973. 216 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза: В 3 т. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.

Фролова Ю.В., Аракчеева Я.А. Влияние условий испытаний на прочность образцов известняка при одноосном сжатии. // Инженерная геология. 2012. № 1. С. 56–67.

Чирков С.Е. Исследование влияния масштабного эффекта на прочность углей в условиях различных напряженных состояний: Автореф. канд. дисс. М., 1965. 24 с.

Шашенко А.Н., Сдвижкова Е.А., Кужель С.В. Масштабный эффект в горных породах. Донецк: АРТ-Пресс, 2004. 132 с.

Широков В.Н., Куринов М.Б., Голубь М.П. К вопросу об испытании грунтов штампами различного диаметра // Инженерные изыскания в строительстве: Мат-лы 10-й Общеросс. конф. изыскательских организаций. М.: Академическая наука, ООО «Геомаркетинг», 2014. С. 49–52.

Поступила в редакцию
01.13.2017

УДК 624.131:552.523

А.Н. Усов¹, М.С. Чернов², Е.А. Вознесенский³

ИЗМЕНЕНИЕ МИКРОСТРОЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ ПРИ ДЕФОРМИРОВАНИИ В УСЛОВИЯХ ТРЕХОСНОГО СЖАТИЯ С УЧЕТОМ ПРОЯВЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ⁴

Рассмотрено изменение микростроения глинистых грунтов при их деформировании в условиях трехосного сжатия. Предложена комплексная методика для численного описания изменения структурных особенностей глинистых грунтов при их деформировании в условиях трехосного сжатия. Результаты исследования позволяют сделать вывод, что основные изменения в строении образца происходят в момент возникновения деформационной неустойчивости. К этим изменениям относятся перераспределение порового пространства и выраженная ориентировка структурных элементов грунта. Дальнейшее деформирование грунта не изменяет соотношение количества пор, но при этом ориентировка структурных элементов увеличивается на протяжении всего процесса деформирования.

Ключевые слова: деформирование глинистых грунтов, деформационная неустойчивость, недренированные трехосные испытания, растровая электронная микроскопия, микротомография, анализ микростроения глинистых грунтов.

The article discusses of the microstructure clay soils transformation during their deformation under triaxial compression conditions. Proposed multifaceted methodology for the numerical description of changes in the structural features of clay soils during deformation under triaxial compression conditions. The research results allow to conclude that major transformation in the structure of the sample develop at the time of deformation instability occurs. These modifications include the redistribution of the pore space and marked orientation of the structural elements of the soil. Further deformation of soil does not change the ratio of the number of pores, but the orientation of the structural elements increases throughout the deformation process.

Key words: deformation of clay soils, deformation instability, undrained triaxial tests, scanning electron microscopy, microtomography, analysis of microstrate clay soils.

Введение. При деформировании грунты, прежде чем перейти в критическое состояние, испытывают состояние деформационной неустойчивости, которое достигается обычно в диапазоне значений относительной деформации 0,5–1,5%. Под деформационной неустойчивостью авторы понимают докритическое состояние грунтов, предшествующее разрушению, которое связано с началом разрыва или ослабления значимого количества межчастичных контактов и сопутствующей перестройкой порового пространства, что проявляется прежде всего в увеличении скорости деформирования грунтов [Усов, Вознесенский, 2016].

Деформационную неустойчивость грунтов изучают в лабораторных условиях с использованием различных схем испытаний и разного испытательного оборудования. Наиболее распространены испытания в условиях трехосного сжатия. Наша

работа основана на результатах испытаний глинистых грунтов в условиях недренированного трехосного сжатия. Для характеристики неустойчивости используется понятие «точка неустойчивости», соответствующее напряженному состоянию грунта в тот момент, после которого рост деформаций значимо ускоряется [Усов, Вознесенский, 2016].

Изучение изменений строения глинистых грунтов, происходящих в процессе деформирования, может помочь в понимании природы деформируемости и прочности грунта. Для этого нами выполнены исследования возможных изменений микростроения глинистых грунтов на разных стадиях их подготовки и нагружения в условиях трехосного сжатия. Эти изменения фиксировались численно с помощью количественного анализа результатов растровой электронной микроскопии (РЭМ) и рентгеновской компьютерной микро-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, науч. с.; *e-mail:* alexeyusov@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* chernov@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, проф., зав. лаб., докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* eugene@geol.msu.ru

⁴ Исследования выполнены за счет грантов РФФИ (проекты №13-05-01048-а «Закономерности деформирования дисперсных грунтов в диапазоне малых деформаций» и № 16-05-00971-А «Комплексное изучение макро- и микростроения, как основа для прогноза прочности и деформируемости поведения глинистых грунтов»). Работа выполнена на оборудовании, приобретенном в рамках реализации Программы развития Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

томографии (μКТ). Подобное сочетание методов позволяет изучить строение глинистого образца как на макро- и мезоуровне, так и на микроуровне. Наблюдения за изменениями строения образцов проводились в следующие ключевые моменты подготовки и испытания образцов: 1) окончание предварительной изотропной консолидации; 2) в момент достижения деформационной неустойчивости; 3) после разрушения образца.

Характеристика исследованных грунтов. Объект исследования — модельные глинистые грунты, образцы которых можно считать идентичными, так как процедура их подготовки была абсолютно одинаковой. Исходным материалом для формирования таких образцов были плавунные голоценовые глины ледниково-морского генезиса, отобранные в районе г. Тронхейм (Норвегия) из толщи Тиллер. Предварительная подготовка каждого образца включала в себя растирание исходного материала, замешивание его до однородной массы при влажности верхнего предела пластичности, консолидацию в условиях одноосного сжатия без возможности бокового расширения под вакуумом в консолидаторе при осевой нагрузке 200 кПа и последующую изотропную консолидацию в стабилометре при всесторонней нагрузке 400 кПа до условной стабилизации объемной деформации.

Методика исследований. Чтобы оценить изменение микростроения модельных глинистых грунтов в процессе деформирования, выполнена серия исследований, которая включала в себя изучение строения образца после изотропной консолидации, в точке неустойчивости и после разрушения. Для этого было подготовлено 3

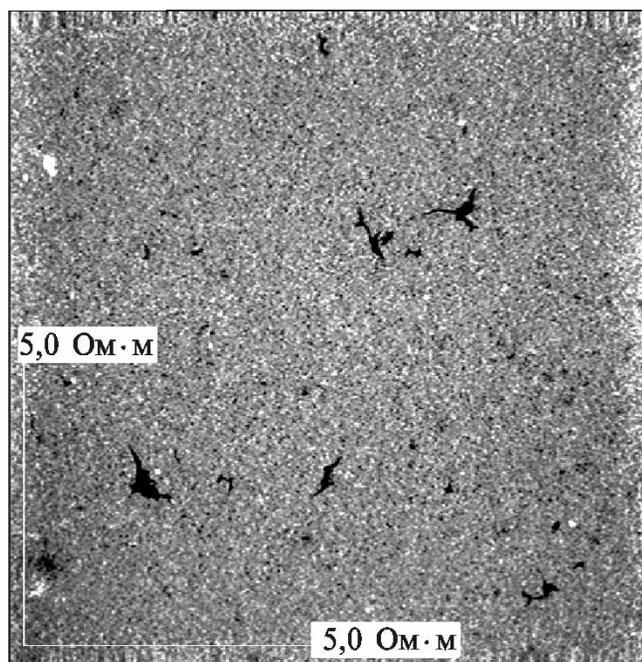


Рис. 1. μКТ-фото участка из центральной части модельного глинистого образца после изотропной консолидации при увеличении 8 (черное соответствует порам)

одинаковых образца и проведено 3 испытания, каждый из которых заканчивался разрушением в недренированных условиях. После завершения соответствующей стадии испытания образца из его центральной части вырезали пробу в виде кубика с гранью 2 см и параллелепипеда с основанием 0,5 см и высотой 2 см. Обе пробы тут же парафинировали для исключения потери влаги.

Отобранные пробы исследованы на микротомографе «Yamato TDM1000» (Япония) при увеличении от 8 до 125. В результате получены наборы полутоновых изображений в различных сечениях, которые можно рассматривать и анализировать в трехмерном изображении с помощью специализированного программного обеспечения.

На рис. 1 приведен пример микротомографического изображения образца после изотропной консолидации, где отчетливо видно, что даже после стабилизации объемных деформаций в центральной части образца остаются крупные анизометрические поры. Размер этих пор достигает 1,5 мм в поперечнике.

После завершения исследований в компьютерном микротомографе пробы образцов были изучены в РЭМ «LEO 1450VP» (Германия). Образцы анализировались при увеличении от 250 до 32 000. Пример полученного изображения приведен на рис. 2.

Существует много вариантов программного обеспечения (по) для количественной оценки цифровых изображений. Авторы исследования использовали по СТИМАН, так как оно позволяет объединять разномасштабные структурные характеристики, полученные с помощью РЭМ и μКТ, и проводить количественный анализ структуры по суммарному массиву данных [Булыгина и др., 2014]. В результате количественный анализ проводился по серии РЭМ- и μКТ-изображений при разных увеличении, которое меняли в геометрической прогрессии с коэффициентом 2 (от x8

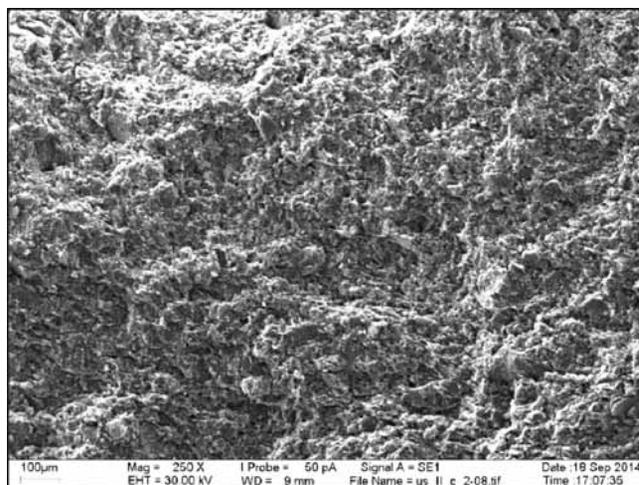


Рис. 2. Пример фото, полученного с помощью РЭМ, из центральной части образца после изотропной консолидации при увеличении 250

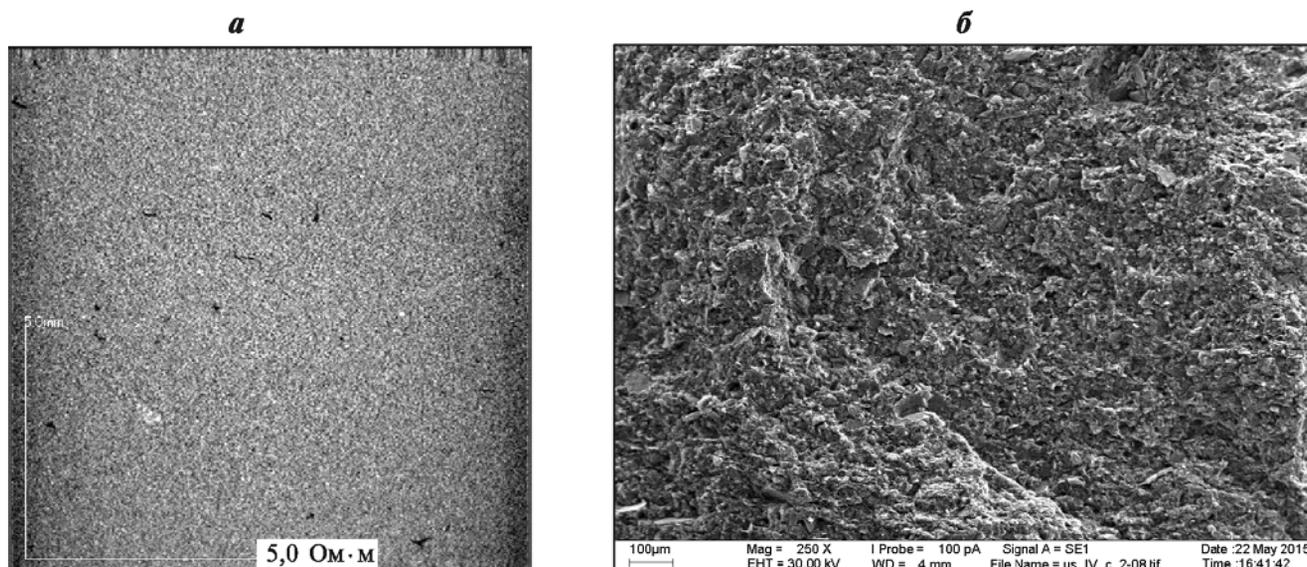


Рис. 3. Фото глинистого образца в момент достижения деформационной неустойчивости, полученные по результатам: *a* — микрофотографии, *б* — растровой электронной микроскопии

до $\times 32\,000$), таким образом в ходе исследования были получены количественные данные о строении образца, учитывающие его макро- и микро-структурные элементы.

Результаты исследований и их обсуждение.

Анализ серии разномасштабных изображений, полученных с помощью РЭМ- и μ КТ (увеличение от 8 до 32 000), в специализированной программе СТИМАН позволил получить численные характеристики микростроения изученных глинистых образцов.

На рис. 3 приведены изображения образца, полученные в момент достижения деформационной неустойчивости, по результатам микрофотографии (рис. 3,а) и растровой электронной микроскопии (рис. 3,б) соответственно, на нем видно, что крупных макропор в образце нет и строение стало более однородным.

Важно отметить, что разрушение образца носило пластический характер, без образования поверхности смещения. После разрушения образец принимает форму «бочки» и пробы для изучения микростроения вырезают из его центральной части. Качественный визуальный анализ изображений, полученных после разрушения образца (рис. 4), показывает, что образец стал еще однороднее и увеличилась ориентированность структурных элементов.

Среди результатов совместной количественной обработки данных РЭМ и μ КТ наиболее интересны, по нашему мнению, сведения о распределении пор по размерам и роза-диаграмма ориентировки структурных элементов. Главное преимущество комплексного анализа данных о строении образцов — возможность анализировать не только микропоры, но и макропоры, включая крупные.

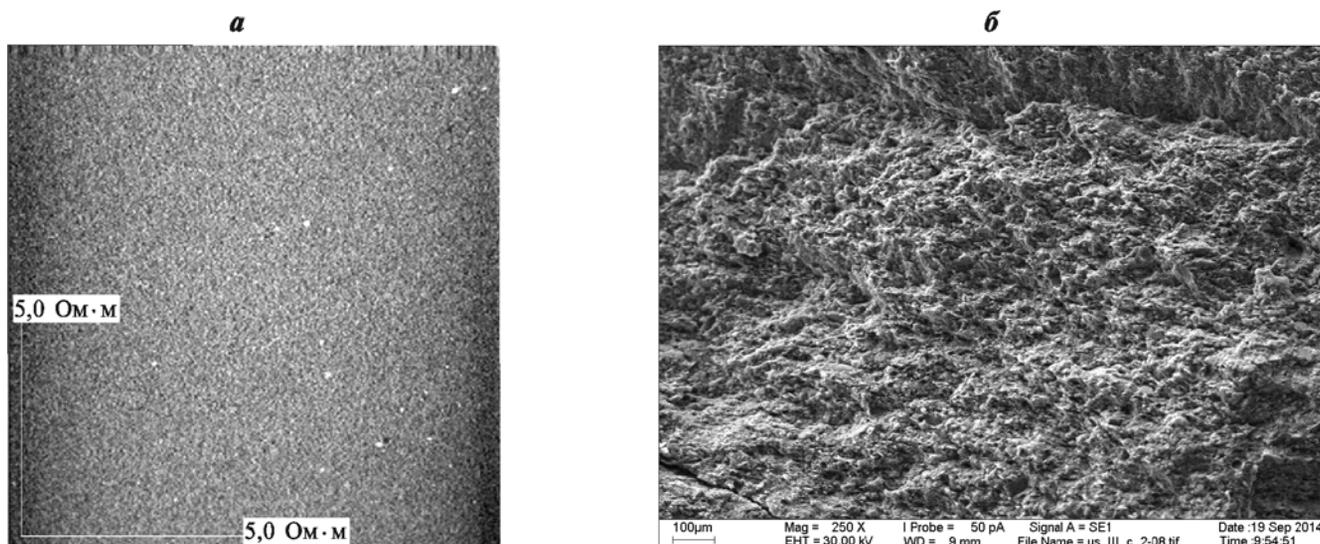


Рис. 4. Фото глинистого образца после разрушения, полученные по результатам: *a* — микрофотографии, *б* — растровой электронной микроскопии

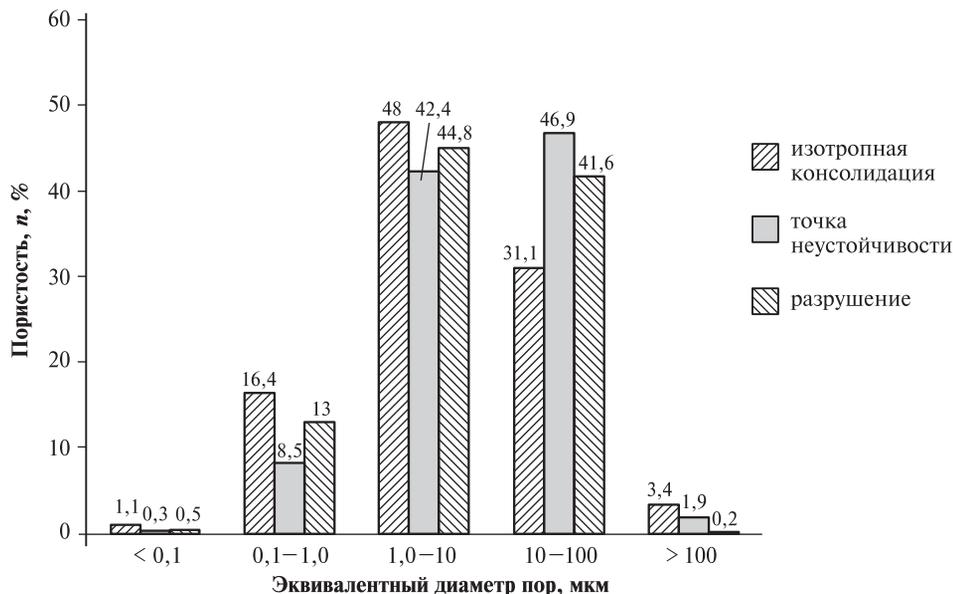


Рис. 5. Диаграмма вклада пор различных категорий в общую пористость на разных этапах деформирования

Итоговая диаграмма распределения пор по размерам на разных этапах деформирования приведена на рис. 5.

Анализ результатов исследований изменения строения образцов модельных глинистых грунтов по описанной выше методике показал, что в процессе деформирования грунта происходит перераспределение разных категорий пор в его поровом пространстве. К моменту возникновения деформационной неустойчивости уже происходят следующие основные изменения в строении глинистых грунтов:

- существенно увеличивается количество крупных межмикроагрегатных микропор ($10-100$ мкм),

- существенно снижается количество внутри-микроагрегатных микропор ($0,1-1,0$ мкм),

- кроме размеров пор также меняется ориентировка структурных элементов грунта, что иллюстрируют розы-диаграммы ориентировки частиц, приведенные на рис. 6.

Роза-диаграмма ориентировки структурных элементов визуально отражает показатели геометрических признаков. По существу, она отображает распределение локального градиента интенсивности сигнала по двум направлениям: $dI-dx$ и $dI-dy$ [Осипов, 1989].

Направление преимущественной ориентировки определяется по нормали к направлению максимального градиента интенсивности сиг-

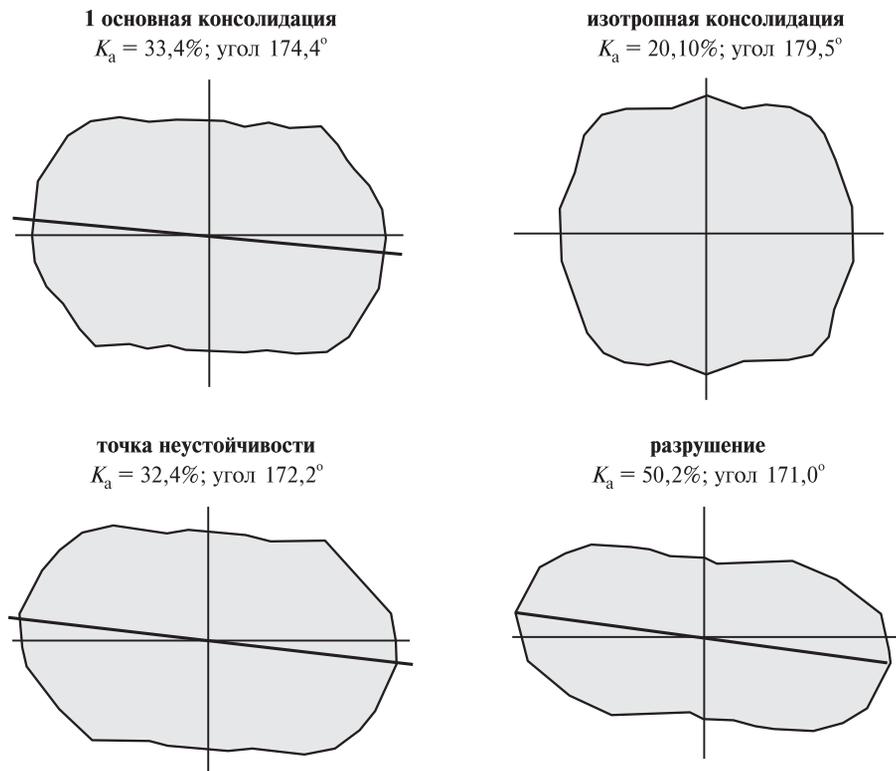


Рис. 6. Розы-диаграммы ориентировки структурных элементов глинистого грунта на разных этапах деформирования

нала, причем направление максимальной оси соответствует преимущественному направлению ориентировки структурных элементов в плоскости изображения [Осипов, 1989].

По полученной розе-диаграмме ориентировки можно рассчитать параметр степени ориентировки — коэффициент анизотропии K_a :

$$K_a = \left(1 - \frac{S_1 + S_1'}{S_2 + S_2'} \right) \cdot 100\%,$$

где $S_1 + S_1'$ и $S_2 + S_2'$ — суммарные площади радиальных сегментов вдоль минимальной и максимальной осей розы-диаграммы ориентировки соответственно [Осипов, 1989].

При анализе рис. 6 видно, что основные изменения ориентировки структурных элементов происходят на этапе между изотропной консолидацией и точкой неустойчивости. Численные характеристики ориентировки — коэффициент анизотропии и угол — подтверждают это. После прохода через момент деформационной неустойчивости угол наклона структурных элементов практически не меняется, а коэффициент анизотропии лишь увеличивается. Увеличение коэффициента анизотропии объясняется возрастанием осевой нагрузки в процессе деформирования и как следствие увеличением анизотропии (вытянутости) структурных элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Булыгина Л.Г., Соколов В.Н., Чернов М.С. Анализ структуры грунтов комплексом растровый электронный микроскоп—рентгеновский компьютерный микротомограф (РЭМ-μКТ) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2014. № 5. С. 457–463.

Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микро-структура глинистых пород. М.: Недра, 1989.

Полученные результаты показывают, что к моменту возникновения деформационной неустойчивости уже произошли основные изменения строения глинистых грунтов, т.е. существенно увеличилось количество крупных микропор (10–100 мкм) и возникла выраженная ориентировка структурных элементов грунта. При последующем деформировании, вплоть до разрушения, соотношение количества пор не меняется, при этом ориентировка структурных элементов возрастает на протяжении всего процесса деформирования.

Выводы. 1. Описана новая методика получения корректной информации об изменениях строения модельных глинистых грунтов при деформировании, которая включает исследование строения грунтов комплексом РЭМ-μКТ на разных масштабных уровнях [Булыгина, 2014], а также представлены первые результаты ее реализации.

2. К моменту возникновения деформационной неустойчивости уже происходят основные изменения строения глинистых грунтов: существенно увеличивается количество крупных микропор (10–100 мкм) и возникает выраженная ориентировка структурных элементов грунта. При последующем деформировании, вплоть до разрушения, соотношение количества пор не меняется, при этом ориентировка структурных элементов увеличивается на протяжении всего процесса деформирования.

Усов А.Н., Вознесенский Е.А. Деформационная неустойчивость в глинистых грунтах. Возникновение и идентификация // Инженерная геология. 2016. № 2. С. 42–49.

Поступила в редакцию
29.03.2017

УДК 551.345 : 551.345.3 : 551.89 : 902.66

Ю.К. Васильчук¹, А.К. Васильчук²

ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНЫЙ СОСТАВ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ ОСТРОВА АЙОН И ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ДЛЯ СЕВЕРА ЧУКОТКИ³

Исследованы сингенетические повторно-жильные льды о. Айон, определен их изотопный состав, получена геохимическая характеристика повторно-жильных льдов и вмещающих их отложений, выделено четыре яруса циклитов. Полученные результаты легли в основу палеотемпературных реконструкций для о. Айон и сопредельных территорий севера Чукотки. Отмечено практически полное совпадение тенденций в распределении изотопных характеристик позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов на о. Айон и в низовьях Колымы, а также различия в величине изменения изотопного состава при переходе от позднего плейстоцена к голоцену по сравнению с повторно-жильными льдами Нижней Колымы.

Ключевые слова: повторно-жильные льды, голоцен, поздний плейстоцен, стабильные изотопы, тяжелый кислород, дейтерий, радиоуглерод, остров Айон, Чаун-Чукотка.

Syngenetic ice wedges have been investigated in the Ayon Island. Their isotopic composition, geochemical characteristics of both ice wedges and enclosing sediment have been obtained; four ice-wedges stages have been distinguished. Paleo temperature reconstructions for Ayon Island and adjacent territories of northern Chukotka have been yielded at the basis of these results. It is observed almost identical trends in the distribution of ice-wedge isotopic characteristics in the island and in the lower reaches of the Kolyma River, as well as differences in the magnitude of isotopic oscillations during the transition from Late Pleistocene to the Holocene as compared to ice-wedges of the Lower Kolyma region.

Key words: Ice wedge, Holocene, Late Pleistocene, stable isotope, heavy oxygen, deuterium. Ayon Island, Chaun-Chukotka.

Введение. Первое упоминание об о. Айон связывают с именем землепроходца Исаи Игнатьева, который высадился на берег острова в 1646 г. Однако геологическая и геокриологическая изученность острова слабая. На поверхности позднеплейстоценовой террасы с отметками 55–64 м на северо-западном берегу о. Айон в 1980 г. была пробурена 671-метровая скважина, вскрывшая наиболее полный разрез кайнозоя на шельфе Восточно-Сибирского моря. Анализ фораминифер [Гудина и др., 1984], диатомовых водорослей [Степанова, 1989], спор и пыльцы [Каревская и др., 1984] привел исследователей к разной возрастной трактовке одних и тех же частей разреза скважины, особенно верхней части разреза. Геокриологические особенности о. Айон схематично рассмотрены только А.А. Свиточем с коллегами [Свиточ и др., 1978; Новейшие отложения..., 1980] и неполно в наших работах [Васильчук, 1989, 1992].

Комплексно изученных опорных разрезов позднеплейстоценовых мерзлых толщ с повторно-жильными льдами на территории севера и запада

Чукотки, примыкающей к о. Айон, немного. Они были описаны в четырех местонахождениях (рис. 1, а, б): на о. Айон, в устье р. Раучуа, на о. Врангеля, в долине р. Амгуэма и ее притока р. Экитики, а также в котловине оз. Эльгыгыдгын [Котов, 1997, 1998, 1999а, б; Schwamborn et al., 2006].

Задачи исследования. Цель нашей работы — рассмотреть особенности криолитологического строения позднеплейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов о. Айон: интерпретировать данные анализа их изотопно-кислородного состава, радиоуглеродные датировки и гидрохимическую характеристику, сопоставить с данными для смежных районов и оценить изменения палеогеокриологических и палеоклиматических условий на севере Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене.

Местоположение исследованных едомных толщ. Остров Айон площадью в 2 тыс. км², расположен в восточной части Колымского залива (рис. 1, а). Его длина 63 км, ширина 38 км, высотные от-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии; географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: vasilch_geo@mail.ru, vasilch@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория геоэкологии Севера, вед. науч. с., докт. геогр. н.; e-mail: alla-vasilch@yandex.ru

³ Работа выполнена за счет гранта РНФ (№ 14-27-00083-П) и бюджетного финансирования Московского университета имени М.В. Ломоносова.

метки до 64 м. Остров Айон отделен от материка мелким Малым Чаунским проливом шириной около 2 км. С 21 марта 1942 г. на острове действует гидрометеорологическая станция имени Сидорова (69°56'12" с.ш., 67°59'40" в.д.).

Растительность острова отличается переходными чертами от северных гипоарктических тундр к арктическим с остепненными криофитными, тундростепными сообществами, в понижениях рельефа развиты осоково-гипновые болотные ассоциации. Среднегодовая температура воздуха на Айоне -11,4 °С, среднемноголетние значения среднеянварской температуры составляют -29 °С, среднезимней температуры — -20 °С, среднеиюльской температуры — около +8 °С.

На о. Айон широко распространен полигональный рельеф. В долинах рек в однородных песчано-суглинистых отложениях сформировались практически правильные тетрагоны, очертания которых подчиняются ориентирующим поверхностям. В однородных породах без ориентирующих поверхностей преобладают гексагональные формы. Размеры морозобойных полигонов на о. Айон варьируют от 6–8 до 20–30 м (рис. 1, а). Повторно-жильные льды на о. Айон в основном формировались в течение последних 30 тыс. лет, процесс повторно-жильного льдообразования продолжается и в настоящее время. Едомные отложения изучены на западном побережье о. Айон в протяженном обнажении 30–40-метровой террасы на берегу Восточно-Сибирского моря, на поверхности террасы развит полигональный рельеф с изометричными полигонами размером 5×8 м.

Криогенное строение. Основная часть разреза едомы сложена темно-коричневой, сизо-серой опесчаненной, сильнольдистой супесью (табл. 1), с характерным «едомным» запахом. Мощность

толщи супесей почти повсеместно превышает 25 м, всю ее по вертикали пронизывает многоярусный полигонально-жильный комплекс. Всего в едоме прослеживается четыре циклита, циклитность подчеркнута четырьмя ярусами повторно-жильных льдов. В верхней части разреза (на абсолютных отметках 18–23 м) встречаются узкие саблевидные жилки первого яруса высотой 3–4 м, шириной 1,2–1,5 м, внедряющиеся в более широкие жилы нижнего яруса (залегают на отметках 13–18 м). Ширина жил второго яруса не превышает 1,5–2 м, расстояние между ними 5–8 м. Эти жилы расклинивают своими нижними частями чуть более широкие жилы нижерасположенного третьего яруса, которые залегают на отметках 8–13 м. Переход от второго к третьему ярусу не выражен, так как «хвосты» жил второго яруса часто расположены рядом с головами жил третьего яруса. Жилы третьего яруса также неширокие (около 2–2,2 м). Самый нижний, четвертый, ярус повторно-жильных льдов находится на высоте от 5 до 8 м, ледяные жилы этого яруса более узкие (1–1,5 м), сложены вертикально-полосчатым серым льдом. Более ранними исследованиями в Айонской едоме также зафиксировано четыре яруса повторно-жильных льдов [Новейшие..., 1980]. «Хвосты» ледяных жил нижнего яруса проникают в желтые пески, подстилающие едомные отложения. Песчаная пачка залегают в основании разреза террасы в виде пологого купола. Кровля песка поднимается от 4 м над уровнем моря на краях купола до 8–9 м в его центре, купол протягивается вдоль побережья более чем на 5 км. В песках обнаружен комплекс пресноводных моллюсков [там же], обитающих в стоячих водоемах, т.е. пески накопились в условиях пресноводного водоема. В обнажении термокарстового (аласного) понижения на по-

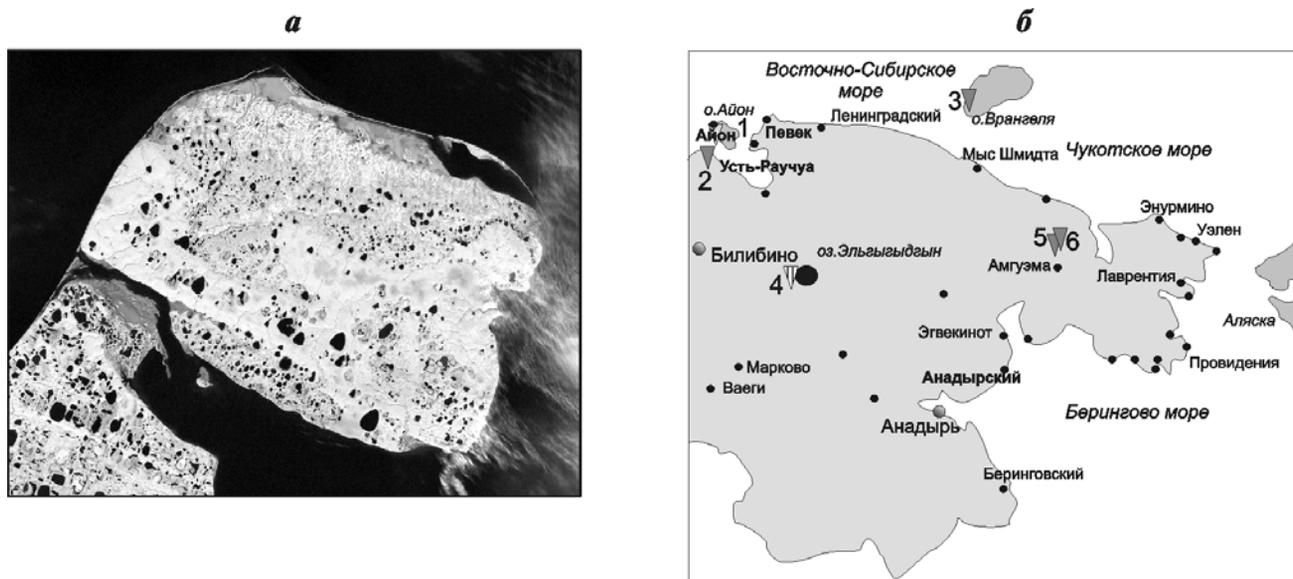


Рис. 1. О. Айон на космическом снимке, четко прослеживается полигональный рельеф (а), и районы исследований позднелейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов на севере и западе Чукотки (б): 1 — о. Айон; 2 — устье р. Раучуа; 3 — о. Врангеля; 4 — оз. Эльгыгытгын; 5 — р. Экитыки; 6 — среднее течение р. Амгуэмы



Рис. 2. Отбор образцов для изотопно-геохимических определений из позднеплейстоценовой сингенетической ледяной жилы Айонской едомы. Фото Ю.К. Васильчука

верхности едомы вскрыт торфяник (алас), который подстилается серой и коричневой супесью и содержит голоценовые повторно-жильные льды высотой 3 м.

Отбор образцов для аналитических исследований. Едомная толща и позднеплейстоценовые ледяные жилы, а также голоценовые озерно-болотные отложения и голоценовые ледяные жилы опробованы на изотопный, химический, энзиматический и радиоуглеродный анализы (рис. 2). Содержание пылицы и спор определено в повторно-жильных льдах. Для радиоуглеродного датирования из едомных отложений отобраны корешки трав — наиболее надежный материал для датирования едомных толщ, поскольку они находятся в разрезе *in situ*. Образцы на изотопный анализ отбирали по единой разработанной методике [Васильчук, 1992]. На изотопный анализ образцы льда отобраны из осевых частей ледяных жил, с интервалом 0,2–0,5 м. Опробованы как наиболее крупные ледяные жилы, так и мелкие в верхней и нижней частях толщи, а также текстурные льды (рис. 3).

Результаты исследований и их обсуждение. Радиоуглеродные датировки получены для верхней и нижней частей едомной толщи. Датировемый материал — корешки. Датирование корешков трав в отсутствие других органических макроостатков позволяет получить вполне надежные значения возраста [Васильчук, 1992; Murton et al., 2015]. Корешки на высоте 8,5 м датированы 28,6 тыс. лет, на высоте 9 м — 28,1 тыс. лет и на высоте 30,5 м — 10 тыс. лет (рис. 3, табл. 2). Таким образом, едомная толща на о. Айон накопилась

Таблица 1

Состав отложений и криогенное строение позднеплейстоценовых едомных и голоценовых торфяных толщ Чукотки

Глубина, м	Состав отложений	Криотекстура	Особенности криогенного строения
О. Айон, западное побережье, едома на берегу Восточно-Сибирского моря, высота 37 м (точка 337-YuV), Чаун-Чукотка			
0–0,5	Торф светло-коричневый, сильно-опесчаненный, слоистый за счет переслаивания более и менее опесчаненных слоев	Талый	
0,5–2,0	Торф черный и темно-коричневый, с небольшой примесью супеси	Массивная и редкослоистая	
2,0–3,0 (иногда до 5,0)	Супесь светло-серая, легкая, опесчаненная	Базальная и слоистая	Сильнольдистая
3,0 (5,0)–25,0	Супесь темно-коричневая, опесчаненная, с небольшой примесью корешков растений, иногда с гнездами торфа или копролитами.	Массивная и мелкосетчатая	Шлиры мощностью до 0,5 см
25,0–37,0	Песок серовато-желтый, с редкой фауной морских моллюсков	Массивная	
О. Айон, западное побережье, торфяная вкладка в верхней части едомы на берегу Восточно-Сибирского моря (точка 337-YuV), Чаун-Чукотка			
0,0–0,35	Торф коричневый, среднеразложившийся сухой,	талый	
0,35–1,9	Торф коричневый твердомерзлый	Массивная и редкослоистая	сильнольдистый
1,9–3,1	Супесь серая легкая	Массивная	льдистая

в позднем плейстоцене, в возрастном интервале 30–10 тыс. лет назад (л. н.).

На основании полученных данных путем интерполяции нижний фрагмент разреза, включающий самый нижний четвертый ярус повторно-жильных льдов, предположительно имеет возраст в интервале 30–26 тыс. л.н. В жилах этого яруса значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются в диапазоне $-34,0\text{‰}$ – $-30,3\text{‰}$, среднее значение составляет $-31,15\text{‰}$ (табл. 3). Распределение значений контрастное, начало накопления жильных льдов этого яруса, вероятно, связано с очень холодным периодом, поскольку здесь отмечено наиболее низкое значение содержания тяжелых изотопов кислорода (-34‰).

Фрагмент разреза, включающий наиболее мощные жилы третьего яруса, предположительно формировался 26–20 тыс. л. н. Наиболее низкие значения (-33‰) отмечены на отметке +13 м. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в жилах этого яруса составляет $-31,6\text{‰}$.

Время формирования повторно-жильных льдов второго яруса предположительно датируется периодом 15–20 тыс. л. н. Колебания изотопного состава составляют 3 ‰ (от -32 до -29‰). Распределение контрастное, но в целом содержание тяжелых изотопов кислорода выше, чем в первом и втором ярусе, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в жилах этого яруса составляет $-30,5\text{‰}$. Жилы верхнего (первого) яруса характеризуются относительно высоким содержанием тяжелых изотопов кислорода, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в этом фрагменте равно $-29,3\text{‰}$.

Голоценовая озерно-болотная вкладка с ледяными жилами имеет высоту более 3 м (рис. 4) и находится в верхней части разреза. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых ледяных жилах практически стабильны (от $-21,0$ до $-22,3\text{‰}$), наиболее отрицательные значения отмечены для верхних частей жил; кайма голоценовой ледяной жилы и примыкающие к ней шпирь льда имеют более тяжелый изотопный состав ($-16,1\text{‰}$).

При сравнении изотопно-кислородной диаграммы, полученной по образцам из многоярусного комплекса позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов о. Айон (рис. 5, А) с диаграммой для жил из едомы Плахинский Яр в низовьях Колымы (рис. 5, Б), отложения в котором датированы в интервале 30–11 тыс. л. н., а повторно-жильный лед с помощью прямого AMS-датирования — от 27 до 11 тыс. л. н. [Vasil'chuk et al., 2004], удалось проследить сходные тенденции. На обеих диаграммах выделено 4 цикла: а) 15–12 тыс. л. н., среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -31,1\text{‰}$ (глубина 2,7–1,8 м); б) 20–15 тыс. л. н., среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -32,6\text{‰}$ (глубина 8,1–4,0 м); в) 26–20 тыс. л. н., среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -33,0\text{‰}$ (глубина 12,2–8,6 м); г) 30–26 тыс. л. н., среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -33,8\text{‰}$ (глубина 13,2–14,5 м). На глубине 12 и 6 м в разрезе Плахинский Яр отмечены четко выраженные

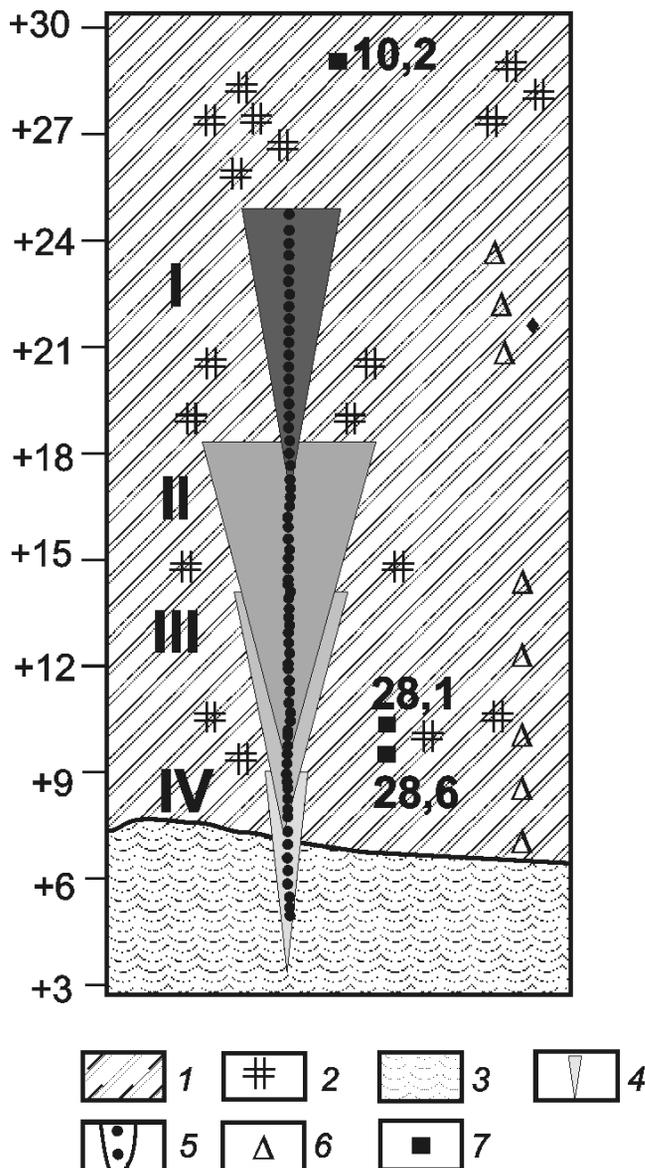


Рис. 3. Схема отбора образцов в позднеплейстоценовой части разреза, криолитологическое строение разреза позднеплейстоценового ледового комплекса на о. Айон: 1 — супесь; 2 — корешки и аллохтонный детрит; 3 — песок; 4 — повторно-жильный лед; 5–7 — точки отбора образцов: 5 — на изотопно-кислородный анализ из повторно-жильных льдов, 6 — на изотопно-кислородный анализ из текстурных льдов, 7 — на радиоуглеродный анализ из вмещающих отложений и ^{14}C -датировки; римскими цифрами обозначены ярусы ледяных жил (I–IV)

пики в распределении солей. Здесь сухой остаток превышает 0,2%, при этом пики представлены сериями определений, а не единичными значениями [Васильчук, 1992].

В современных ледяных жилках на лайде о. Айон значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от $-23,0$ до $-18,6\text{‰}$. На метеостанции о. Айон в 1996–2000 гг. в рамках программы SNIP (Siberian Network of Isotopes in Precipitation) были отобраны атмосферные осадки для изотопных определений. Осредненные значения $\delta^{18}\text{O}$ в осадках составили $-21,09\text{‰}$, а значения $\delta^2\text{H} = -169,3\text{‰}$ [Kurita et

Таблица 2

Радиоуглеродные датировки позднеплейстоценовых и голоценовых отложений о. Айон

Разрез, точка	Абсолютная вы-сота/ глубина, м	Материал	Возраст, ^{14}C лет	Возраст, калибр. лет	Индекс
Позднеплейстоценовые отложения					
337-YuV/2	+30,5	Корешки	10180 ± 280	10 743–9210	ГИН-4967
337-YuV/16	+8,5	то же	28600 ± 1000	32 771–29 046	ГИН-4968
337-YuV/3	+9,0	то же	28100 ± 800	31 925–28 983	ГИН-4969
Голоценовые отложения, по [Новейшие отложения..., 1980]					
Пойма ручья	0,5	Торф	1280 ± 20	672–770	МГУ-583
Археологическая стоянка, западный берег	0,2	Древесина	1400 ± 125	387–940	МГУ-598
	0,5	Уголь	1470 ± 125	256–860	МГУ-597
Северо-запад, берег, древние аласы	0,5	то же	5680 ± 900	6685–2472	МГУ-595
Древние аласы*	1,5	Торф	6920 ± 110	6003–5636	МГУ-596
Древние аласы *	0,2	то же	8470 ± 140	7936–7084	МГУ-601
Р. Рывеем пос. Ленинградский*	6–7	то же	33700 ± 800	38 081–34 233	МГУ-338
	3–4	то же	7890 ± 120	7067–6486	МГУ-273

* По [Тараканов и др., 1974].

al., 2004]. Эти значения сопоставимы с данными о среднем изотопном составе современных и голоценовых ледяных жил, так как получены в основном для осадков зимнего сезона.

Отложения, вмещающие и подстилающие ледяные жилы, характеризуются низким содержанием легкорастворимых солей в водной вытяжке. В подстилающей едому песчаной толще их сумма не превышает 0,05% (табл. 4). В едомных отложениях эти значения колеблются от 0,46% в основании пачки супесей до 0,07% в самом верху, в среднем 0,2%. Химический состав водной вы-

тяжки характеризуется преобладанием в составе анионов хлоридов и гидрокарбонатов, а в составе катионов — натрия и калия. Соотношение содержания хлорид-иона к сульфат-иону в песчаной пачке не превышает 2,2 (рис. 6), а в пачке супесей на абсолютных отметках +8 и +13 м отмечены два пика, где это соотношение составляет 8,5 и 7,2 соответственно, содержание легкорастворимых солей в этих супесях имеет средние значения по разрезу.

Минерализация повторно-жильных льдов соответствует ультрапресным льдам (36–106 мг/л,

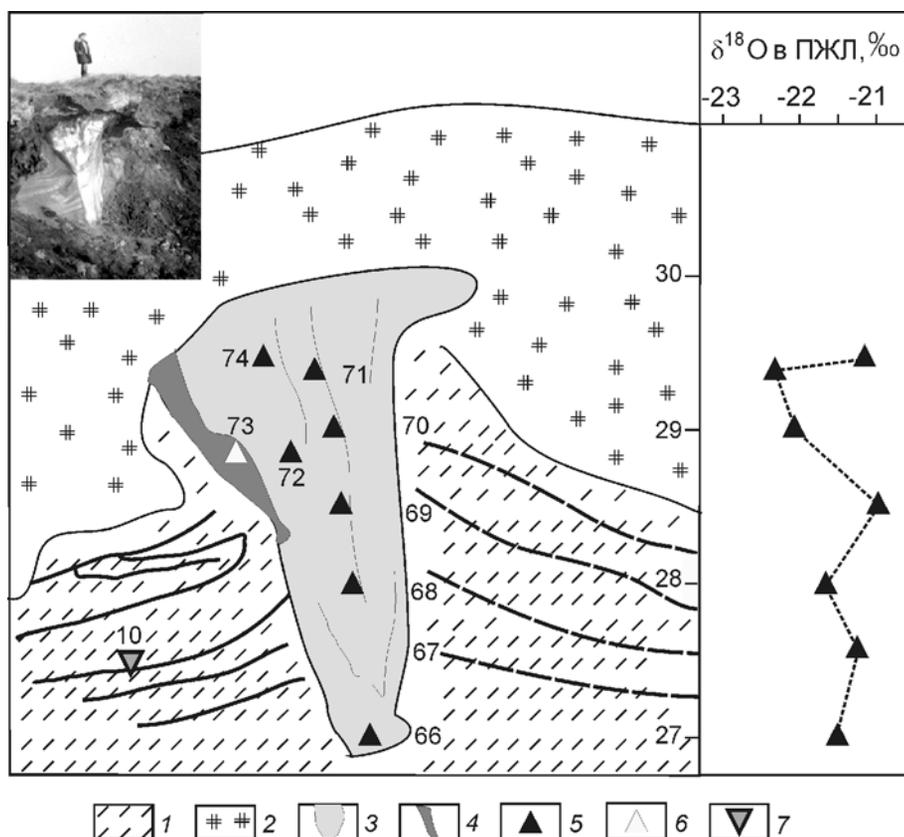


Рис. 4. Криволинейное строение разреза голоценовой торфяной вкладки в верхней части Айонской едомы. Схема отбора образцов и изотопно-кислородная диаграмма голоценового повторно-жильного льда: 1 — супесь; 2 — торф; 3 — жильный лед; 4 — лед каймы жилы; 5–7 — точки отбора образцов льда для изотопных определений: 5 — из голоценовой жилы, 6 — из каймы, 7 — из ледяного штира

Таблица 3

Вариация значений $\delta^{18}\text{O}$ в позднеплейстоценовых (ПЖЛ) и голоценовых (гПЖЛ) повторно-жильных льдах и текстурных льдах о. Айон

Номер образца	Абсолютная высота отбора, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Вид льда	Номер образца	Абсолютная высота отбора, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Вид льда
Сингенетические позднеплейстоценовые ПЖЛ в едомной толще							
337-YuV/33	+15,5	-29,9*		337-YuV/65	+24,0	-29,5	
337-YuV/34	+15,3	-29,4		337-YuV/77	+5,0	-30,2	
337-YuV/35	+15,1	-29,6		337-YuV/78	+5,4	-34,0*	
337-YuV/36	+15,0	-29,6		337-YuV/79	+5,9	-31,1	
337-YuV/37	+14,8	-29,9		337-YuV/80	+6,2	-31,7	
337-YuV/38	+14,6	-31,1*		337-YuV/81	+6,5	-30,8	
337-YuV/39	+14,4	-31,0		337-YuV/82	+6,7	-30,5	
337-YuV/40	+13,6	-30,0		337-YuV/83	+7,0	-31,8*	
337-YuV/41	+13,5	-30,0		337-YuV/84	+6,5	-30,6	
337-YuV/42	+13,3	-29,5		337-YuV/85	+7,0	-30,9*	
337-YuV/43	+13,0	-29,4		337-YuV/86	+7,5	-30,5	
337-YuV/44	+16,0	-30,5		337-YuV/87	+8,0	-30,6	
337-YuV/45	+16,2	-31,0*		337-YuV/88	+8,5	-30,8	
337-YuV/46	+16,4	-28,7		337-YuV/89	+9,0	-32,3*	
337-YuV/47	+16,7	-30,1	ПЖЛ	337-YuV/90	+9,5	-31,0	ПЖЛ
337-YuV/48	+17,0	-31,2		337-YuV/91	+9,6	-31,3	
337-YuV/50	+17,7	-29,4		337-YuV/92	+10,0	-31,1	
337-YuV/51	+18,0	-29,3		337-YuV/93	+11,0	-32,5*	
337-YuV/52	+18,4	-29,6		337-YuV/94	+12,0	-31,1	
337-YuV/53	+19,0	-29,6		337-YuV/95	+13,0	-32,9*	
337-YuV/54	+19,3	-29,5		337-YuV/96	+14,0	-30,2	
337-YuV/55	+19,3	-29,0		337-YuV/97	+14,5	-30,9	
337-YuV/56	+19,5	-29,2		337-YuV/99	+15,5	-31,7*	
337-YuV/57	+19,8	-28,9		337-YuV/100	+16,0	-30,6	
337-YuV/58	+20,2	-29,7		337-YuV/101	+16,5	-30,4	
337-YuV/59	+20,5	-29,5*		337-YuV/102	+17,0	-30,6	
337-YuV/60	+21,0	-28,9		337-YuV/104	+18,0	-32,2*	
337-YuV/61	+13,5	-28,4*		337-YuV/105	+18,7	-30,0	
337-YuV/62	+13,0	-30,8		337-YuV/106	+19,5	-30,2	
337-YuV/63	+12,5	-30,6		337-YuV/107	+23,0	-29,3	
337-YuV/64	+12,0	-30,1					
Сингенетические позднеплейстоценовые текстурные шпирь льда в едомной толще							
337-YuV/3	+19,4	-31,2		337-YuV/9	+24,0	-30,0	
337-YuV/4	+20,9	-30,0		337-YuV/20	+9,5	-30,2	
337-YuV/5	+20,1	-29,0	Текст.	337-YuV/21	+8,0	-30,0	Текст.
337-YuV/7	+15,0	-29,0		337-YuV/24	+5,5	-29,7	
337-YuV/8	+13,0	-29,9					
Сингенетические голоценовые ПЖЛ в торфяной вкладке							
337-YuV/66	+27,0	-21,5		337-YuV/70	+29,0	-22,1	
337-YuV/66	+27,5	-21,2		337-YuV/71	+29,3	-22,3	
337-YuV/66	+28,0	-21,7	гПЖЛ	337-YuV/72	+29,0	-21,7	гПЖЛ
337-YuV/66	+28,5	-21,0		337-YuV/74	+29,4	-21,1	
Кайма голоценовой ПЖЛ и текстурные шпирь льда в торфяной вкладке							
337-YuV/73	+29,0	-22,1	кайма	337-YuV/10	+27,9	-16,1	Текст.

*Изотопный анализ выполнен в Институте водных проблем РАН, остальные образцы проанализированы в Институте геологии, г. Таллин.

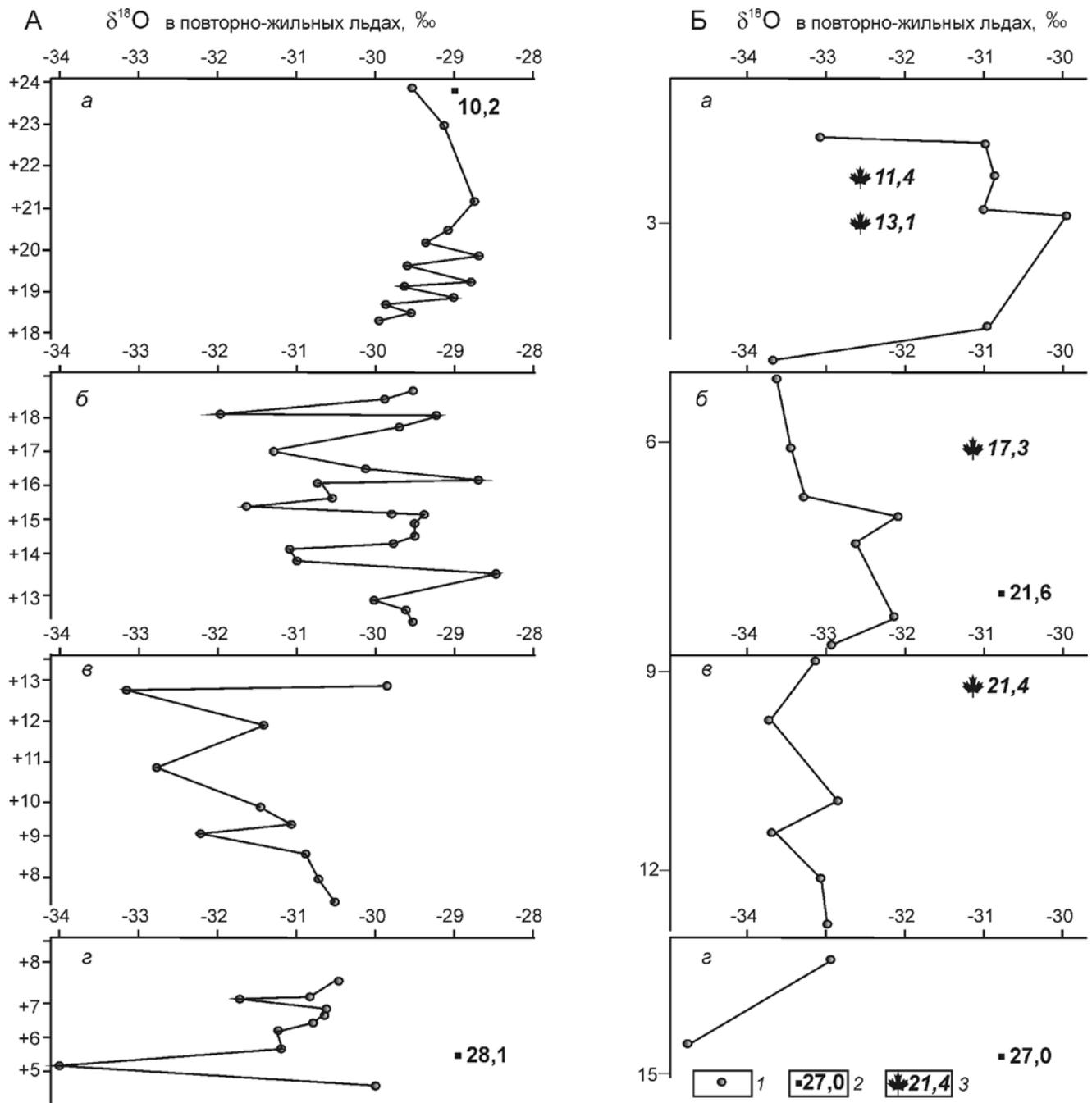
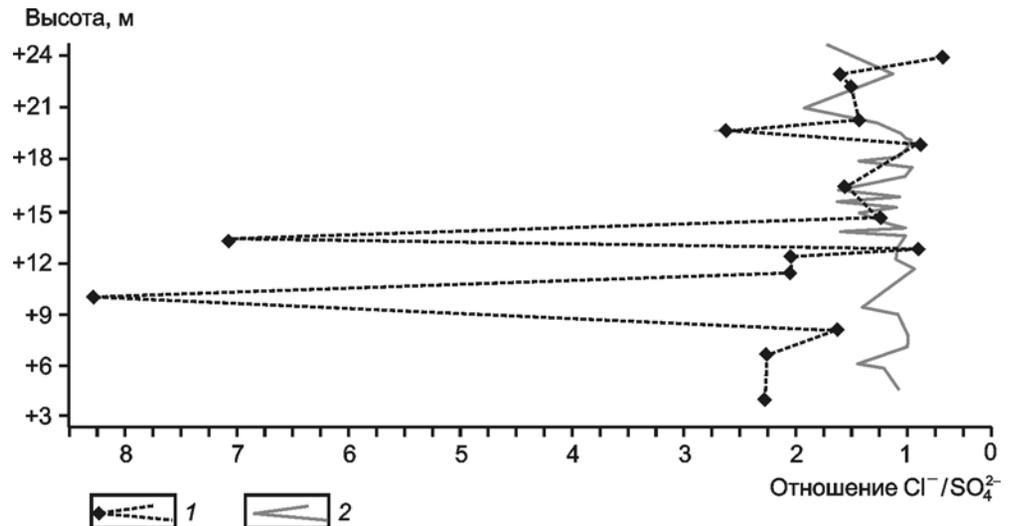


Рис. 5. Изотопно-кислородные диаграммы четырех ярусов позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов в едомной толще о. Айон (А) и в едомной толще Плахинского Яра (Б), формировавшихся 30–12 тыс. л. н. В едомной толще о. Айон выделены фрагменты жил возрастом: *a* – 15–12 тыс. л. н., среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -29,6\text{‰}$ (18–23 м над уровнем моря); *б* – 20–15 тыс. л. н., среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -30,5\text{‰}$ (13–18 м над уровнем моря); *в* – 26–20 тыс. л. н., среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -31,6\text{‰}$ (8–13 м над уровнем моря); *г* – 30–26 тыс. л. н., среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -31,7\text{‰}$ (5–8 м над уровнем моря); 1 – значения $\delta^{18}\text{O}$ (‰); 2 – ^{14}C -датировка из вмещающих отложений; 3 – AMS ^{14}C -датировка из повторно-жильного льда

табл. 5). Среди анионов преобладает гидрокарбонат-ион, среди катионов – натрий и калий. Для сравнения определен химический состав воды озер на низкой и высокой лайде, воды из полигональной канавки на высокой лайде, снежника и морского льда. Полученные данные показали, что химический состав повторно-жильных льдов близок к составу снежника и заметно отличается от химического состава озер, воды из полигональной канавки и морского льда. Химический

состав льда предполагает его преимущественно атмосферное происхождение. Соотношение ионов хлора и сульфата стабильно, несколько увеличивается снизу вверх (рис. 6). Сопоставление с вмещающими отложениями свидетельствует, что нижняя часть супесчаной пачки (от +3 до +13 м) накапливалась при периодическом участии морских вод: отмечены два максимума (8,5 и 7,2 на отметках +8,0 и +13,0 м над уровнем моря соответственно), а при формировании верхней

Рис. 6. Отношение содержания ионов Cl⁻ к содержанию ионов SO₄²⁻ во вмещающих отложениях (1) и в позднеплейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдах (2) Айонской едомы



части осадков влияние морских вод существенно снизилось, значения этого показателя лежат в диапазоне 0,6–2,7.

Для определения морского влияния на состав повторно-жильных льдов в 12 образцах проанализирована энзиматическая (протеолитическая) активность. Полученные значения составили от 30 до 216 ферментных единиц (ф.ед.) на 1 литр. В современном ростке жильного льда на лайде о-ва Айон протеолитическая активность составила 82 ф.ед. на 1 литр, а в образце плавучего льда на море — 130 ф.ед. на 1 литр, в пресной озерной воде значения протеолитической активности составили 20 ф.ед. на 1 литр. В повторно-жильных льдах нижнего яруса отмечена самая высокая протеолитическая активность по разрезу — 216 ф.

ед. на 1 литр. Полученные данные могут свидетельствовать о том, что нижний ярус ледяных жил формировался с участием морских аэрозолей. В средней части разреза значения протеолитической активности составляют от 30 до 112 ф.ед. на 1 литр. Это может указывать на периодическое изменение роли морских аэрозолей в формировании жильных льдов.

В едомных отложениях определена диатомовая флора: 14 пресноводных и пресноводно-солонатоводных видов диатомей и один морской вид (*Melosira sulcata*), как правило, с оценками встречаемости «единично» [Новейшие отложения..., 1980]. Почвенные комплексы диатомей на глубине 28,0 и 11,5 м свидетельствуют, по меньшей мере, о двукратном осушении водоема. Результаты

Таблица 4

Состав и содержание воднорастворимых солей в сингенетических мерзлых отложениях 25–30-метровой позднеплейстоценовой едомы о. Айон

Номера образцов	Абсолютная высота отбора, м	Сухой остаток, %	Состав компонентов, %						pH
			HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	
337-YuV/9	+24,0	0,074	0,015	0,010	0,016	0,002	0,001	0,016	7,56
337-YuV/4	+20,9	0,105	0,026	0,026	0,017	0,008	0,002	0,022	7,90
337-YuV/5	+20,1	0,137	0,026	0,034	0,029	0,012	0,004	0,026	7,76
337-YuV/6	+19,8	0,160	0,027	0,044	0,032	0,015	0,001	0,036	7,81
337-YuV/14	+19,5	0,214	0,029	0,058	0,045	0,013	0,007	0,042	7,15
337-YuV/3	+19,4	0,093	0,011	0,030	0,011	0,006	0,003	0,017	7,26
337-YuV/15	+16,5	0,177	0,034	0,035	0,038	0,013	0,005	0,029	7,86
337-YuV/17	+14,5	0,153	0,040	0,031	0,020	0,011	0,005	0,023	8,05
337-YuV/7	+15,0	0,182	0,049	0,035	0,029	0,009	0,003	0,040	8,18
337-YuV/8	+13,0	0,165	0,049	0,036	0,005	0,010	0,003	0,027	8,16
337-YuV/18	+13,0	0,205	0,032	0,039	0,044	0,016	0,006	0,029	7,81
337-YuV/19	+11,0	0,200	0,046	0,033	0,016	0,019	0,008	0,009	7,84
337-YuV/20	+9,5	0,166	0,046	0,022	0,010	0,015	0,006	0,008	7,82
337-YuV/21	+8,0	0,218	0,024	0,034	0,004	0,012	0,005	0,011	6,44
337-YuV/22	+7,0	0,462	0,043	0,086	0,066	0,039	0,015	0,031	7,60
337-YuV/23	+5,0	0,052	0,015	0,011	0,005	0,005	0,001	0,007	7,33
337-YuV/25	+3,0	0,040	0,012	0,011	0,005	0,004	0,001	0,007	7,24

Таблица 5

Состав и содержание воднорастворимых солей в сингенетических повторно-жильных льдах 25–30-метровой позднелейстоценовой едомы и современных льдах и водоемах о. Айон

Номер образца	Абсолютная высота отбора, м	Сухой остаток, мг/л	Состав компонентов, мг/л						pH
			HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	
Сингенетические повторно-жильные льды									
337-YuV/65	+24,0	82	49	16	12	11	4	15	7,47
337-YuV/107	+23,0	60	34	7	13	7	2	12	7,48
337-YuV/58ф	+20,2	104	61	20	12	5	4	28	7,87
337-YuV/58	+20,2	80	40	12	18	5	2	23	7,52
337-YuV/57	+19,8	70	45	5	12	9	1	14	7,64
337-YuV/55	+19,3	90	51	8	23	10	4	18	7,42
337-YuV/53	+19,0	78	46	9	17	8	3	16	7,63
337-YuV/52	+18,4	66	37	8	12	7	2	14	7,20
337-YuV/104	+18,0	84	37	17	17	8	4	16	7,50
337-YuV/103	+17,5	88	49	9	19	9	3	17	7,58
337-YuV/102	+17,0	54	28	6	12	4	2	12	7,35
337-YuV/46	+16,4	108	67	18	16	9	5	24	7,65
337-YuV/45	+16,2	74	43	9	16	9	3	16	7,65
337-YuV/44	+16,0	54	33	9	8	6	2	12	7,38
337-YuV/100	+16,0	70	49	7	12	7	2	17	7,46
337-YuV/33	+15,5	106	61	18	17	8	5	24	7,00
337-YuV/34	+15,3	56	40	7	8	7	2	12	7,07
337-YuV/35	+15,1	44	15	8	11	6	3	4	7,52
337-YuV/98	+15,0	48	28	7	10	5	1	12	7,63
337-YuV/37	+14,8	68	37	9	16	5	2	18	7,63
337-YuV/38	+14,6	70	55	8	7	9	3	13	7,41
337-YuV/39	+14,4	58	34	6	11	5	1	14	7,40
337-YuV/96	+14,0	50	24	7	10	3	3	10	7,40
337-YuV/40	+13,6	68	33	9	15	7	2	15	7,13
337-YuV/61	+13,5	50	34	5	8	8	1	9	7,12
337-YuV/41	+13,5	76	49	9	10	11	1	15	7,52
337-YuV/42	+13,3	104	49	12	26	11	1	24	7,67
337-YuV/36	+13,0	58	35	9	10	4	3	14	7,47
337-YuV/43	+13,0	64	37	11	8	7	1	15	7,48
337-YuV/63	+12,5	62	37	7	13	5	4	11	7,06
337-YuV/64	+12,0	50	28	7	11	6	2	10	7,27
337-YuV/94	+12,0	48	18	6	15	5	1	9	7,35
337-YuV/89ф	+9,0	36	21	5	5	4	2	5	6,86
337-YuV/89	+9,0	44	24	5	8	5	1	8	7,30
337-YuV/85	+7,0	36	15	5	9	4	1	7	6,75
337-YuV/83	+7,0	36	14	5	9	4	1	7	7,15
337-YuV/82	+6,7	42	18	7	7	5	3	4	6,92
337-YuV/79	+5,9	62	28	10	13	7	1	13	7,23
337-YuV/77	+5,0	54	15	8	14	6	1	10	6,95
Современные льды, снежник и озера									
Морская льдина	0,0	1138	9	673	27	5	25	399	6,35
Озеро, высокая лайда	+2	50	21	14	5	3	3	10	7,05
Озеро, низкая лайда	+0,5	1238	119	741	24	126	122	160	7,63
Вода из полигональной канавки на высокой лайде	+1,5	318	12	185	7	14	13	87	6,4
Снежник	+1,5	48	12	7	12	2	0,1	13	7,33

Таблица 6

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в ростках современных сингенетических повторно-жильных льдов на о. Айон, на севере Чукотки и близлежащих островах Восточной Арктики России, по [Васильчук, 1992] с дополнениями

Местоположение современных жилок и координаты	$\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р.}}$, ‰	$\Sigma t_{\text{з}}$	$t_{\text{ср.з}}$	$t_{\text{я}}$	$t_{\text{гр}}$
О. Айон (69°47' с.ш., 168 39' в.д.)	-20.0	-5047	-20	-29	-12
Устье р. Раучуа (69°30' с.ш., 166°43' в.д.)	-22.0	-5436	-21	-32	-13
Р. Кувет (69°16' с.ш., 175°02' в.д.)	-21.0	-4700	-18	-27	-11
О. Врангеля (71°14" с.ш., 179°24" з.д.)	-20.0	-4272	-17	-25	-11
Р. Амгуэма (67°03' с.ш., 178°53' з.д.)	-19.0	-4992	-19	-29	-11
Оз. Коолень (65°59' с.ш., 170°58' з.д.)	-16.0	-3400	-14	-22	-7
Оз. Эльгыгытгын (67°30" с.ш., 172°00" в.д.)	-20.4	-4598	-18	-27	-10
О. Генриетты (77°06' с.ш., 156 30' в.д.)	-15.3	-5330	-17	-27	-12
О. Жохова (76°09' с.ш., 152 43' в.д.) [5]	-20.0	-5363	-18	-29	-13
О. Котельный (75°27' с.ш., 140 50' в.д.)	-18.1	-5408	-19	-29	-14
О. Земля Бунге (75°24' с.ш., 141°16' в.д.) [4]	-17.6	-5989	-21	-28	-14
О. Малый Ляховский (74°07' с.ш., 140°40' в.д.)	-18,0	-5408	-20	-31	-14
О. Большой Ляховский, юг (74°07' с.ш., 140°40' в.д.) [4]	-20.4	-5400	-20	-31	-14
О. Новая Сибирь (75°03' с.ш., 148 28' в.д.)	-18.0	-5500	-20	-30	-14
О. Четырехстолбовый (70°47' с.ш., 161 36' в.д.)	-20.0	-5143	-19	-30	-13
Плахинский Яр (70°47' с.ш., 161 36' в.д.)	-25.0	-5733	-23	-35	-13

Примечания. $\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р}}$ — значения $\delta^{18}\text{O}$ в ростках повторно-жильных льдов, ‰ к SMOW; $\Sigma t_{\text{з}}$ — сумма зимних температур, град.-сут., $t_{\text{ср.з}}$ — среднезимняя температура воздуха, °С; $t_{\text{я}}$ — среднеянварская температура воздуха, °С; $t_{\text{гр}}$ — среднегодовая температура грунта °С, без снежного и растительного покровов.

анализа фауны жуков из едомной толщи позволяют предположить однократную смену открытых ландшафтов сухих тундр мезофильными ландшафтами с широким распространением кустарников и позднее ландшафтами характерного криоксеротического облика. Аналогичные изменения фауны жуков зафиксированы в разрезе едомной свиты Дуванного Яра на Колыме.

По результатам аналитических определений можно проследить, что за весь период накопления едомных отложений на о. Айон фациальная обстановка изменялась: субаквальные условия сменялись субаэральными, что фиксируется данными диатомового анализа. Отмечено по крайней мере 2 непродолжительных периода повышения роли морских аэрозолей при формировании едомного циклита, содержащего третий ярус повторно-жильных льдов.

Реконструкции значений зимней температуры.

Для сравнения с данными для о. Айон авторами проведены реконструкции значений среднезимней и среднеянварской температуры по разрезам Чаун-Чукотки, которые сопоставлены с данными по разрезу Плахинский Яр в низовьях Колымы. Изотопный состав позднелейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдов в ряде место-

нахождений Чаун-Чукотки изучен А.Н. Котовым: в устье р. Раучуа на побережье Восточно-Сибирского моря, на р. Экитыки, в среднем течении р. Амгуэма, на о. Врангеля [Котов, 1998, 1999а, б]. Реконструкции среднелейстоценовой ($t_{\text{я}}$) и среднезимней ($t_{\text{ср.з}}$) температуры выполнены на основании сравнения изотопного состава современных жильных ростков ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р}}$) и современной зимней температуры для периода формирования жильных ростков, т.е. последних 60–100 лет (табл. 6) [Васильчук, 1992], и полученных двух уравнений:

$$t_{\text{я}} = 1,5 \delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р}} (\pm 3 \text{ } ^\circ\text{C}) \text{ и } t_{\text{ср.з}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р}} (\pm 2 \text{ } ^\circ\text{C}).$$

По приведенным уравнениям рассчитаны значения зимней температуры воздуха для ряда разрезов Чаун-Чукотки (табл. 7).

В период накопления повторно-жильных льдов в районе устья р. Раучуа и в долине р. Экитыки (№ 5, 6 на рис. 1) 45–30 тыс. л. н. среднелейстоценовая температура была ниже современной на 7–9 °С, а средняя температура января на 19–14 °С ниже. Для периода 30–26 тыс. л. н. на о. Айон, когда формировались повторно-жильные льды нижнего четвертого яруса, среднелейстоценовая температура была ниже современной на 11 °С, а средняя температура

Таблица 7

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах Северной Чукотки и палеотемпературные характеристики позднего плейстоцена и голоцена

Наименование опорного разреза	$\delta^{18}\text{O}_{\text{ж}}$, ‰	Палеорекострукции				Современные значения				
		$\Sigma t_{\text{з}}$	$t_{\text{сз}}$	$t_{\text{я}}^{\circ}$	$t_{\text{палео.гр}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{ж}}$, ‰	$\Sigma t_{\text{з}}$	$t_{\text{сз}}$	$t_{\text{я}}^{\circ}$	$t_{\text{совр.гр}}$
45–30 тыс. л. н.										
Устье р. Раучуа ¹	–30,5	–7500	–30	–46	–19	–22	–5436	–21	–32	–13
Р. Эжитыки, приток р. Амгуэма ²	–25,9	–6500	–26	–38	–14	–19	–4990	–19	–29	–11
30–26 тыс. л. н.										
О. Айон	–31,2	–7750	–31	–46	–19	–20	–5047	–20	–29	–12
Плахинский Яр	–33,8	–8250	–33	–50	–23	–25	–5733	–23	–35	–13
О. Котельный	–29	–7750	–29	–43	–19	–18	–5408	–19	–29	–14
26–20 тыс. л. н.										
О. Айон	–31,6	–7800	–32	–47	–20	–20	–5047	–20	–29	–12
Плахинский Яр	–33,0	–8200	–33	–49	–22	–25	–5733	–23	–35	–13
Р. Амгуэма ³	–28,0	–7000	–28	–43	–16	–19	–4992	–19	–29	–11
20–15 тыс. л. н.										
О. Айон	–30,5	–7500	–30	–46	–19	–20	–5047	–20	–29	–12
Плахинский Яр	–32,6	–8000	–32	–48	–21	–25	–5733	–23	–35	–13
О. Котельный	–25	–6250	–25	–37	–16	–18	–5408	–19	–29	–14
15–12 тыс. л. н.										
О. Айон	–29,6	–7400	–30	–44	–18	–20	–5047	–20	–29	–12
Плахинский Яр	–31,1	–7750	–31	–46	–19	–25	–5733	–23	–35	–13
О. Врангеля ⁴	–28,5	–7000	–29	–43	–17	–20	–4272	–17	–25	–11
10–5 тыс. л. н.										
О. Айон	–21,6	–5500	–22	–31	–12	–20	–5047	–20	–29	–12
О. Врангеля ⁴	–21,5	–5400	–22	–30	–12	–20	–4272	–17	–25	–11
О. Котельный ⁶	–22,5	–5600	–22	–34	–15	–18	–5408	–19	–29	–14
Р. Амгуэма ³	–20,0	–5000	–20	–30	–11	–19	–4992	–19	–29	–11
Оз. Эльгыгытгын ⁵ (низ)	–23,5	–5800	–24	–35	–13	–20,4	–4598	–18	–27	–10
Оз. Эльгыгытгын ⁵ (верх)	–22,4	–5600	–22	–30	–12	–20,4	–4598	–18	–27	–10
Плахинский Яр	–27	–6750	–27	–40	–15	–25	–5733	–23	–35	–13

Примечания. $\Sigma t_{\text{з}}$ — сумма зимних температур, град.-сут.; $\delta^{18}\text{O}_{\text{ж}}$ — значения $\delta^{18}\text{O}$ в соответствующем фрагменте ледяных жил, ‰ к SMOW; $t_{\text{ср.з}}$ — среднезимняя температура, °C; $t_{\text{я}}^{\circ}$ — среднеянварская температура, °C; $t_{\text{палео.гр}}$ — среднегодовая палеотемпература грунта, °C; $t_{\text{совр.гр}}$ — современная среднегодовая температура грунта (со снятым снежным и растительным покровом), °C; ¹ [Котов, 1998в], ² [Котов, 1999б], ³ [Котов, 1997], ⁴ [Котов, 1999а], ⁵ [Schwamborn et al., 2006], ⁶ [Васильчук и др., 2016].

января — на 17 °C, но если учитывать минимальное значение $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда (–34‰), то разница с современной среднеянварской температурой достигала 21 °C. Для района Плахинского Яра среднезимняя температура была ниже современной на 10 °C, а средняя температура января на 15 °C, те же показатели для этого периода на о. Котельный составляют 10 и 14 °C [Васильчук и др., 2016]. Очевидно, наиболее низкие значения среднезимней и среднеянварской температуры соответствуют периоду существенного снижения зимней температуры 29–28 тыс. л. н.

В период 26–20 тыс. л. н. среднеянварская температура на о. Айон отличалась от современной на 18 °C, среднезимняя — на 12 °C, а в районе Плахинского Яра на 14 °C и 10 °C соответственно, в среднем течении р. Амгуэма эти показатели близки к разнице значений температуры районе Плахинского Яра — 14 и 10 °C. Отметим, что на о. Айон 26–20 тыс. л. н., как и ранее, разница между реконструированной и современной температурой наибольшая. В период от 20 до 15 тыс. л. н. среднеянварская температура на о. Айон отличалась от современной на 17 °C, а среднезимняя — на 10 °C,

для Плахинского Яра эти показатели составили 13 и 9 °С, а для едомы о. Котельный [Васильчук и др., 2016] — 8 и 6 °С. Для периода 15–12 тыс. л. н. разница значений среднеянварской и среднезимней температуры по сравнению с современной составила 15 и 10 °С соответственно, для района Плахинского Яра 8 и 11 °С соответственно, а на о. Врангеля отмечена весьма заметная разница по сравнению с современными температурами на острове — 18 и 12 °С.

Отмеченные заметные различия среднезимней и среднеянварской температуры по сравнению с их современными значениями дают основание предполагать, что о. Айон в течение позднего плейстоцена находился в гораздо более холодном климате (скорее всего, в отсутствие отепляющего воздействия моря), условия зимнего сезона на о. Айон были намного суровее. Реконструируемая по значениям $\delta^{18}\text{O}$ в жилах позднеплейстоценовая среднеянварская температура на о. Айон составляет от -50 до -44 °С (при современной среднеянварской температуре, равной $-28,7$ °С), а среднезимняя температура — от -34 до -29 °С (при современной среднезимней температуре, равной $-19,4$ °С).

Интерполяция данных радиоуглеродного датирования едомной толщи о. Айон показала, что наиболее низкие значения температуры приходятся на период 21–18 и 29–28 тыс. л. н., что соответствует периодам, приходящимся на глобальные периоды похолоданий (события Хайнриха № 3 и № 2 [Васильчук, 2003]). При переходе от позднего плейстоцена к голоцену разница в среднезимней температуре на о. Айон составила 9–10 °С, а среднеянварской — 13–15 °С, в то время как эти

же величины для Плахинского Яра составили 6 и 9 °С соответственно. Вероятно, это следствие изменения конфигурации береговой линии и перехода территории о. Айон из континентального положения в островное благодаря повышению уровня моря. Таким образом, о. Айон стал островом только в конце плейстоцена–начале голоцена. Об этом свидетельствует изменение условий зимнего сезона. Значения среднезимней и среднеянварской температуры в первой половине голоцена (10–5 тыс. л. н.) на о. Айон обычно были на 2 °С ниже современных. Наиболее существенно по сравнению с указанным периодом к настоящему времени увеличилась среднезимняя температура в районе оз. Эльгыгытгын, Плахинского Яра и о. Врангеля (табл. 7).

Заключение. К особенностям изотопных характеристик и палеотемпературных условий о. Айон и прилегающих районов Северной Чукотки в течение последних 45 тыс. лет относятся:

- практически полное совпадение трендов распределения изотопных характеристик позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов на о. Айон и в низовьях р. Колымы;

- наиболее низких значений зимняя температура воздуха, согласно изотопной характеристике повторно-жильных льдов, достигала 21–18 и 29–28 тыс. л. н.

- отмечен более резкий сдвиг в сторону менее отрицательных значений зимней температуры воздуха при переходе от позднего плейстоцена к голоцену по сравнению с Нижнеколымскими районами, что связано с влиянием изменения уровня моря и переходом территории о. Айон из континентального состояния в островное.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Васильчук А.К. Отражение событий Хайнриха на датированных по радиоуглероду спорово-пыльцевых диаграммах повторно-жильных льдов и вмещающих их едомных отложений низовий р. Колымы // Криосфера Земли. 2003. Т. VII, № 4. С. 3–13.

Васильчук Ю.К. Условия формирования позднеплейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов Чукотки (изотопно-криолитохронологический анализ) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 4. С. 920–924.

Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав повторно-жильных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. М.: Изд. Отдел теоретических проблем РАН, МГУ, ПНИИИС, 1992. Т. 1, 420 с.; Т. 2, 264 с.

Васильчук Ю.К., Макеев В.М., Маслаков А.А. и др. Палеогеокриологические условия формирования позднеплейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов острова Котельный // Мат-лы 5-й конф. гео-криологов России. МГУ имени М.В.Ломоносова, 14–17 июня 2016 г. М.: Университетская книга. 2016. Т. 2. С. 284–291.

Гудина В.И., Лаштабег В.А., Левчук Л.К. и др. Граница плиоцена–плейстоцена на севере Чукотки (по фораминиферам). Новосибирск: Институт геологии и геофизики, 1984. 104 с.

Каревская И.А., Сурков А.В., Воскресенский С.С. и др. Палеогеографические обстановки осадконакопления на шельфе Восточно-Сибирского моря // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984. С. 43–50.

Котов А.Н. Особенности криолитогеоза в зоне абляции позднеплейстоценовых ледников // История фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: Наука, 1997. С. 249–259.

Котов А.Н. Аласный и ледовый комплексы отложений северо-западной Чукотки // Криосфера Земли. 1998. Т. II, № 1. С. 11–18.

Котов А.Н. Позднеплейстоценовые криолитогенные отложения и глетчерные льды в долине р. Экитыки (северная Чукотка) // Комплексное исследование Чукотки (проблемы геологии и биогеографии) Магадан: Кн. изд-во, 1999а. С. 93–102.

Котов А.Н. Криолитогенные отложения о. Врангеля // Комплексное исследование Чукотки (проблемы геологии и биогеографии). Магадан: Кн. изд-во, 1999б. С. 129–140.

Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М.: Наука, 1980. 295 с.

Свиточ А.А., Базилевская Л.И., Боярская Т.Д. Новейшие отложения и палеогеография о. Айон (Чанунская губа) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 245, № 6. С. 1200–1204.

Степанова Г.В. Находка морских неогеновых диатомей на острове Айон (Восточно-Сибирское море) // Ежегодник Всесоюз. палеонт. об-ва АН СССР. 1989. Т. 32. С. 200–217.

Тараканов Л.В., Каплин П.А., Курсалова В.И. Строе-ние и абсолютный возраст новейших отложений Валькарайской низменности (Северная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, № 5. С. 1128–1130.

Kurita N., Yoshida N., Inoue G., Chayanova E.A. Modern isotope climatology of Russia: A first assessment // J. Geophys. Res. Atmosphere. 2004. Vol. 109. D03102.

Murton Ju.B., Goslar T., Edwards M.E. et al. Palaeoenvironmental interpretation of yedoma silt (ice complex) deposition as cold-climate loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia // Permafrost and Periglacial Processes. 2015. Vol. 26, Iss. 3. P. 208–288.

Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., et al. Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytgyn Impact Crater, NE Siberia // Quaternary Res. 2006. N 66. P. 259–272.

Vasil'chuk Yu.K., Kim J.-C., Vasil'chuk A.C. AMS ¹⁴C dating and stable isotope plots of Late Pleistocene ice-wedge ice // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2004. Vol. 223–224. P. 650–654.

Поступила в редакцию
12.05.2016

УДК 624.131.3

М.Ю. Чербунина¹, Д.Г. Шмелев², А.В. Брушков³, В.С. Казанцев⁴, Р.Н. Аргунов⁵**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАНА В ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТАХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ⁶**

Представлены результаты многолетних полевых исследований содержания метана в верхней части многолетнемерзлых пород для различных геоморфологических уровней Центральной Якутии. Установлены основные закономерности распределения в зависимости от ландшафтных и мерзлотно-геологических условий. Для межаласных участков выявлена разница в содержании метана в отложениях позднеплейстоценового ледового комплекса на левом и правом берегах р. Лена, обусловленная различными условиями формирования — на левом берегу образование маломощного покрова отложений проходило в субаквальных условиях, благоприятных для метаногенеза, на правом — в более сухих аэробных условиях. Максимальные значения концентрации метана приурочены к аласным отложениям, где определяющим являются момент и продолжительность промерзания пород после спуска термокарстового озера в субаэральные условия. Содержание метана отличается большой изменчивостью по глубине и в плане в рассмотренных отложениях, при этом после промерзания не наблюдается его перераспределения, что позволяет использовать метан как палеоиндикатор условий накопления и промерзания отложений.

Ключевые слова: концентрация метана, ледовый комплекс, аласы, Центральная Якутия.

The article presents the results of long-term field studies of methane in the upper part of permafrost for the different geomorphological levels of Central Yakutia. Patterns of spatial distribution of methane content across different landscapes were found. The highest concentrations of methane are found in alas deposits, the major role of methane in the conservation there goes to the moment of freezing the thermokarst lake draining. The difference in methane content in the sediments of the Late Pleistocene Ice Complex on the left and the right bank of the river Lena was identified. That is likely caused by the conditions of ice complex formation.

Key words: methane concentrations, permafrost thawing, ice complex, alases, Central Yakutia.

Введение. Метан (CH₄) — один из основных парниковых газов, его концентрация в атмосфере возросла в 2,5 раза от 722 ppm в 1750 г. до 1803 ppm в 2011 г. [IPCC, 2014]. Исследования [Ривкина и др., 2006; Brouchkov и др., 2002; Васильев и др., 2015; Vooreboom et al., 2013] показывают, что, занимая около 25% площади в Северном полушарии, вечная мерзлота содержит в себе большое количество метана.

В последние десятилетия тренд потепления наиболее сильно выражен в северных широтах, где он в 2 раза превышает средние значения по планете. На территории России наибольшее потепление фиксируется в Центральной Якутии — до 0,06 °С/год, а тренд увеличения температуры мерзлых грунтов при этом составляет более 0,03 °С/год [Павлов, Малкова, 2009]. Увеличение температуры

воздуха провоцирует деградацию вечной мерзлоты и может приводить к увеличению глубины сезонного протаивания, развитию термокарста по льдистым отложениям, термоэрозии, термоабразии, термоденудации. В результате оттаивания и разрушения мерзлых отложений переотлагается органика, она используется метанообразующими бактериями для генерации CH₄, который поступает в воздух [Schuur et al., 2015].

Цель работы — определение запасов метана в верхней части мерзлых пород, наиболее подверженных деградации при потеплении климата, на разных геоморфологических уровнях в Центральной Якутии.

Методика исследований. Отбор образцов мерзлых пород осуществлялся с помощью колонкового кернового бурения (мотобуром или установкой

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, вед. инж.; *e-mail:* cherbuninamariya@gmail.com

² ОАО «Гипротрубопровод», отдел инженерной защиты, гл. специалист; *e-mail:* denwallace@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, заведующий кафедрой, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* brushkov@geol.msu.ru

⁴ Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН, лаборатория математической экологии, науч. с.; *e-mail:* kazantsev@ifaran.ru

⁵ Институт мерзлотоведения СО РАН, лаборатория криогенных ландшафтов, вед. инженер; *e-mail:* argunov@mpi.ysn.ru

⁶ Исследование выполнено за счет гранта РФФИ (проект № 16-35-00403_мол_a).

УКБ-12/25) или непосредственно из обнажений. При работе на обнажениях образцы вырубали из мерзлой стенки топором или выпиливали бензопилой на расстоянии от поверхности стенки не менее 0,4–0,5 м. Сбор газа из мерзлых образцов проводился следующим способом [Arkhangelov, Novgorodova, 1991]: мерзлые образцы массой 1–3 кг помещали в емкость, полностью заполненную концентрированным раствором NaCl, и накрывали воронкой с подсоединенной газосборной колбой. Система целиком заполнена раствором NaCl. При таянии образца и дегазации выделяющиеся пузыри газа поднимаются через воронку и трубку в газосборную колбу, лишняя жидкость из колбы по другой трубке вытесняется обратно в емкость (рис. 1). Таким образом проводится сбор всего объема газа, содержащегося в образце, который собирается через систему шприцов в флаконы объемом 10–20 мл, заполненные также раствором NaCl путем вытеснения этого раствора. Затем флаконы в перевернутом положении транспортируются в лабораторию.

Концентрацию метана определяли методом газовой хроматографии на приборе «Хроматэк-Кристалл 5000.2» с пламенно-ионизационным детектором в лаборатории математической экологии Института физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН. Определение концентрации метана в каждой пробе проводили с трехкратной повторностью.

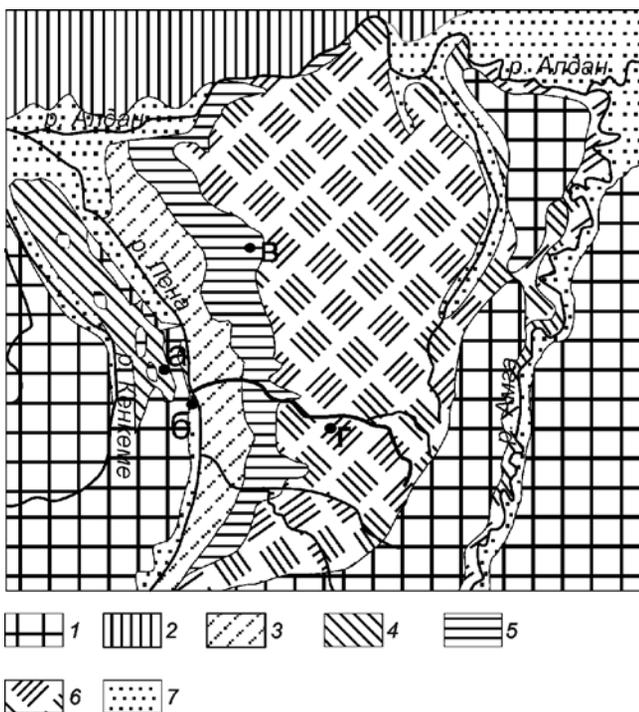


Рис. 1. Схема расположения исследованных участков (буквы) на различных геоморфологических уровнях (цифрами): а — Нелегер; б — Якутск; в — Сырдах; г — Юкэчи. 1 — денудационная поверхность, 2 — ледниковая равнина, 3 — бестяхская терраса, 4 — маганская терраса, 5 — тунгюлюнская терраса, 6 — абалахская терраса, 7 — долины рек. Схема составлена на основании геоморфологических карт [Иванова, 1984; Соловьев, 1959]

Кроме того, для отобранных мерзлых образцов пород стандартными методами определяли: водородный потенциал (pH), минерализацию и состав водорастворимых солей в жильных льдах и вмещающих их отложениях — титриметрически и потенциометрически на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова на кафедре геохимии, содержание органического углерода отложений по бихроматной окисляемостью методом И.В. Тюрина в модификации Б.А. Никитина (сушильный шкаф), а также и Д.С. Орлова и Н.М. Гриндель (двухлучевая спектрофотометрия) на географическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова на кафедре геохимии ландшафтов и географии почв.

Результаты исследований и их обсуждение. Содержание метана в мерзлых породах и их свойства исследованы на 4 природных полигонах: стационары Нелегер и Юкэчи, алас Сырдах и 1-я надпойменная терраса (1 н.п.) терраса левого берега р. Лена (рис. 2). На площадках охарактеризованы следующие типы отложений Центральной Якутии: песчаные синкриогенные аллювиальные отложения террас долины р. Лена, межлаласные

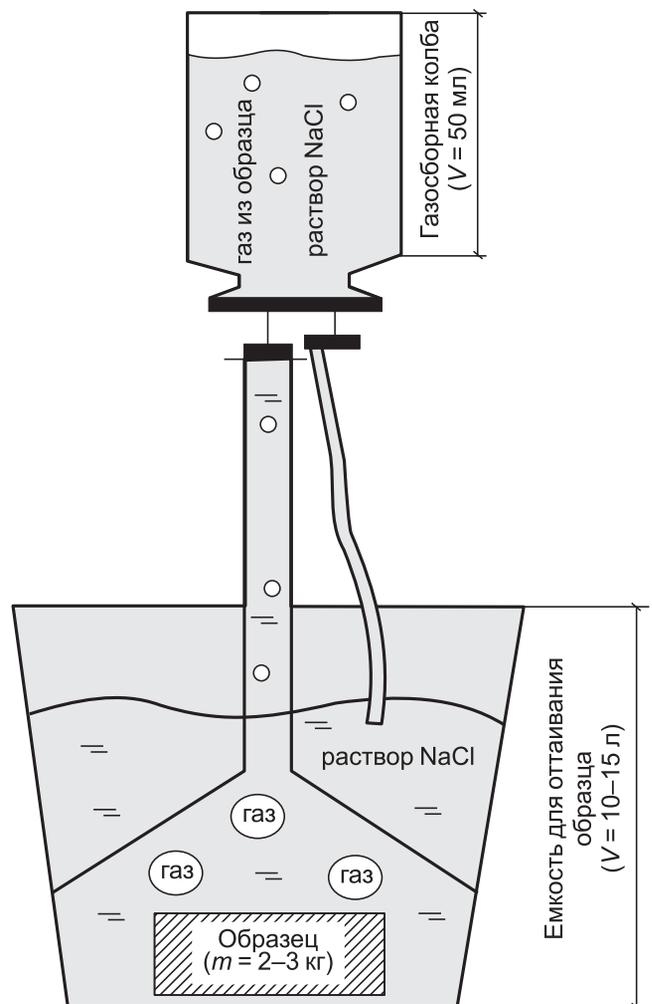


Рис. 2. Схема дегазации образцов мерзлых пород. Вне масштаба

и аласные отложения маганской террасы левого берега Лены (стационар Нелегер), межаласные и аласные отложения абалахской террасы правого берега р. Лена (стационар Юкэчи), межаласные отложения тюнгюлюнской террасы правого берега р. Лена (район аласа Сырдах).

Район аласа Сырдах расположен на правом берегу Лены в ее среднем течении на тюнгюлюнской террасе Лено-Амгинского междуречья. Алас имеет вытянутую форму, его длина составляет 2 км, а ширина 1 км, высота борта аласа 30 м. Предыдущими исследованиям [Босиков, 1985] на берегу оз. Сырдах подземные льды вскрыты четырьмя скважинами на глубине 2,2–16,6 м. Многочисленные скважины, пробуренные на межаласье, вскрыли мощные повторно-жильные льды (ПЖЛ), нижние части которых, как правило, на несколько метров ниже дна озера. Глубина залегания льда в прилегающем межаласье достигает 45 и 34 м в аласах Онер и Сырдах соответственно.

Нами исследовано обнажение ($62^{\circ}32.638' N$, $130^{\circ}57.915' E$) в термоэрозионном овраге глубиной 6 м, шириной 10–15 м. Лед в ПЖЛ по составу пресный ($M = 0,26$ г/л), в химическом составе преобладают гидрокарбонат-ионы, ионы натрия и калия при слабощелочной реакции ($pH 7,9$), что не противоречит ранее опубликованным результатам для Центральной Якутии [Васильчук, 2016]. Мерзлые отложения, перекрывающие и вмещающие подземные льды, относятся к незасоленным ($D_{sal} = 0,12\%$), для сезонно-талого покровного суглинка эта величина составляет 0,05%. По

химическому составу водорастворимых солей преобладают ионы гидрокарбонатов и натрия–калия (для сезонно-талого слоя (СТС) кальция) со слабощелочной реакцией ($pH 8,1-8,4$). Содержание органического углерода (C_{org}) варьирует от 1,2% во вмещающих ПЖЛ суглинках до 2,0–2,2% в горизонтах перекрывающих ПЖЛ.

Включений газов во льду содержится 3–5% от объема льда, концентрация CH_4 изменяется от 82 до 12 ppmv на глубине 1,8 и 7,0 м соответственно (рис. 3).

Алас Юкэчи ($61^{\circ}35' N$, $130^{\circ}40' E$) расположен в 50 км на восток от г. Якутск, на правом берегу р. Лена, на абалахской террасе. Район характеризуется широким развитием термокарстовых форм рельефа. Высота ПЖЛ достигает 23–24 м [Босиков, 1998]. Ширина жил в верхней части варьирует от 1–1,5 до 2,5–3 м, при этом ширина блоков между жилами составляет менее 5–6 м [Fedorov, Konstantinov, 2003]. В ходе работ нами пробурено 10 скважин глубиной 4–6 м на разных элементах рельефа; кровля льда вскрыта на глубине от 1,8 до 4,1 м. Профиль, пересекающий участок лесного водораздела, залесенный склон и пологую часть аласа, покрытую злаковым разнотравьем и осокой, представлен на рис. 4, на этом рисунке ниже профиля показаны значения концентрации метана и общего газосодержания в соответствующих скважинах.

Район аласа Нелегер ($62^{\circ} 18.064' N$, $129^{\circ} 30.192' E$) расположен на левом берегу р. Лена на маганской террасе. Рельеф характеризуется чередовани-

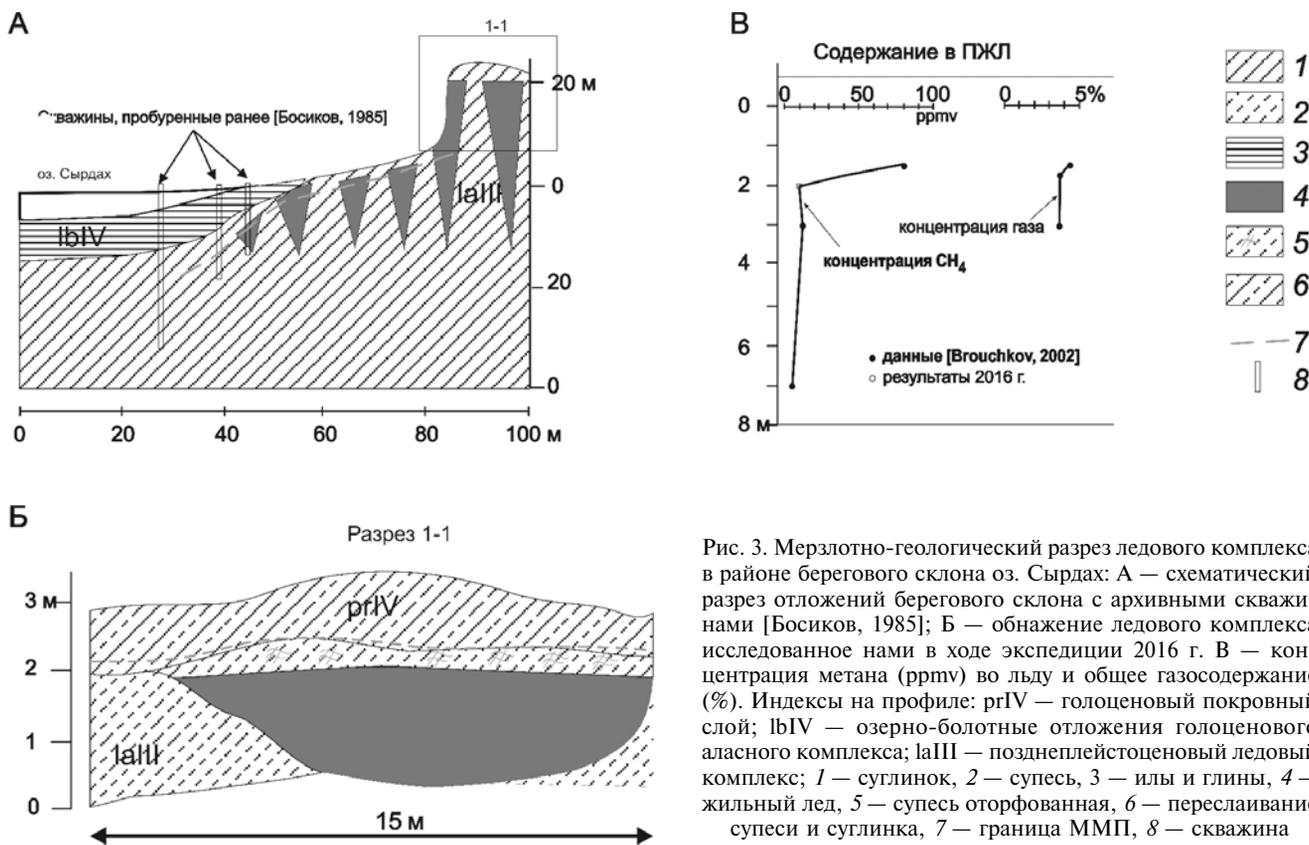


Рис. 3. Мерзлотно-геологический разрез ледового комплекса в районе берегового склона оз. Сырдах: А — схематический разрез отложений берегового склона с архивными скважинами [Босиков, 1985]; Б — обнажение ледового комплекса исследованное нами в ходе экспедиции 2016 г. В — концентрация метана (ppmv) во льду и общее газосодержание (%). Индексы на профиле: prIV — голоценовый покровный слой; lbIV — озерно-болотные отложения голоценового аласного комплекса; laIII — позднеплейстоценовый ледовый комплекс; 1 — суглинок, 2 — супесь, 3 — илы и глины, 4 — жильный лед, 5 — супесь оторфованная, 6 — переслаивание супеси и суглинка, 7 — граница ММП, 8 — скважина

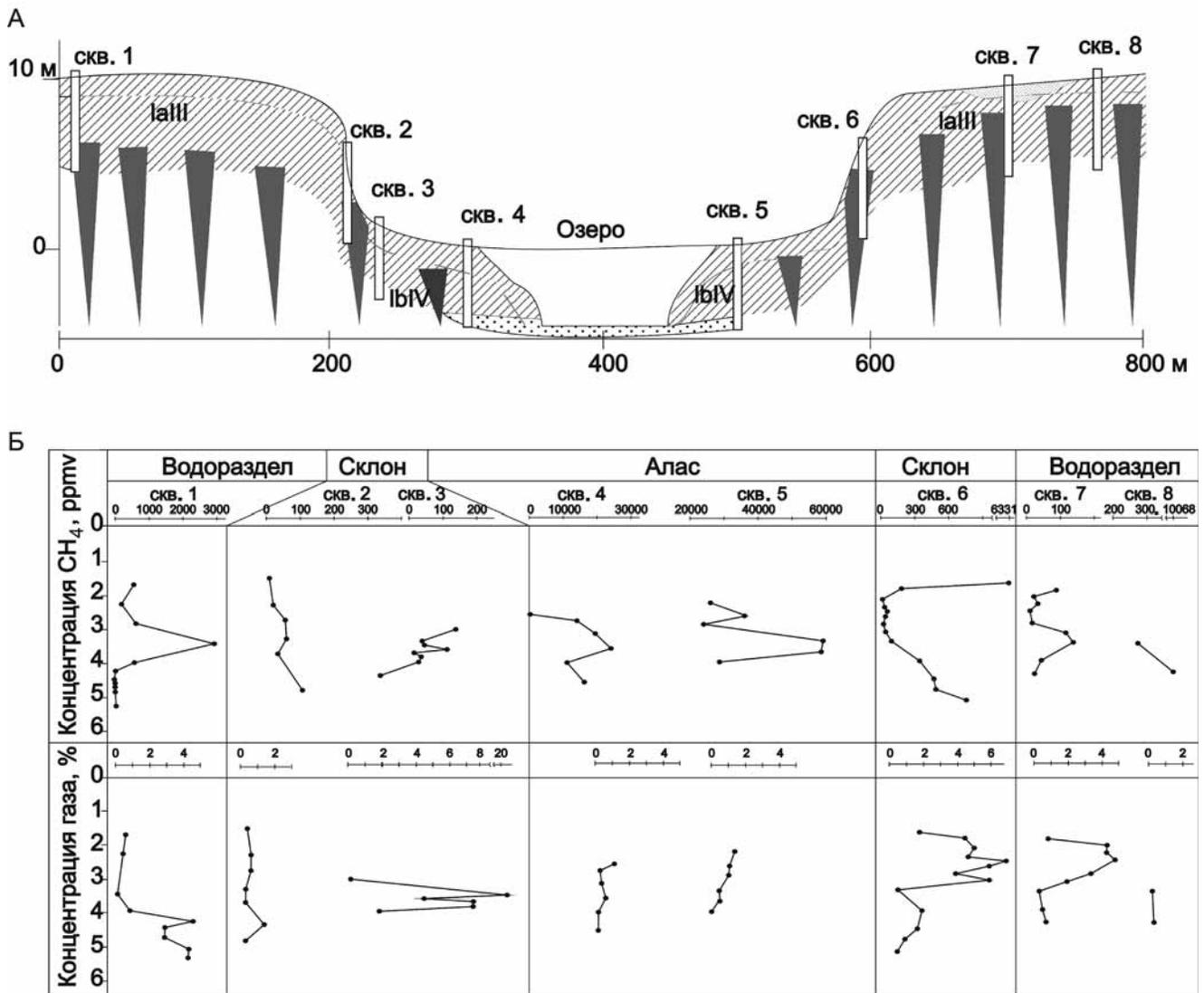


Рис. 4. Мерзотно-геологический профиль ледового комплекса в районе аласа Юкэчи (А), концентрация метана (ppmv) и общее газосодержание (%) в отложениях и льдах для различных типов рельефа (Б). Индексы на профиле: lbIV — озерно-болотные отложения голоценового аласного комплекса; laIII — позднеплейстоценовый ледовый комплекс

ем аласов и межаласий, сложенных отложениями ледового комплекса. Здесь распространен мало-мощный ледовый комплекс, его толщина не превышает 5–7 м, зрелые термокарстовые котловины врезаны не глубже 3 м от поверхности межаласья. В днищах аласов широко распространены многолетние бугры пучения (булгуны). Верхняя часть разреза представлена пылеватыми суглинками, слагающими СТС и верхнюю часть мерзлой толщи, ниже (с 4–6 м) залегают среднезернистые льдистые пески (рис. 5). Верхняя поверхность жильных льдов залегает на глубине 1,5–2,0 м в лесах и на глубине 2,0–2,5 м на межаласных лугах. Ширина жил в верхней части составляет 0,5–1,0 м, а их вертикальная мощность не превышает 2,5–4,0 м.

По химическому составу отложения, вмещающие ПЖЛ, имеют более высокую засоленность, чем в аласе Сырдах, и относятся к засоленным ($D_{\text{sal}}=0,24\%$), в составе ионов преобладают гидрокарбонат-ион и калий-натрий, характерна

слабощелочная реакция (рН 8,4). Содержание $C_{\text{орг}}$ составляет около 2,6% на глубине 2,0–3,0 м из образцов, отобранных на склоне аласа.

Кроме того, опробовано несколько точек в аллювиальных отложениях террасы р. Лена на участке «Якутский разбой». Район относится к так называемому Якутскому сегменту (местное название — долина Туймаада), где развита одна надпойменная терраса, сложенная голоценовыми отложениями (возраст 9–11 тыс. лет) и вложенные в нее высокая и низкая поймы [Спектор и др., 2008]. Для песков, отобранных с глубины 8 и 12 м в подземелье Института мерзлотоведения (ИМЗ), концентрация метана составила 1670,9–8914,0 ppmv; для песков высокой поймы р. Лена (Туймаада) в пределах первых 4-х м — от 73,8 до 438 ppmv. По степени засоленности аллювиальные пески подземелья ИМЗ незасоленные ($D_{\text{sal}}=0,06\%$) с преобладанием ионов гидрокарбоната-иона и натрия-калия со слабощелочной реакцией

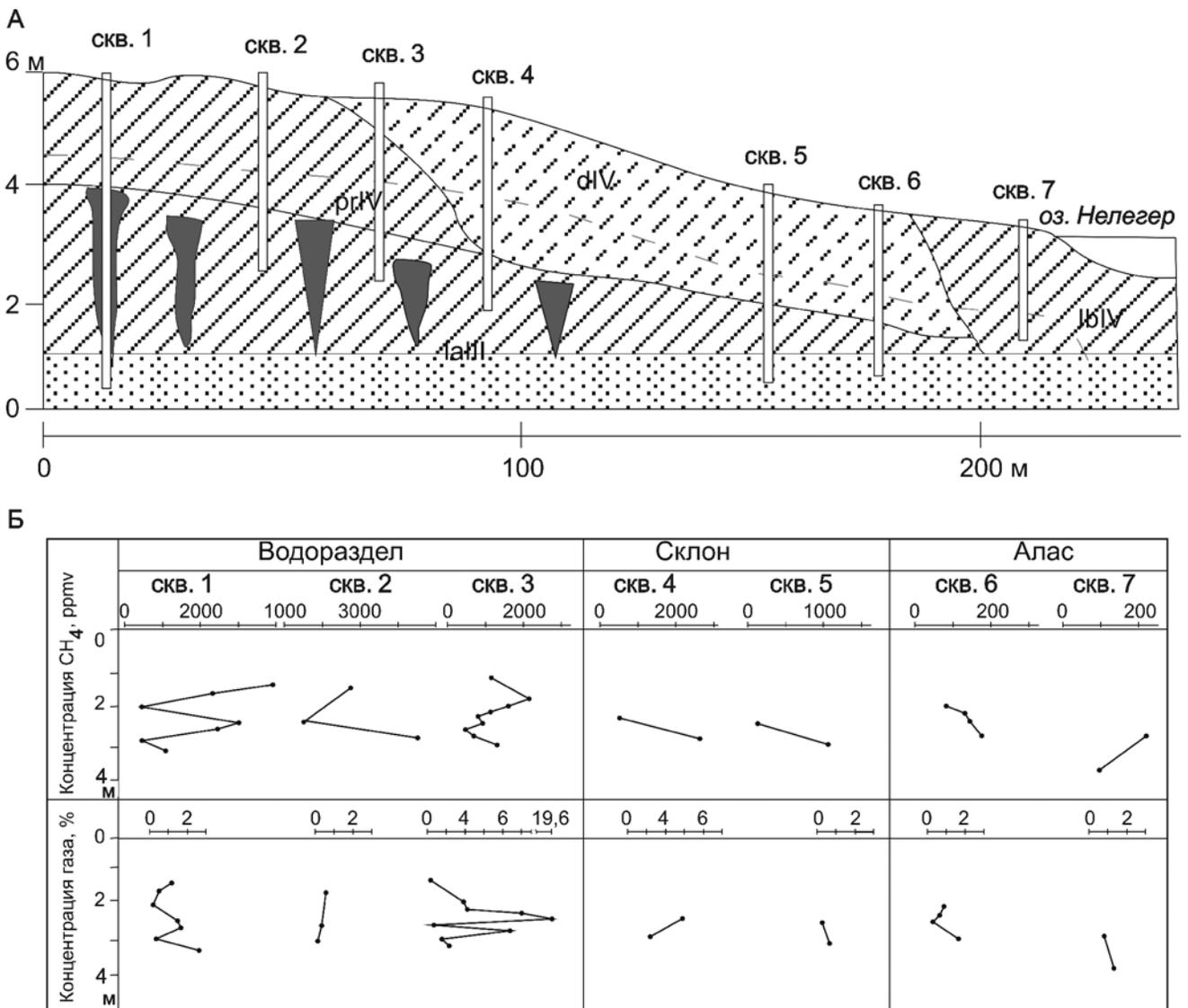


Рис. 5. Мерзлотно-геологический разрез ледового комплекса в районе аласа Нелегер (А), концентрация метана (ppmv) и общее газосодержание (%) в отложениях и льдах для различных типов рельефа (Б). Индексы на профиле: rgIV — голоценовый покровный слой; lbIV — озерно-болотные отложения голоценового аласского комплекса; dIV — голоценовые деллювиальные (склоновые) отложения; laIII — позднеплейстоценовый ледовый комплекс

(рН 8,1). Содержание $C_{орг}$ варьирует от 0,5 до 1,2% для глубины 8 и 12 м.

В результате исследований нами получены значения концентрации метана в верхней части многолетнемерзлых пород Центральной Якутии (таблица) для четырех участков.

Рассматриваемые породы ледового комплекса тунгюлюнской террасы имеют возраст 13 700–19 600 лет (датировки ИМ-360 и ИМ-433, оз. Енер и оз. Сырдах соответственно), на стационаре Юкэчи возраст абалахской террасы составляет $22\,300 \pm 1200$ лет (датировка ИМ-428). Но в литературе указаны датировки абалахской террасы, которые могут быть отнесены к МИС-3 (60–24 тыс. лет назад [Катасонов и др, 1979]. Таким образом, если накопление абалахской террасы продолжалось на протяжении МИС-3–МИС-2 (60–12 тыс. л. н.), то тунгюлюнская терраса имеет более молодой возраст и может быть целиком от-

несена к МИС-2 (24–14 тыс. л. н.). Для отложений позднеплейстоценового ледового комплекса (ПЖЛ и вмещающие их отложения) тунгюлюнской и абалахской террасы правого берега р. Лена средние значения концентрации метана составляют первые десятки–сотни ppmv. Так, для ПЖЛ в районе оз. Сырдах средние значения концентрации метана составляют 26,4 ppmv, для ПЖЛ и вмещающих отложений межаласья участка Юкэчи средние значения — 73,7 и 203,3 ppmv соответственно. Такая концентрация метана в позднеплейстоценовых ледовых комплексах согласуется с ранее опубликованными данными. Так, в отложениях позднеплейстоценового ледового комплекса на северо-востоке Якутии метан отсутствует или присутствует в следовых количествах [Ривкина и др., 2006]. В Центральной Якутии (правый берег р. Лена) концентрация метана в суглинках ледового комплекса, вмещающих мощные сингенетические

Результаты статистической обработки содержания метана в мерзлых породах Центральной Якутии

Точка	Геоморфологический уровень		Отложения, возраст	Число образцов	Среднее, ppmv	Медиана, ppmv	Минимум, ppmv	Максимум, ppmv	Стандартное отклонение
Нелегер	межаласье	водораздел	ПЖЛ, QIII	13	1385,4	1172,9	491,8	3118,1	824,65
			вмещающие суглинки, QIII	18	1949,3	1498,1	324,8	6145,5	1485,8
			покровный слой, QIV	6	1819,4	1449,7	562,4	3951,4	1200,9
	склон	вмещающие суглинки, QIII	12	477,8	169,9	6,7	2707,4	760,0	
алас	днище аласа	суглинки, QIV	6	87,4	62,2	15,8	221,5	83,7	
Юкэчи	межаласье	водораздел	жильный лед, QIII	23	203,29	38,74	8,6	1576,4	331,73
			вмещающие суглинки, QIII	7	82,8	45,3	3,1	275,9	96,78
			покровный слой, QIV	7	2914	642,3	88,3	10067,7	3899,1
		склон	жильный лед, QIII	11	73,7	32,8	4,5	318,8	99,2
			вмещающие суглинки, QIII	10	177,7	80,9	17,2	493,8	187,07
	алас	днище аласа	суглинки, QIV	5	170855,4	167931,5	115975,4	234346,0	46591,25
Сырдах	межаласье	водораздел	жильный лед, QIII	5	26,4	16,2	12,6	49,0	17,4
Долина р. Лены	I н/п терраса	пойма	аллювиальный песок IV	3	5800,7	6813,00	1671	8918	3728,05
	4			312,6	369,0	73,8	438,0	163,8	

ПЖЛ (обнажение Мамонтова Гора, абалахская терраса, левый берег р. Алдан), составляет первые сотни ppmv [Чербунина и др., 2016].

Формирование ледового комплекса на левом берегу р. Лена (стационар Нелегер) происходило в МИС-2, он накапливался одновременно с ледовым комплексом правого берега р. Лена [Гриненко и др., 1995]. Датировки для оз. Спасское, долины руч. Мархинка и Кангаласского мыса, укладываются в диапазон 19–23 тыс. л. н. (точки отбора образцов расположены на расстоянии не более 50 км от стационара Нелегер на том же гипсометрическом уровне) [Костюкевич и др., 1987]. Строение ледового комплекса в этом районе сильно отличается от такового на правом берегу р. Лена. На стационаре Нелегер ледовый комплекс маломощный (общая мощность не более 6–8 м), характеризуется двухъярусным строением: верхняя часть разреза представлена пылеватыми сильнольдистыми суглинками, а нижняя — среднезернистыми льдистыми песками. Согласно М.С. Иванову [1984], этот участок равнины, расположенный на левобережье Лены,

отличается от правобережных участков спорадическим распространением и меньшей мощностью подземных льдов, развитых в основном в песчаных и супесчаных отложениях малых рек и водотоков, а, судя по глубине аласных котловин, мощность ледового комплекса в этом районе невелика. В суглинках, а нередко и в песках наблюдаются нитевидные корешки трав, что свидетельствует о субаэральном накоплении осадков [Иванов, 1984]. Этот район можно соотнести с маганской террасой, которая рассматривается как макросклон между долиной Лены и денудационным уровнем Приленского плато.

Концентрация метана в ледовом комплексе на стационаре Нелегер (ПЖЛ и вмещающие суглинки) значительно превышает его содержание в аналогичных отложениях на правом берегу р. Лена — средние значения варьируют в интервале 1385–1900 ppmv. Полученные нами высокие значения концентрации метана свидетельствуют о переувлажненных условиях во время накопления отложений с большим содержанием органического

материала, достаточного для генерации метана. Мы предполагаем, что позднеплейстоценовый ледовый комплекс на левом берегу р. Лена накапливался благодаря большому количеству временных и постоянных ручьев и склоновому смыву в более суровых климатических условиях, чем в голоцене, но в то же время достаточно влажных. Влага могла поступать за счет талых вод со снежников, образовавшихся на Приленском плато. Учитывая, что в районе оз. Нелегер ледовый комплекс хотя и залегает покровно, но характеризуется малой мощностью, можно полагать, что в МИС-2 он накапливался в условиях разлива большого количества мелких водотоков, берущих свое начало на юге, на более высоких уровнях Приленского плато. Этот район и в современное время характеризуется развитой сетью малых водотоков, текущих к р. Лена с Приленского плато. В МИС-2 более высокий базис эрозии в регионе [Спектор и др., 2015] способствовал уменьшению скорости потоков, заболачиванию и накоплению более дисперсных отложений, что подтверждается сменой в разрезе песков пылеватыми суглинками. Периодические разливы водотоков, частая смена русел приводили к покровному накоплению отложений ледового комплекса, а постепенное заболачивание территории способствовало накоплению метана. В то же время за счет сноса материала, который изначально откладывался в аэральных условиях выше на Приленском плато, и быстрому переходу в многолетнемерзлое состояние в суровых условиях МИС-2 растительные остатки не подвергались полному разложению. Таким образом, условия накопления были близки к тем, которые предложены В.В. Куницким [1989] для нивального литогенеза ледового комплекса в дельте р. Лена Д.Г. Шмелевым с соавторами [2013] для низовий Колымы.

Максимальная концентрация метана зафиксирована в аласных отложениях аласа Юкэчи — до 234 346 ppmv при средних значениях $167\ 932 \pm 115\ 975$ ppmv, но для аласных отложений стационара Нелегер концентрация минимальна и составляет 87,4 ppmv. Мы объясняем это разными стадиями зрелости аласов. На Юкэчи был опробованы отложения молодого аласа, который находится в активной стадии аласообразования, на что указывает активное вытаивание льдов, заболачивание поверхности и формирование термокарстового озера с обрывистыми берегами. Характерны переувлажненные анаэробные условия, которые, вместе с большим количеством органического вещества, поступающим при вытаивании подстилающих отложений и при отмирании и разложении современной растительности в самом аласе, создают благоприятные условия для метаногенеза. Таким образом, произошло (и происходит в настоящее время) промерзание водонасыщенных и насыщенных метаном отложений. В то же время в

районе стационара Нелегер в аласе, который представлен более зрелой формой, на что указывают наблюдаемое обмеление и высыхание озера и рост булгуныха, промерзание отложений произошло после дренирования озерной котловины (и, соответственно, снижения активности микробиомассы, продуцирующей метан, из-за отсутствия анаэробных условий), и весь накопившийся к моменту промерзания метан уже выделился.

Голоценовые аллювиальные отложения в районе г. Якутск представляют собой констративную фацию р. Лена, эта фация накапливалась в дриас-атлантический период голоцена. Согласно радиоуглеродным датировкам растительных остатков из нижней части раздела первой террасы в штольнях под Институтом мерзлотоведения СО РАН возраст на глубине 9–12 м не выходит за пределы 9,6–11,6 тыс. л. Вероятно, высокие значения концентрации метана связаны с его накоплением в ходе заполнения русловыми наносами вреза на рубеже дриаса и пребореала (около 10 тыс. л. н.) [Спектор и др., 2008].

Более низкая концентрация метана в вышележащих горизонтах аллювиального песка высокой поймы, где она уменьшается ближе к поверхности (с 438 до 73,8 на глубине 3,9–2,4 м), вероятно, связана с переотложением ранее накопившегося материала из-за частых изменений размера сечения русла в течение последнего суббореального этапа

Выводы. 1. Оттаивание льдистых мерзлых пород ледового комплекса и образование термокарстовых озер — благоприятные факторы для процессов метаногенеза и накопления метана в отложениях. Но после спуска озера и перехода аласа в субаэральные условия возможно выделение накопившегося метана из отложений в случае большого временного интервала перед промерзанием пород. Этим механизмом мы объясняем разницу концентрации метана в аласных отложениях на стационарах Нелегер и Юкэчи.

2. Для отложений ледового комплекса правого (тунгюлонская и абалахская террасы) и левого (маганская терраса) берегов Лены установлена принципиальная разница в содержании метана в подземных льдах и вмещающих отложениях. На левом берегу за счет покровного накопления маломощных толщ в субаквальных условиях и последующего быстрого промерзания метан мог сохраняться в отложениях и льдах. На правом берегу накопление мощных толщ ледового комплекса происходило в более аридных условиях, что препятствовало метаногенезу. Кроме того, возможно, могла происходить и эмиссия метана в атмосферу при промерзании, так как при большой скорости осадконакопления переход в мерзлое состояние происходил за более длительное время.

3. Распределение метана в мерзлых породах и льдах отличается большой изменчивостью по глубине и в плане как между различными

геологическими слоями, так и в пределах одного горизонта, причем разброс значений возрастает с увеличением средней концентрации. Таким образом, можно говорить, что в отложениях с малым содержанием метана благоприятных условий для метаногенеза не было даже на локальном уровне, в то же время при накоплении отложений с высо-

ким содержанием метана при промерзании могло происходить его значительное перераспределение, и возникали зоны с его пониженным и повышенным содержанием относительно среднего. После промерзания перераспределение метана не происходило, несмотря на возникающие градиенты его концентрации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Босиков Н.П. Эволюция аласов Центральной Якутии: Автореф. канд. дисс., Якутск, 1985.

Босиков Н.П. Изменчивость увлажненности ландшафтов Центральной Якутии и динамика термокарстовых процессов // Проблемы геоэкологии. Якутск: Изд-во СО РАН, 1998. С. 123–127.

Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Мельников В.П., Облогов Г.Е. Метан в подземных льдах и мерзлых четвертичных отложениях западного Ямала // Докл. РАН. 2015. Т. 465, № 5. С. 604–607.

Васильчук Ю.К. Геохимический состав подземных льдов севера Российской Арктики // Арктика и Антарктика. № 2. 2016. С. 23–39. DOI: 10.7256/2453-8922.2016.2.21378. URL: http://e-notabene.ru/arctic/article_21378.html (дата обращения: 25. 12. 2016).

Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Слатенев Ю.Л., Щербатов О.И. Геологическое строение Большого Якутска // Региональная геология Якутии. Якутск: Изд-во Якут. гос. ун-та, 1995. С. 3–20.

Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск: Наука, 1984. 146 с.

Костюкевич В.В., Днепровская О.А. Радиоуглеродные данные лаборатории геохимии мерзлой зоны Института мерзлотоведения СО АН СССР. Сообщение VIII // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1987. № 56. С. 165–168.

Катасонов Е.М., Иванов М.С., Пудов Г.Г. и др. Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979.

Куницкий В.В. Криолитология низовья Лены. Якутск, 1989. 162 с.

Малкова Г.В., Павлов А.В., Скачков Ю.Б. Оценка устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата // Криосфера Земли. 2011. Т. 15, № 4. С. 33–36.

Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В. и др. Метан в вечномерзлых отложениях северо-восточного сектора Арктики // Криосфера Земли. 2006. Т. 10, № 3. С. 23–41

Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Спектор В.Б., Бакулина Н.Т., Спектор В.В. Рельеф и возраст аллювиального покрова долины р. Лены

на «Якутском разбое» // Геоморфология. 2008. № 1. С. 87–94.

Спектор В.В., Спектор В.Б., Бакулина Н.Т., Парфёнов М.И. Роль ледников в преобразовании рельефа Лено-Амгинской равнины в плейстоцене и голоцене // Наука и образование. 2015. № 1. С. 42–49.

Чербунина М.Ю., Брушков А.В. Метан в позднплейстоценовом ледовом комплексе центральной Якутии (Мамонтова гора) // Мат-лы 5-й конф. геоэкологов России (МГУ имени М.В. Ломоносова, 14–17 июня 2016 г.). Т. 3. М.: Университетская книга, 2016. С. 168–173.

Шмелев Д.Г., Рогов В.В., Губин С.В., Давыдов С.П. Криолитогенные отложения на правом берегу низовий реки Колыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2013. № 3. С. 66–72.

Arkhangelov A.A., Novgorodova E.V. Genesis of massive ice at 'Ice Mountain', Yenesei River, Western Siberia, according to results of gas analyses // Permafrost and Periglac. Process. 1991. Vol 2. P. 167–170.

Boereboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.-L. Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, northern Siberia // Cryosphere. 2013. Vol. 7. P. 31–46.

Brouckov A., Fukuda M. Preliminary measurements on methane content in permafrost, central Yakutia, and some experimental data // Permafrost and Periglac. Processes. 2002. Vol. 13, N 3. P. 187–197.

Fedorov A., Konstantinov P. Observations of surface dynamics with thermokarst initiation, Yukechi site, Central Yakutia // Proceed. of the 8th Internat. Conf. on Permafrost (21–25 July 2003, Zurich, Switzerland). AA Balkema, Lisse, the Netherlands, 2003. P. 239–243.

Schuur E. A. G., McGuire A. D., Schädel C. et. al. Climate change and the permafrost carbon feedback // Nature. 2015. Vol. 520. P. 171–179

IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synth. Rep. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland. 151 p.

Поступила в редакцию
28.12.2016

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ И МАТЕРИАЛОВ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ в 2017 г.

	№	Стр.
Алексеев А.С., Старостин В.И. Новое месторождение золота в Нижнем Приамурье Чульбаткан (Хабаровский край)	1	33
Анисимов Л.А., Киреева Т.А., Банькин К.И., Краснящих О.С., Лямина Л.А. Формирование гидрохимических показателей для продуктивных пластов нефтяных месторождений Сургутского свода	2	57
Бадулина Н.В., Габдуллин Р.Р., Иванов А.В., Нигмаджанов Т.И. Циклостратиграфическая корреляция сеноманских и туронских отложений Восточно-Европейской платформы	5	41
Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изотопно-кислородный состав повторно-жильных льдов острова Айон и палеотемпературные реконструкции позднего плейстоцена и голоцена для севера Чукотки	6	92
Васильчук Ю.К., Слышкина Е.С. Радиоуглеродное датирование небольших оползней на склонах в долине р. Мзымта	1	45
Волконская А.Л., Керусов И.Н., Конюхов А.И., Карнюшина Е.Е., Крылов О.В., Калмыков Г.А. Модель строения продуктивных верхнемиоценовых отложений Одоптинской площади Охотского моря	4	48
Волохов С.С., Никитин И.Н., Лавров Д.С. Температурные деформации мерзлых грунтов при резком изменении температуры	2	66
Вялов В.И., Богомоллов А.Х., Михайлов В.А., Семенов Е.В. Ураноносность диктионемовых сланцев Кайболово-Гостилицкой площади Прибалтийского бассейна (Ленинградская область)	4	25
Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Бакай Е.А., Щербинина Е.А., Карпова Е.В., Варзанова М.А., Сергиенко А.В., Коновалова Т.А. Строение и условия формирования отложений беденекирской свиты (титонский ярус) Горного Крыма	6	46
Габдуллин Р.Р., Шалимов И.В., Бадулина Н.В., Нигмаджанов Т.И., Сергиенко А.В., Коновалова Т.А. Стратиграфическая схема расчленения дочетвертичных отложений Центрального Крыма	4	8
Гринеvский С.О., Поздняков С.П. Ретроспективный анализ влияния климатических изменений на формирование ресурсов подземных вод	2	42
Гурский Ю.Н. Выявление и оценка уровня антропогенных загрязнений на основе геохимического изучения иловых вод морских и пресноводных отложений	5	49
Демонова А.Ю., Харитоновна Н.А., Корзун А.В., Сардорлов А.И., Челноков Г.А. Химический состав азотных термальных вод бальнеоклиматологического курорта Ходжа-Оби-Гарм (Таджикистан)	5	77
Дьяконов В.В., Япаскурт О.В., Котельников А.Е., Федосова К.И. Структурно-текстурные особенности кислых вулканитов сарбайской свиты (Южный Урал)	4	20
Ерофеев А.А., Пачежерцев А.А., Карпов И.А., Морозов Н.В., Калмыков А.Г., Черемисин А.Н., Козлова А.Н., Бычков А.Ю. Оценка потенциала теплового воздействия для стимулирования разработки залежей баженовской свиты по результатам экспериментальных исследований	4	39
Зайцев В.А., Керимов В.Ю., Рябухина С.Г., Бондарев А.В. Современная геодинамика и ее влияние на вторичные фильтрационные свойства коллекторов северо-восточной части Сахалинского шельфа	5	16
Зеркаль О.В., Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н. Проблемы четвертичной геологии центральной части Крымского полуострова на современном этапе	3	27
Киреева Т.А., Миникаева Р.И., Анисимов Л.А. Прогноз отложения сульфатных солей (с учетом содержания стронция) при эксплуатации нефтяных месторождений	6	55
Ковалев С.Г., Сначев В.И., Романовская М.А. Геохимическая специализация терригенных отложений Башкирского мегантиклинория	3	41
Королев В.А. Теоретическая оценка масштабного эффекта в дисперсных грунтах	6	77
Короновский Н.В. Флюидогенные брекчии в Дарьяльском ущелье р. Терек (Центральный Кавказ)	5	24

	№	Стр.
Котов П.И., Роман Л.Т., Царапов М.Н. Влияние условий оттаивания и уплотнения на деформационные характеристики оттаивающих грунтов	1	58
Кузнецов О.Л., Гайнанов В.Г., Радван А.Н., Чиркин И.А., Ризанов Е.Г., Колигаев С.О. Применение сейсмических рассеянных и эмиссионных волн для повышения эффективности освоения месторождений углеводородов	4	54
Кулешова М.Л., Данченко Н.Н., Косоруков В.Л., Сергеев В.И., Шимко Т.Г. Исследование сорбции–десорбции стронция и цезия на бентонитах разного состава	3	59
Линева М.Д., Малышев Н.А., Никишин А.М. Моделирование истории прогрева осадочного чехла и созревания органического вещества в нефтегазоматеринских толщах осадочных бассейнов Восточно-Сибирского моря	6	15
Лубкова Т.Н., Митоян Р.А., Яблонская Д.А. Геохимический мониторинг пылевых выпадений от автомагистрали с использованием портативного рентгенфлуоресцентного спектрометра	5	59
Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Карельский кратон в структуре неоархейского суперконтинента Кенорленд: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные для гранулитов Онежского комплекса	5	3
Макарова Н.В., Суханова Т.В. Актуальные проблемы изучения новейших платформенных структур (на примере Восточно-Европейской платформы и прилегающей части Скифской плиты)	3	12
Маринин А.В., Ступин С.И., Копаевич Л.Ф. Строение и стратиграфическое положение Агойской олистостромы (Северо-Западный Кавказ)	5	29
Марченко Е.И., Еремин Н.Н., Бычков А.Ю., Гречановский А.Е. Са- и Mg-перовскитовые фазы мантии Земли как возможный резервуар Al по данным компьютерного моделирования	4	3
Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Ханин Д.А., Антонов А.В. Платиновая минерализация массивных хромититов Иовского дунитового тела (Северный Урал)	5	68
Плечов П.Ю., Некрылов Н.А., Бланди Д. Сравнение одно- и двустадийной моделей формирования меднопорфировых месторождений	4	31
Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Гушин А.И., Короновский Н.В. Типы брекчий офиолитовой ассоциации Юго-Западного Крыма и их значение для палеогеодинамики региона	3	35
Прудникова А.Д., Кошуг Д.Г., Вяткин С.В., Бакшеев И.А., Нагорная Е.В., Марущенко Л.И., Николаев Ю.Н., Читалин А.Ф. Оценка температуры кристаллизации жильного кварца золото-молибден-меднопорфирового месторождения Песчанка (Западная Чукотка) по содержанию парамагнитных титановых центров в кварце	1	13
Савенко А.В., Савенко В.С., Дубинин А.В. Выщелачивание микроэлементов из горных пород под действием органических кислот	6	70
Сергеев В.И., Кулешова М.Л., Бычков А.Ю., Данченко Н.Н., Шимко Т.Г. Изучение поглощающих свойств грунтов в основании золоохранилища проектируемой Сахалинской ГРЭС	1	49
Соболев И.Д., Шадрин А.Н., Расторгуев В.А., Козырева Д.А. Раннеостроводужные гранитоиды Шучьинской зоны Полярного Урала (результаты U-Pb (SIMS) датирования цирконов)	1	22
Старостин В.И., Перчук А.Л., Бобров А.В. XXXV сессия Международного геологического конгресса (Кейптаун, 2016)	3	3
Стенников А.В., Бугаев И.А., Калмыков А.Г., Бычков А.Ю., Козлова Е.В., Калмыков Г.А. Экспериментальное исследование гидротермального получения нефти из пород доманиковой свиты	6	64
Сычев С.Н., Ивлева А.С., Петров С.Ю., Петрова М.Н., Ершова В.Б., Веселовский Р.В., Коннов А.Г. Реконструкция источников сноса терригенных пород базальных уровней уралид Байдарацкого аллохтона (Полярный Урал): результаты U-Pb изотопного датирования обломочных цирконов	2	16
Тарасенко И.А., Харитоновна Н.А., Зиньков А.В., Оводова Е.В., Корзун А.В. Отходы Красно-реченской обогатительной фабрики (Приморский край, Россия): геохимия и минералогия	2	35
Тевелев Ал.В., Мосейчук В.М., Тевелев Арк.В., Шкурский Б.Б. Распределение значений возраста цирконов в метаморфитах Тарташского блока Южного Урала (исходный провенанс-сигнал)	4	15
Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Федорчук В.А., Хотылев А.О., Кошелева И.А. Тараташский индентор и его роль в строении Урала	1	3

	№	Стр.
Тевелев Арк.В., Федоровский В.С. Кинематика аккомодационных структур Байкальской рифтовой зоны	2	25
Терехина Я.Е., Токарев М.Ю., Шевченко Н.В., Козупица Н.А. Происхождение подводных поднятий губы Ругозерская и пролива Великая Салма (Кандалакшский залив)	2	51
Ткаченко Н.С., Лыгин И.В. Применение спутниковой миссии GRACE для решения геологических и географических задач	2	3
Трофимов В.Т., Балыкова С.Д., Николаева С.К. Инженерная и экологическая геология в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова в 2008–2017 гг. (к 80-летию кафедры инженерной и экологической геологии)	6	3
Трофимов В.Т., Николаев А.В., Жигалин А.Д., Барабошкина Т.А., Харьковина М.А., Архипова Е.В. Расширение добычи нефти и газа и возрастание экологического риска	3	7
Унгер А.В., Никишин А.М., Кузляпина М.А., Афанасенков А.П. История формирования инверсионных мегавалов Енисей-Хатангского бассейна	2	8
Усов А.Н., Чернов М.С., Вознесенский Е.А. Изменение микростроения глинистых грунтов при деформировании в условиях трехосного сжатия с учетом проявления деформационной неустойчивости м	6	87
Хотылев А.О., Тевелев Ал.В. Геохимические особенности вулканитов раннерифейского навьшского комплекса (Южный Урал)	6	28
Чебурнина М.Ю., Шмелев Д.Г., Брушков А.В., Казанцев В.С., Аргунов Р.Н. Закономерности распределения метана в верхних горизонтах многолетнемерзлых пород Центральной Якутии	6	105
Штенгелов Р.С., Филимонова Е.А., Шубин И.С. Обработка откачки из напорного горизонта при переменном дебите и атмосферном давлении	3	50
Щербаков В.Д., Некрылов Н.А., Савостин Г.Г., Попов Д.В., Дирксен О.В. Состав расплавных включений в минералах тефр почвенно-пирокластического чехла острова Симушир (Центральные Курилы)	6	35
Ярцев Е.И., Викентьев И.В., Прокофьев В.Ю. Минералого-геохимические свидетельства контактового преобразования руд Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал)	1	39
<i>Краткие сообщения</i>		
Казак Е.С., Киреева Т.А., Казак А.В., Богданович Н.Н. Ионно-солевой комплекс пород баженовской свиты Западной Сибири	4	68
Панина Л.В., Мануилова Е.А. Неотектоника центральной части Западно-Сибирской плиты	4	60

**ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ
«ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»**

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, актом экспертизы, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимают на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

**Требования к оформлению статьи
и краткого сообщения**

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуется стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: **введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы)** и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6–8 строк) и ключевые слова (6–8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов авторов и названия статьи на английский язык.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляется на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подписуточные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание.

7. Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для неперидических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепринятые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на белой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки необходимо предоставлять в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-белыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске), рисунок следует записывать в той программе, в которой они сделаны. На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название статьи. **Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подписуточные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право производить сокращение и редакционные изменения текста статей.

Плата за публикацию не взимается.

*Благодарим вас за соблюдение наших правил
и рекомендаций!*

<http://www.geol.msu.ru/vestnik/index.htm>

УЧРЕДИТЕЛИ:

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — **зам. главного редактора**, доктор геолого-минералогических наук, профессор

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

И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания

И.С. БАРСКОВ — доктор биологических наук, профессор

А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция

С.В. БОГДАНОВА — профессор Университета Лунд, Швеция

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

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

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

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

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

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

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

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

А.С. МАРФУНИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор

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

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

А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук

С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук

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

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

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

В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

В.В. ШЕЛЕПОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

Адрес редакции:

e-mail: vtmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 28.12.2017. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 14,5. Уч.-изд. л. . Тираж экз.

Изд. № 10 738. 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”)
