

Вестник Московского университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 5 • 2018 • СЕНТЯБРЬ–ОКТАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Лубнина Н.В., Захаров В.С. Оценка вклада вторичных метакристаллических компонент намагниченности в докембрийские палеомагнитные полюсы Карельского кратона	3
Панина Л.В., Зайцев В.А. Неотектоника и сейсмичность о. Куба и его обрамления	14
Хотылев А.О., Девишева Н.Б., Тевелев Ал.В., Мосейчук В.М. Первые данные о мезозойском магматизме на западном склоне Южного Урала	24
Устинова М.А., Габдуллин Р.Р. Известковый нанопланктон в палеогеновых отложениях Бахчисарайского района (Юго-Западный Крым)	35
Карпова Е.В., Колесникова А.А. Метасоматическая зональность и сурьмяное оруденение рудопрооявления Южное (Шилкинский район Забайкалья)	42
Бычкова Я.В., Николаева И.Ю., Еремина О.С., Цховребова А.Р., Шубин И.И., Стенников А.В. Методические особенности подготовки твердых геологических проб для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС	53
Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Ханин Д.А., Варламов Д.А., Антонов А.В. Распределение и форма нахождения элементов платиновой группы в хромититах Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского клинопироксенит-дунитовых массивов (Средний Урал)	60
Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н. Цирконолит, бадделеит и торит островодужных кварцевых габбро-долеритов интрузива Аю-Даг (Горный Крым)	70
Савенко А.В., Савенко В.С. Кислотная мобилизация алюминия из минералов и горных пород	79
Аверкина Т.И. Пространственное распределение песков разного возраста и генезиса на территории России	84
Микерина Т.Б., Фадеева Н.П. Выделение зон нефтегенерации по инфракрасным спектрам хлороформенных битумоидов в мезозойско-кайнозойских отложениях Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна	92
Казак Е.С., Харитонов Н.А., Казак А.В. Минерализация и макрокомпонентный состав поровых вод пород баженовской, ачимовской и георгиевской свит (по данным водных вытяжек)	100
Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М., Соловьева М.А., Ефремов В.Н., Видищева О.Н., Мацини А., Кудяев А.А., Буланова И.А., Барымова А.А., Гордеев Е.К., Деленгов М.Т., Егошина Е.Д., Сорокоумова Я.В., Понимаскин П.О. Открытие новой гидратоносной структуры на дне оз. Байкал	111

CONTENTS

Lubnina N.V., Zakharov V.S. Determination of contribution from the metachronous components of magnetization to the Precambrian paleomagnetism of the Karelian craton	3
Panina L.V., Zaitsev V.A. Neotectonics and seismicity of the Cuba island and its framing	14
Khotylev A.O., Devisheva N.B., Tevelev A.I., Moseichuk V.M. The first data on possible Mesozoic magmatism within the Western slope of the Southern Urals.	24
Ustinova M.A., Gabdullin R.R. The calcareous nanoplankton in the Upper Paleocene deposits from Bakhisaray region (South-Western Crimea).	35
Karpova E.V., Kolesnikova A.A. Metasomatic zoning and antimony mineralization on the area "SOUTHERN" (Shilkinsky District Transbaikalia)	42
Bychkova Ya.V., Nikolaeva I.Yu., Ermina O.S., Tskhovrebova A.R., Shubin I.I., Stennikov A.V. Methodical peculiarities of preparation of solid geological samples for multi-element analysis by ICP-MS	53
Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Khanin D.A., Varlamov D.A., Antonov A.V. Character of the distribution and the form of finding platinum group elements in the chromitites of the Svetloborsky, Veresovoborsky and Kamenushensky clinopyroxenite-dunite intrusions (Middle Urals)	60
Spiridonov E.M., Filimonov S.V., Semikolennykh E.S., Korotaeva N.N., Krivitskaya N.N. Zirconolite, baddeleyite, zircon and thorite of island arc quartz gabbro-norite-dolerites of Ayu-Dag intrusion (Mountain Crimea)	70
Savenko A.V., Savenko V.S. Acid mobilization of aluminum from minerals and rocks	79
Averkina T.I. The spatial distribution of different age and genesis sands on the Russian territory	84
Mikerina T.B., Fadeeva N.P. Use of infrared spectrophotometer examination of bituminous components for determination of the oilgeneration zones in the Mesozoic and Cenozoic deposits of the Azov-Kuban petroleum basin	92
Kazak E.S., Haritonova N.A., Kazak A.V. Formation water salinity and macro-components' composition for Bazhenov, Achimov and Georgiev formations from the results of water extract analysis	100
Akhmanov G.G., Khlystov O.M., Solovyeva M.A., Efremov V.N., Vidishcheva O.N., Mazzini A., Kudaev A.A., Bulanov I.A., Barymova A.A., Gordeev E.K., Delengov M.T., Egoshina E.D., Sorokoumova Ya.V., Ponimaskin P.O. Newly discovered hydrate-bearing structure in Lake Baikal	111

УДК 550.38435:551.71 (470.22)

Н.В. Лубнина¹, В.С. Захаров²

ОЦЕНКА ВКЛАДА ВТОРИЧНЫХ МЕТАХРОННЫХ КОМПОНЕНТ НАМАГНИЧЕННОСТИ В ДОКЕМБРИЙСКИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ПОЛЮСЫ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА³

Проанализированы вторичные (метакхронные) компоненты намагниченности, выделенные в докембрийских комплексах Карельского кратона. Рассчитаны изменения среднего направления высокотемпературной компоненты (отклонения от истинного направления) в зависимости от вклада вторичных компонент намагниченности, возникших в результате разновозрастных тектоно-магматических событий. Показано, что докембрийские ключевые полюсы часто совпадают с векторной суммой разновозрастных фанерозойских компонент намагниченности. Вывод о первичной/вторичной природе докембрийских палеомагнитных полюсов необходимо устанавливать на основе комплексных петро-палеомагнитных и изотопных данных и геологических корреляций, а не только тестов палеомагнитной надежности.

Ключевые слова: докембрийский палеомагнитный полюс, Карельский кратон, палеомагнетизм, перемагничивание, ключевой полюс, вторичные компоненты намагниченности.

The secondary (metachronous) component of magnetization isolated in the Precambrian complexes of the Karelian craton have been analyzed. The mean directions of high temperature components (deviations from the true direction) depending on the contribution of secondary magnetization components resulting from uneven-aged tectono-magmatic events. It has been shown that the Precambrian key poles often coincide with the vector sum of the ages of Phanerozoic component of magnetization. The conclusion about the primary/secondary origin of the Precambrian paleomagnetic poles must be set on the basis of the integrated petro-paleomagnetic and isotopic data and geological correlations, not only tests of paleomagnetic reliability.

Key words: Precambrian paleomagnetic pole, Karelian craton, paleomagnetism, remagnetisation, key pole, overprint components.

Введение. Палеомагнитные полюсы традиционно используют для построения магнитно-тектонических реконструкций, а также для расчета кинематических параметров движения плит (скорость перемещения и вращение на сфере). При этом корректная корреляция магнитно-тектонических реконструкций с геологическими данными во многом зависит от качества используемых палеомагнитных данных. Разработаны критерии надежности палеомагнитных полюсов для фанерозоя [Van der Voo, 1990] и докембрия [Buchan et al., 2000]. Один из значимых критериев этих шкал — доказательство времени приобретения породами различных по возрасту компонент намагниченности. В качестве базовой оценки качества палеомагнитного полюса взяты тесты палеомагнитной надежности. Для магматических комплексов это прежде всего тест контакта и тест обращения, а для осадочных пород, помимо теста обращения, применяются еще тесты складки и конгломератов. Положительные тесты контакта и конгломератов свидетельствуют, что высокотемпературная ком-

понента намагниченности образовалась в момент формирования пород. Определив на основании независимых изотопных данных возраст пород, получаем достоверную информацию о времени приобретения породами компоненты намагниченности. А опробовав достаточное количество (не менее 10, согласно критериям палеомагнитной надежности) близких по возрасту комплексов (например дайковых тел), можно рассчитать надежный или ключевой палеомагнитный полюс [Buchan et al., 2000].

Сложнее обстоит дело с определением времени приобретения породами метакхронной вторичной компоненты намагниченности. Отрицательный тест обращения свидетельствует о неполном разделении разновозрастных компонент намагниченности, т.е. о невозможности корректно вычленить вторичную, более позднюю компоненту намагниченности. Даже если компоненты корректно разделяются в ходе магнитных чисток, время образования вторичной компоненты намагниченности оценивается по сходству/близости с палеомагнит-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор; *e-mail:* natalia.lubnina@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, университет «Дубна», кафедра общей и прикладной геофизики, профессор; *e-mail:* zakharov@geol.msu.ru

³ Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 17-05-01270) и на приборах, закупленных по Программе развития Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

ными полюсами, полученными ранее для того же тектонического блока. Получается логическая круговая оценка, когда возраст намагниченности «датируется» по палеомагнитным полюсам. Но один из первых критериев надежности по Р. Вандер Ву [1990] и К. Бакену — получение палеомагнитного полюса для пород, возраст которых определен изотопными методами. Для докембрийских магматических комплексов это в первую очередь U—Pb-датировки по магматическим цирконам и бадделеиту, а также Ar—Ar-датирование расслоенных интрузий.

В последнее время предприняты попытки оценить время приобретения породами вторичных компонент намагниченности на основании U—Pb-датировок по рутилам и сфенам, поскольку значения температуры закрытия изотопных систем этих минералов ниже значений температуры Кюри основных минералов-носителей намагниченности, а также с помощью Rb—Sr- и Ar—Ar-датирования пород (см. обзор в [Lubnina et al., 2015]). Однако прямая корреляция между временем закрытия какой-либо изотопной системы и образованием вторичной компоненты намагниченности пока не установлена.

Вместе с тем не менее важный критерий надежного палеомагнитного полюса — несовпадение с более молодыми палеомагнитными полюсами для того же тектонического блока. Такое ограничение отрицает наличие петель в траекториях кажущейся миграции полюса (ТКМП), поскольку самопересечение ТКМП означает одинаковое положение разновозрастных полюсов, а также — косвенно — образование устойчивых конфигураций, например NENA (North Europe—North Atlantic) для докембрия и Евроамерика (Лавруссия) для фанерозоя. Однако независимые геологические корреляции без привлечения палеомагнитных данных свидетельствуют об обратном. Возникают закономерные вопросы: какой вклад в первичную докембрийскую намагниченность вносят более поздние тектоно-магматические события; можно ли корректно их все разделить или какие-то из них затушевываются, и неизбежно приходится иметь дело лишь с их векторной суммой; возможно ли, что какие-то события не приводят хотя бы к частичному существенному перемагничиванию пород; насколько далеко распространяется в пределы кратона влияние тех или иных тектоно-магматических событий и насколько далеко перемагничиваются породы в результате таких изменений?

Анализ докембрийских «надежных» полюсов Карельского кратона и фанерозойских палеомагнитных полюсов Восточно-Европейской платформы (рис. 1). В настоящее время в Глобальной палеомагнитной базе данных [Pisarevsky, 2005; Vekkolainen et al., 2014] из докембрийских определений 432 получено для Восточно-Европейского (Карельского) кратона (ВЕК), из них для Украинского щита —

38 единичных определений, Воронежского массива — 2, Южного и Полярного Урала — 56, из них лишь для 7 определений первичная природа вектора естественной остаточной намагниченности подтверждена полевыми тестами палеомагнитной надежности.

Выполненная в 2000 г. ревизия всех накопленных к тому моменту палеомагнитных данных для ВЕК и Лаврентии позволила К. Бакену с соавторами предложить концепцию ключевых полюсов [Buchan et al., 2000]. Кроме того, были выделены неключевые, но надежные полюсы, которые в случае отсутствия ключевых полюсов в интервале, превышающем 50 млн лет, также можно использовать для построения реконструкций.

Фанерозойские палеомагнитные полюсы Восточно-Европейской платформы. В системе глобальных палеотектонических реконструкций положение Восточно-Европейской платформы (ВЕРП или Балтики) в венде—палеозое определяется на основании единичных палеомагнитных полюсов, полученных по осадочным объектам, возраст которых (а соответственно, и время приобретения породами характеристических компонент намагниченности) определен стратиграфически [Smethurst et al., 1998]. Большинство отрезков ТКМП было построено на основе интерполяции, при этом их геометрия во многом определялась набором использованных данных и способом осреднения (метод скользящего окна, сплайнов или наиболее надежных полюсов с учетом их веса или значимости). Выполненный С.В. Шипуновым с соавторами анализ палеозойских частей ТКМП ВЕРП показал, что вне зависимости от количества использованных данных и способа построения ТКМП все траектории пересекаются в узловых точках, образуя четыре кластера: 370–402, 330–350, 262–283 и 240–261 млн лет [Шипунов и др., 2007]. При этом возраст палеомагнитных полюсов коррелирует по времени с тектоно-магматическими событиями в пределах ВЕРП и основными этапами перемагничивания пород ВЕРП в фанерозое [Лубнина, 2009; Bazhenov et al., 2016].

Разновозрастные вторичные компоненты намагниченности, выделенные в докембрийских и фанерозойских комплексах Фенноскандии. Многолетние палеомагнитные исследования докембрийских и фанерозойских комплексов одного из сегментов Восточно-Европейского кратона — Фенноскандии — показали присутствие в породах помимо современной вязкой еще как минимум одной метакронной вторичной компоненты намагниченности (см. обзор в [Лубнина, 2009]). Для большинства докембрийских и фанерозойских объектов эта компонента выделяется в средне- или высокотемпературном интервале. Вторичная природа метакронных компонент определена на основании отрицательных тестов палеомагнитной надежности и/или совпадения с более молодыми полюсами

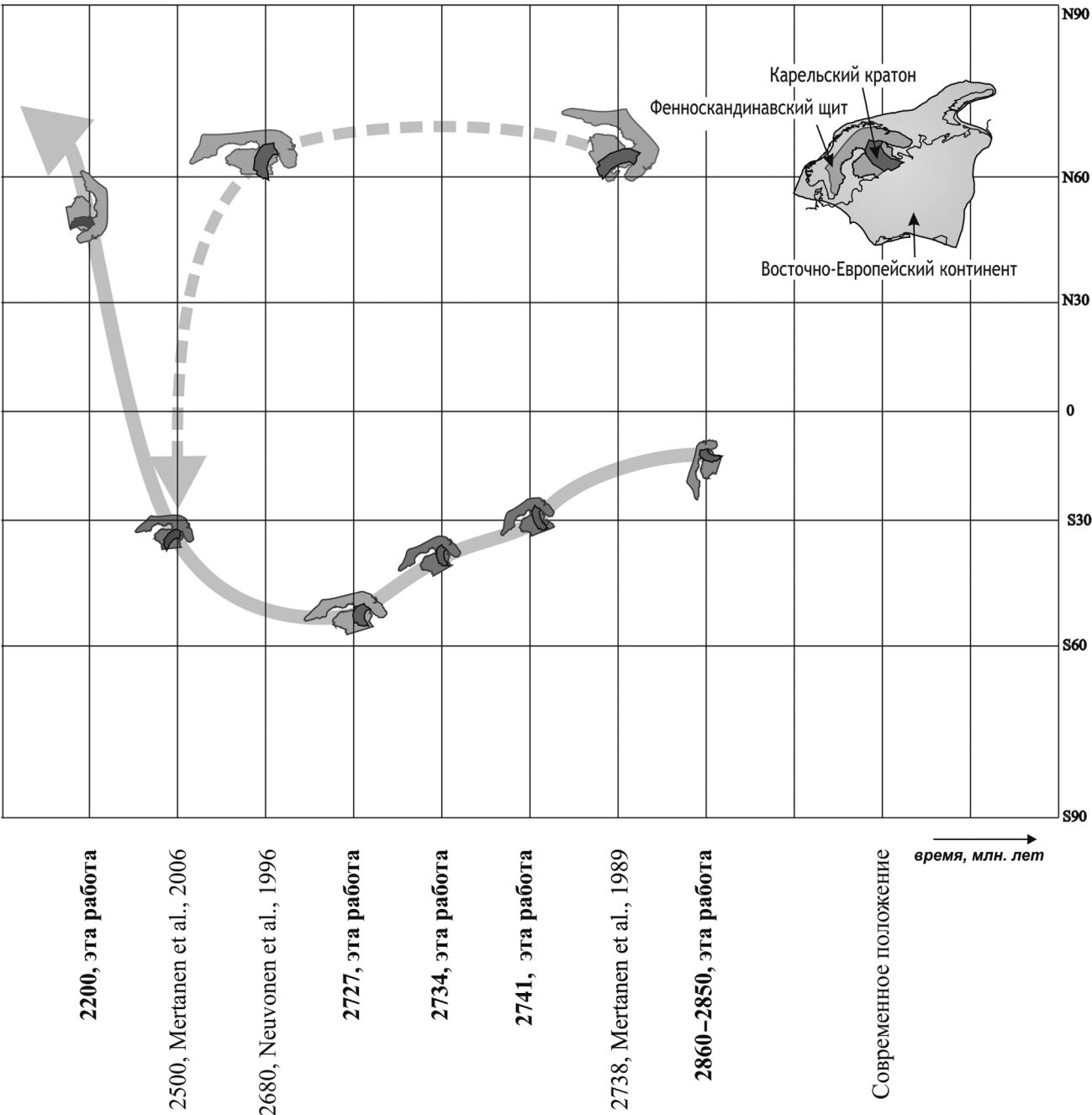


Рис. 1. Палеоширотное положение Карельского кратона на различных этапах его неогархейско-неопротерозойской истории. Цифрами показан возраст докембрийских ключевых полюсов. Буквенные обозначения ключевых полюсов см. в табл. 1

ВЕР (рис. 2). При этом предполагается, что в ходе перемагничивания первичная компонента намагниченности либо полностью разрушается, либо присутствует в виде неразделимой суммы компонент намагниченности в высокотемпературном интервале.

Традиционно различают термовязкое и химическое перемагничивание пород, зависящие от сочетания P – T -режима и наличия флюидов, приводящих либо к частичному, либо к полному распаду минерала-носителя и/или к образованию новой минеральной фракции. В пределах Фенноскандии такие условия перемагничивания связывают либо с миграцией флюидов при посторогенном коллап-

се, либо с воздействием мантийных суперплюмов [Лубнина, 2009].

Перемагничивание, связанное с действием мантийных суперплюмов. Проявление мантийного суперплюма на поверхности в настоящее время реконструируется по радиальным, преимущественно долеритовым роям дайковых тел [Ernst, Buchan, 1997]. В целом режим мантийного суперплюма характеризуется высокими температурными воздействиями (значительно превышающими точки Кюри магнитных минералов) при низких значениях давления, присутствием флюидов CO_2 , CH_4 и отсутствием H_2O . Возникающая при этом монополярная компонента намагниченности имеет тер-

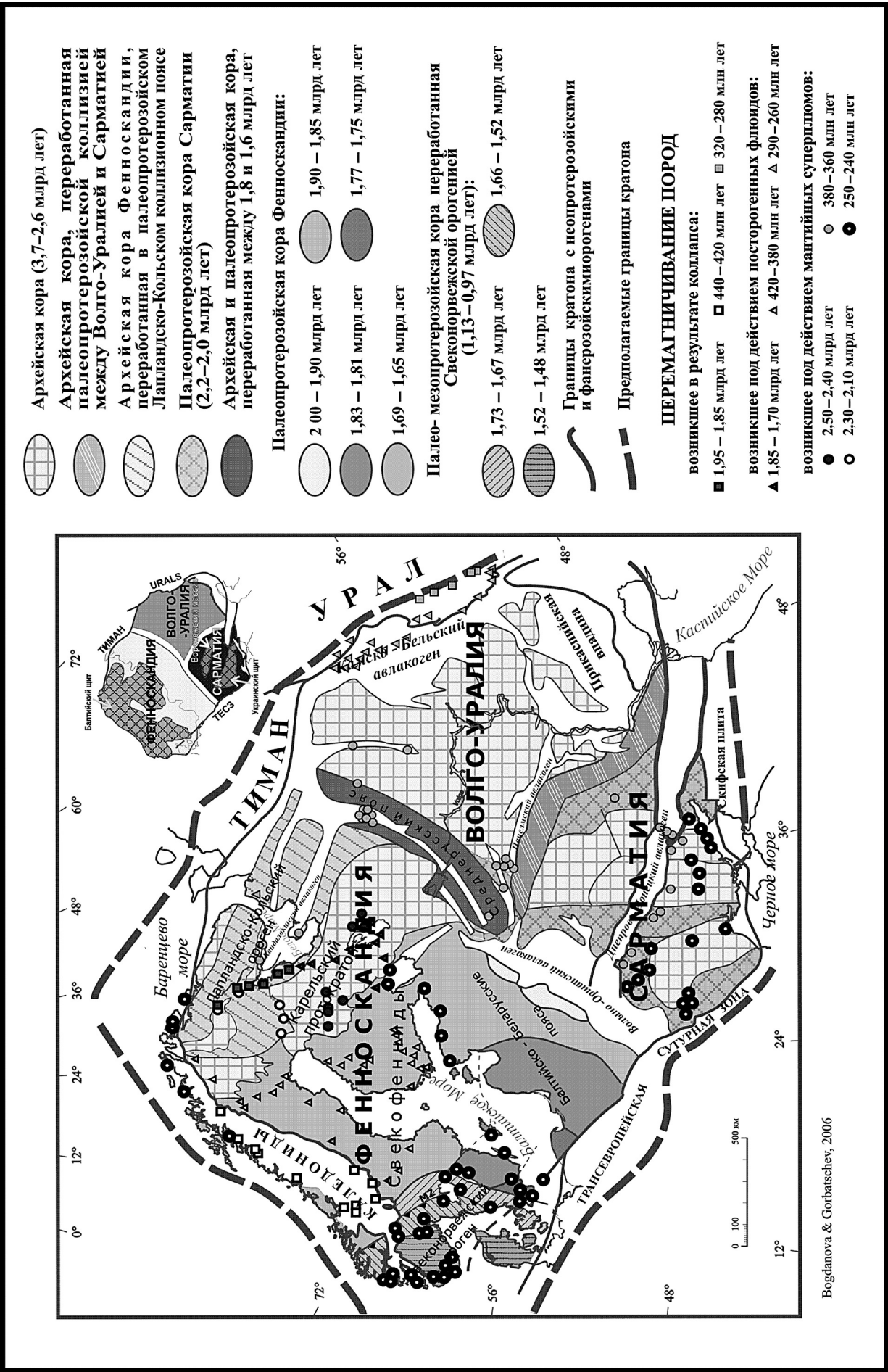


Рис. 3. Основные районы перематгичивания пород Карельского кратона на Тектонической карте, по [Bogdanova et al., 2016] с дополнениями

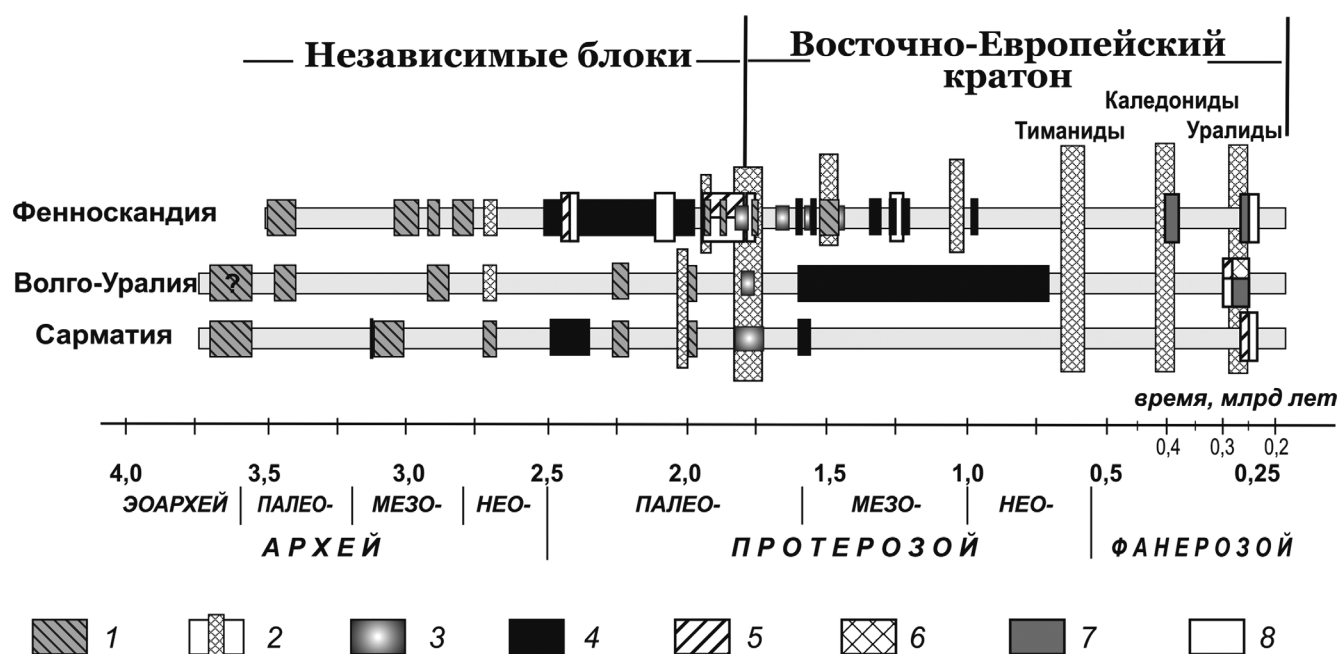


Рис. 4. Корреляция времени перемагничивания пород с главными событиями тектонической эволюции Восточно-Европейского кратона, по [Bogdanova et al., 2016] с дополнениями: 1–4 — тектонические события: 1 — аккреция и рост континентальной коры; 2 — главные коллизионные события; 3 — постколлизионный магматизм (AMCG, А-тип, бимодальный); 4 — главные рифтогенные и плюмовые события; 5–8 — перемагничивание пород: 5 — полное перемагничивание, одна полярность; 6 — полное перемагничивание, две полярности; 7 — частичное перемагничивание, две полярности; 8 — частичное перемагничивание, одна полярность

переменных полей при магнитных чистках. Палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направлений этих компонент, лежат на тренде докембрийских полюсов ВЕК и различаются по долготе на $\sim 30^\circ$ (рис. 2). Время образования этой компоненты намагниченности в докембрийских комплексах Фенноскандии коррелирует с проявлением мантийного суперплюма Маккензи 1,27–1,25 млрд л.н. [Ernst, Buchan, 1997] и оценивается по ключевым полюсам ВЕК, полученным при изучении даек Центрально-Скандинавской долеритовой группы [Buchan et al., 2000].

Период 380–360 млн л.н. Компонента востоко-северо-восточного склонения и низкого положительного наклонения выделена в девонских щелочных дайках Кольского п-ова [Веселовский и др., 2013]. Вместе с тем при изучении докембрийских и палеозойских комплексов ВЕК, расположенных преимущественно в центральной части кратона, в среднетемпературном интервале выделяется компонента аналогичного направления (рис. 3). Ее образование связывают с девонской тектоно-магматической активизацией в Днепровско-Донецком, Среднерусском, Пачелмском и Кандалакшском авлакогенах в результате действия мантийного суперплюма в период 380–360 млн л.н. [Лубнина, 2009].

Период 150–145 млн л.н. Компонента северо-восточного склонения и крутого положительного наклонения широко распространена в пределах ВЕК (рис. 2, 3). Она выделяется в среднетемпературном интервале и монополярна, присутствует практически во всех осадочных разрезах

Ленинградской области, Эстонии, Подолии, магматических комплексах Северного Приладожья, мезопротерозойских дайках Центральной Швеции и др. (см. обзор в [Lubnina et al., 2015]). Образование этой компоненты связывают с образованием и распадом суперконтинента Пангея вследствие воздействия мантийного суперплюма (рис. 4) [Лубнина, 2009; Веселовский и др., 2013] и ссылки в этих работах.

Перемагничивание, возникшее в результате посторогенного коллапса. Коллапс коллизионных систем возникает вследствие гравитационной неустойчивости аномально мощной континентальной коры, возникающей в процессе коллизии. В результате происходит коллапс в режиме растяжения при резком понижении давления и температуры в течение небольшого промежутка времени. Возникающая при таком режиме намагниченность имеет термовязкую природу (резкое падение температуры ниже точки Кюри минералов-носителей намагниченности за короткий интервал времени) и полностью уничтожает первичную намагниченность, образованную в момент формирования пород. Новообразованная вторичная компонента монополярна и чаще всего единственная при компонентном анализе, за исключением вязкой (современной) компоненты намагниченности. В пределах Восточно-Европейского кратона вторичная компонента намагниченности такого генезиса установлена в пределах Беломорского подвижного пояса, вдоль фронта каледонид и уралид и имеет локальное распространение (рис. 3).

Вместе с тем коллапс сопровождается большим количеством флюидов, воздействие которых может продолжаться в течение десятков миллионов лет после основного этапа коллизии. Воздействие флюидов различного состава приводит к образованию новых минералов-носителей намагниченности в результате окисления первичных минералов и приобретению породами вторичной (метахронной) компоненты намагниченности. Новообразованная компонента может быть как моно-, так и биполярна (рис. 3, 4). При этом направление векторов естественной остаточной намагниченности, отвечающих различным минералам-носителям, практически совпадают между собой. Вторичная компонента может образовываться до-, в процессе и после складчатости. Подчеркнем, что время приобретения вторичной (метахронной) компоненты намагниченности может «запаздывать» на несколько десятков миллионов лет по сравнению с главной фазой посторогенного коллапса.

Образование вторичной намагниченности в ходе посторогенного коллапса и воздействия флюидов рассмотрено на примере Беломорского подвижного пояса и Уральского складчатого пояса (рис. 3).

Период 1,95–1,85 млрд л.н. Палеомагнитные определения, в которых возраст вторичной намагниченности оценивается в 1,95–1,70 млрд л.н., образуют два кластера (рис. 3). К первому относятся определения, в которых выделяемая в высокотемпературном интервале вторичная компонента северо-западного склонения и умеренно положительного наклонения — единственная. Компонента монополярна, основной ее носитель представлен магнетитом. Средние направления этой компоненты достаточно кучно группируются на докембрийской ТКМП Карельского кратона (рис. 2).

В среднетемпературном интервале, помимо высокотемпературной компоненты, выделяется компонента близкого направления, но несколько «размазанная» на тренде докембрийских полюсов Восточно-Европейского кратона (рис. 2). При этом среднее направление для Лапландско-Кольского орогена отличается от среднего направления для Карельского кратона [Fedotova et al., 1999; Lubnina et al., 2015]. На обоих трендах для Лапландско-Кольского орогена и Карельского кратона отмечается также закономерное смещение палеомагнитных полюсов с севера-востока на юго-запад [Lubnina et al., 2015].

Перемагничивание этого возраста связывают с миграцией орогенных гидротермальных флюидов во время коллизионных событий основного этапа (рис. 3, 4). Также отметим, что большинство ятулийских (2,3–2,1 млрд лет) пород в Фенноскандии полностью перемагничено именно в этот этап эволюции Карельского кратона.

Период 300–250 млн л.н. Длительность образования вторичной компоненты в докембрийских породах при коллапсе и последующем воздействии флюидов оценено на основании палеомагнитных результатов для разновозрастных комплексов западного склона Южного Урала (Башкирский антиклинорий) [Лубнина, 2009]. Показано, что образование вторичной высокотемпературной компоненты намагниченности происходило в интервале 300–250 млн л.н., при этом фронт перемагничивания мигрировал с юго-востока на северо-запад [Шипунов и др., 2007].

Компьютерное моделирование. Для оценки влияния вклада различных компонент на результирующее значение и направление намагниченности была создана специальная компьютерная программа. Она позволяет по заданным значениям нескольких компонент намагниченности (длина компоненты (J), ее склонение (D) и наклонение (I)) определить итоговый (суммарный) вектор намагниченности.

При определении результирующей намагниченности применяется следующий подход. Поскольку намагниченность представляет собой вектор, для получения суммарной величины необходимо провести векторное сложение отдельных компонент [Шипунов, 2000]. Для этого

1) нужно перейти от представления всех компонент намагниченности в локальной сферической системе координат (J, D, I) к декартовой прямоугольной (X, Y, Z):

$$X_i = J_i \cos I_i \cos D_i,$$

$$Y_i = J_i \cos I_i \sin D_i,$$

$$Z_i = J_i \sin I_i,$$

где $i = 1, 2, \dots, N$ — номера суммируемых компонент;

2) необходимо суммировать компоненты. Суммарный вектор $R_S = (x_S, y_S, z_S)$ будет иметь длину, которая находится по формуле

$$R_S^2 = x_S^2 + y_S^2 + z_S^2,$$

где

$$x_S = \sum_{i=1}^N X_i, \quad y_S = \sum_{i=1}^N Y_i, \quad z_S = \sum_{i=1}^N Z_i$$

— декартовы координаты векторной суммы, также необходимо выделить направление, определяемое результирующим склонением (D_S) и наклонением (I_S):

$$D_S = \arctg \frac{y_S}{x_S}, \quad I_S = \arcsin \frac{z_S}{R_S}.$$

Программа позволяет варьировать вклад абсолютной величины каждой компоненты (при фиксированном значении склонения и наклонения),

что дает возможность наглядно выявить влияние этих вариаций на результирующий вектор намагниченности.

Для оценки вклада в результирующую намагниченность наиболее распространенных в докембрийских и фанерозойских комплексах ВЕК разновозрастных вторичных компонент намагниченности (табл. 1, 2 и 3), проводилось тестовое исследование их взаимного влияния от 0 до 100% с шагом 5% во всевозможных комбинациях. Кроме того, для определения степени и характера влияния разновозрастных вторичных фанерозойских компонент намагниченности на первичные ключевые направления докембрийского возраста предпринята попытка определить возможные комбинации (суммы компонент) методом простого перебора: считалось, что в результате вторичных процессов могла частично сохраниться первичная компонента намагниченности (их средние направления взяты из табл. 1), на которую наложена одна из вторичных фанерозойских компонент намагниченности (средние направления взяты из табл. 3).

Результаты сложения наиболее характерных разновозрастных вторичных компонент намагниченности в зависимости от вклада каждой компоненты представлены на рис. 5.

Результаты исследований и их обсуждение.

Разновозрастные вторичные компоненты намагниченности образуют на стереограмме два

кластера (рис. 5): к первому кластеру были отнесены направления, «размазанные» в первом и четвертом квадрантах (склонение 300–80°) и имеющие положительное наклонение от 20° до 70°, ко второму — направления юг–юго-восточного склонения (80–200°) и умеренного положительного наклонения.

В первый кластер попали направления, полученные при суммировании девонского (D), уральского (UR), мезозойского (MZ) и/или современного (Q) перемагничивания. Установлено, что при сохранности в породах только девонского перемагничивания результирующий вектор NRM имеет восток–северо-восточное направление с низким положительным наклонением (рис. 5). Если, помимо девонского, в породах присутствует еще и уральское перемагничивание, результирующий вектор смещается в северо-западном направлении по дуге большого круга (рис. 5). В случае, если к неразделимой сумме девонского и уральского перемагничивания добавляется направление мезозойского и/или современного перемагничивания, то увеличивается наклонение результирующего вектора.

Вместе с тем в первый кластер попали направления, полученные при суммировании первичных компонент намагниченности в Ропручейском силле, Ладожских интрузиях и Йотнийских долеритах (компоненты RS, LA и JD в табл. 1 соответ-

Таблица 1

«Ключевые» палеомагнитные полюсы, полученные на неоархейских–неопротерозойских породах Карельского крона

Номер по порядку	Объект	Обозначение сайта	Координаты точек отбора		Палеомагнитное направление					Палеомагнитный полюс				Возраст, млн лет	Ссылка	
			φ, град.	λ, град.	N	Dec, град.	Inc, град.	K	α ₉₅ , град.	Plat, °N	Plong, °E	d _p , град.	d _m , град.			
Ключевые палеомагнитные полюсы																
1	Шальская и Авдеевская неоархейские дайки	SHN	61,8	35,9	8	174,6	3,6	64,2	7,0	−26,2	41,9	3,5	7,0	2504	1	
2	Бураковская расчлененная интрузия	BU	61,9	36,1	8	139,1	56,5	54,9	7,5	14,3	68,5	7,9	10,9	2449±1	2	
3	Людиковийские долеритовые интрузии	LI	61,8	36,9	3	77,3	58,6	216,4	8,4	39,8	114,7	9,3	12,5	1980	3	
5	Ропручейский силл	RS	61,3	35,5	12	9,7	5,3	61,2	5,6	30,9	204,0	4,7	4,7	1752±3	4	
8	Ладожские интрузии	LA	61,7	30,5	278	32,5	−16,7	168,6	7,1	15,2	177,1	3,8	7,3	1452±12	5	
9	Йотнийские долериты	JD	64,4	27,5	41	51,0	−24,0	20,1	5,1	04,0	158,0	4,0	4,0	1264±12	6	
10	Эгерсундские дайки	ED	58,0	6,0	82	120,0	69,0	28,0	10,0	31,4	44,1	14,5	17	616±3	7	

Примечания. N — число образцов; Dec°, Inc° — склонение и наклонение средних направлений компонент в географической системе координат; K — кучность векторов; α₉₅ — радиус круга доверия при 95%-ной вероятности для среднего направления; палеомагнитный полюс в пересчете на координаты точек отбора: Plat, Plong — широта и долгота палеомагнитного полюса; d_p и d_m — отношение минимальной и максимальной осей овала 95% доверия соответственно.

Ссылки: 1 — [Scherbakova et al., 2017]; 2 — [Mertanen et al., 2006]; 3 — [Lubnina et al., 2017]; 4 — [Lubnina et al., 2016]; 5 — [Lubnina et al., 2010]; 6 — [Buchan, 2000]; 7 — [Walderhaug et al., 2007].

Рис. 5. Кластеры перемагничивания, образованные при различном вкладе разновозрастных вторичных компонент намагниченности: 1 — кластер, образованный при суммировании направлений уральского, девонского и современного перемагничивания; 2 — кластер, образованный при суммировании каледонского, уральского, девонского и мезозойского перемагничивания; 3 — первичные направления, выделенные в неоархейских–неопротерозойских комплексах Карельского кратона и использованные при расчете ключевых полюсов с положительным (а) и отрицательным (б) наклонением; 4 — вторичные компоненты намагниченности, выделенные в докембрийских комплексах Карельского кратона; 5 — направления фанерозойских направлений перемагничивания с положительным (а) и отрицательным (б) наклонением. Буквенные обозначения палеомагнитных направлений см. в табл. 1–3

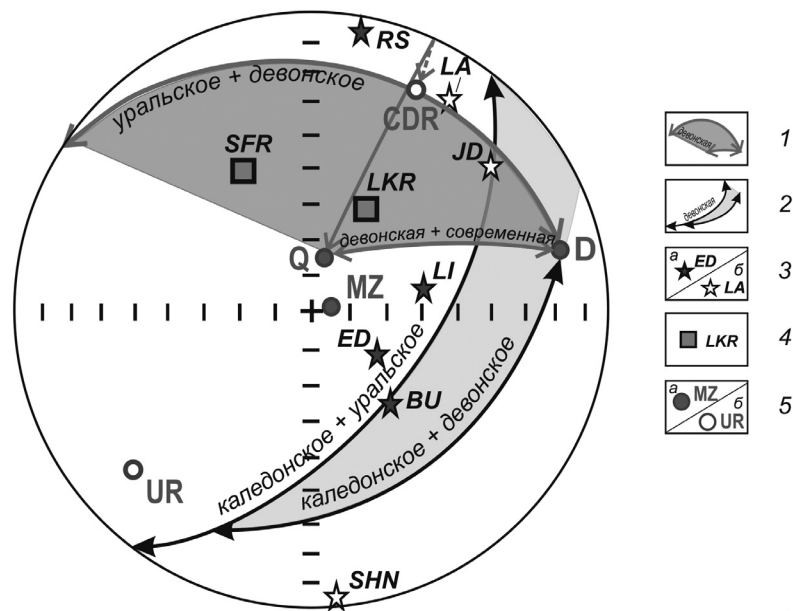


Таблица 2

Вторичные компоненты намагниченности, выделенные в докембрийских комплексах Карельского кратона

Номер по порядку	Перемагничивание	Буквенное обозначение вторичной компоненты	Палеомагнитное направление					Палеомагнитный полюс				Воз- раст, млн лет	Ссылка
			N	Dec, град.	Inc, град.	K	α_{95} , град.	Plat, °N	Plong, °E	d_p , град.	d_m , град.		
Вторичные компоненты, связанные с действием мантийных суперплюмов													
1	Раннепалеопротерозойское	SU	67	146,1	55,4	63,2	11,6	−12,3	243,5	11,8	16,5	2450	1, 2
2	Людиковийское	LDR	153	83,8	66,7	8,4	4,2	44,4	101,5	5,7	6,9	1970	3, 4
3	Мезопротерозойское (Йотнийское)	MJR	41	51,0	−24,0	20,1	5,1	04,0	158,0	4,0	4,0	1270	5, 6
Вторичные компоненты, возникшие в ходе посторогенного коллапса													
4	Лапландско-Кольское	LKR	62	28,6	58,5	11,0	5,7	58,7	169,2	6,3	8,5	1900	7
5	Свекофеннское	SFR	67	334,6	47,9	5,2	8,4	49,9	250,4	7,2	11,0	1800	7, 8
6	Каледонское	CDR	15	74,2	−29,3	163,4	3,2	−1,4	320,0	2,0	3,5	400	9

Примечания. N — число образцов; Dec°, Inc° — склонение и наклонение средних направлений компонент в географической системе координат; K — кучность векторов; α_{95} — радиус круга доверия при 95%-ной вероятности для среднего направления; палеомагнитный полюс в пересчете на координаты точек отбора: Plat, Plong — широта и долгота палеомагнитного полюса; d_p и d_m — отношение минимальной и максимальной осей овала 95%-ного доверия соответственно. Ссылки: 1 — [Scherbakova et al., 2017]; 2 — [Mertanen et al., 2006]; 3 — [Lubnina et al., 2017]; 4 — [Fedotova et al., 1999]; 5 — [Лубнина, 2009]; 6 — [Buchan et al., 2000]; 7 — [Lubnina et al., 2015]; 8 — [Mertanen, 1995]; 9 — [Smethurst et al., 1998].

Таблица 3

Фанерозойские палеомагнитные полюсы, использованные для расчета вклада вторичных компонент намагниченности

Номер по порядку	Компонента	Буквенное обозначение	Направление					Палеомагнитный полюс			ϕ_m , град.	Возраст намагниченности, млн лет	Ссылка
			N	Dec, град.	Inc, град.	K	α_{95} , град.	Plat, град.	Plong, град.	A95			
1	Современная	Q	—	12,6	74,5	—	—	—	—	—	—	0	[Thébaud et al., 2015]*
2	Мезозойская	MZ	297	72,6	84,8	26,1	5,2	68,8	60,9	10,0	79,7	150	[Веселовский и др., 2013]
3	Пермская (уральское перемагничивание)	UR	31	229,1	-20,0	82,9	5,1	30,0	173,0	6,0	30,0	290	[Lubnina et al., 2014]
4	Девонская	D	64	76,4	15,8	12,3	19,8	12,5	132,3	22,8	8,1	380	[Веселовский и др., 2013]

Примечания. N — число образцов; Dec, Inc — склонение и наклонение средних направлений компонент в географической системе координат; K — кучность векторов; α_{95} — радиус круга доверия при 95%-ной вероятности для среднего направления; палеомагнитный полюс в пересчете на координаты точек отбора: Plat, Plong — широта и долгота палеомагнитного полюса; A95 — радиус круга 95%-ного доверия; ϕ_m — палеоширота; * — направление современного магнитного поля в районе работ, пересчитанного на координаты 61° с.ш., 35° в.д.

ственно), а также свекофеннского перемагничивания (SFR в табл. 2) с вторичными фанерозойскими направлениями из табл. 3.

Кроме того, в этот же кластер попадают докембрийские вторичные компоненты, возникшие в ходе посторогенного коллапса 1,80 млн л.н. и 1,90 млн л.н. в докембрийских комплексах Беломорского подвижного пояса и Лапландско-Кольского орогена (полюсы SFR и LKR в табл. 2 соответственно) [Fedotova et al., 1999; Lubnina et al., 2015], и палеозойские вторичные среднетемпературные компоненты, выделенные в палеозойских комплексах Ленинградской области, Эстонии (см. обзор в [Лубнина, 2009]) и на Кольском п-ове [Веселовский и др., 2013].

Второй кластер образован суммированием направлений каледонского (CDR), уральского (UR), девонского (D), мезозойского (MZ) и/или современного (Q) перемагничивания (рис. 5). Основные вариации наблюдаются при суммировании каледонского и девонского перемагничивания: результирующее направление варьирует от восточно-восточного (при преобладании девонского перемагничивания) до юго-юго-западного (при вкладе более 70% каледонского перемагничивания). Если в неразделимую сумму каледонского и девонского перемагничивания добавляется направление уральского перемагничивания, то наклонение результирующего вектора изменяется с $+30^\circ$ (при вкладе UR 80%) до $+65^\circ$ (при вкладе UR <20%).

В этот же кластер попадают ключевые сумийские (2,45 млрд лет) и людикийские (1,98 млрд лет) полюсы Карельского кратона (BU и LI в табл. 1, рис. 5), неорархейский полюс, полученный по Шальской и Авдеевской дайкам Карельского кратона, а также первичный ордовикский полюс,

полученный по осадочным породам Швеции, Ленинградской области и Эстонии [Лубнина, 2009; Smethurst et al., 1998].

В результате исследований установлено, что «размазывание» по склонению древней докембрийской намагниченности, как в первом кластере, так и во втором, происходит из-за недоучета вклада либо девонской (увеличение склонения), либо пермской (соответственно, уменьшение склонения) вторичных компонент намагниченности (рис. 5). Различие в наклонениях в обоих случаях связано с некорректным выделением либо мезозойской (MZ), либо современной (Q) компонент намагниченности. Показано, что чем больше вклад MZ и Q компонент в суммарную намагниченность, тем более крутое наклонение наблюдается в породах, при этом попадание в кластеры 1 и 2 происходит при 55–70%-ном вкладе вторичных компонент намагниченности (рис. 5).

Выводы. 1. Установлены закономерные изменения направлений докембрийских компонент намагниченности в зависимости от вклада вторичных фанерозойских компонент. Показано, что изменение наклонения происходит из-за невозможности выделения/недоучета вклада девонской и пермской вторичных компонент, а наклонения — мезозойской и современной.

2. Полученные корреляции позволяют более обоснованно подойти к выделению первичной компоненты намагниченности в структурах коры со сложной тектонической эволюцией и в районах тектоно-магматической активизации.

3. Только комплексное использование палеомагнитных полюсов, изотопных данных и геологических корреляций разновозрастных комплексов позволяет корректно разделять разновозрастные компоненты намагниченности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Храмов А.Н., Иосифиди А.Г. Палеомагнетизм позднеархейских интрузий санукитоидов и его значение для геодинамических реконструкций Балтийского щита в раннем докембрии // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минералогия Северо-Запада России: Мат-лы Всеросс. конф. Петрозаводск, 2007. С. 19–22.

Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А., Демина Л.И. и др. Палеомагнетизм, геохронология и магнитная минералогия даек Кольской девонской магматической провинции // Физика Земли. 2013. № 4. С. 82–104.

Лубнина Н.В. Перемагничивание пород Восточно-Европейского кратона: тектоническое районирование и геодинамические индикаторы // Вестн. КРАУНЦ. 2009. № 2. С. 325–353.

Шипунов С.В. Статистика палеомагнитных данных. М.: ГЕОС, 2000. 80 с.

Шипунов С.В., Шацлло А.В., Орлов С.Ю. Валидность палеомагнитных полюсов и принципы построения их кривых миграции (на примере Восточно-Европейской платформы) // Физика Земли. 2007. № 11. С. 59–65.

Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G. How well do Precambrian paleomagnetic data agree with the Phanerozoic apparent polar wander path? A Baltica case study // Precamb. Res. 2016. Vol. 285. P. 80–90.

Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE. East European Craton, Reference Module in Earth // Systems and Environmental Sci, Elsevier, 2016. P. 1–17.

Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G. et al. Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: The importance of key paleomagnetic poles // Tectonophysics. 2000. Vol. 319, N 3. P. 167–198.

Ernst R.E., Buchan K.L. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. 1997. Vol. 100. P. 297–333.

Fedotova M.A., Khramov A.N., Pisakin B.N., Priyatkin A.A. Early Proterozoic palaeomagnetism: new results from the intrusives and related rocks of the Karelian, Belomorian and Kola provinces, eastern Fennoscandian Shield // Geop. J. Int. 1999. Vol. 137. P. 691–712.

- Lubnina N., Mertanen S., Soderlund U. et al.* A new key pole for the East European Craton at 1452 Ma: Palaeomagnetic and geochronological constraints from mafic rocks in the Lake Ladoga region (Russian Karelia) // *Precambr. Res.* 2010. Vol. 183 (3). P. 442–462.
- Lubnina N., Pasenko A., Novikova M. et al.* The East European craton at the end of the Paleoproterozoic: A new paleomagnetic pole of 1.79–1.75 Ga // *Moscow Univ. Geol. Bull.* 2016. Vol. 71, N 1. P. 18–27.
- Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Puchkov V.N. et al.* New paleomagnetic data from Late Neoproterozoic sedimentary successions in Southern Urals, Russia: implications for the Late Neoproterozoic paleogeography of the Iapetan realm // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. 2014. Vol. 103. P. 1317–1334.
- Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Stepanova A.V. et al.* Fennoscandia before Nuna: paleomagnetism of 1.98–1.96 Ga mafic rocks of the Karelian craton and paleogeographic implications // *Precambr. Res.* 2017. Vol. 292. P. 1–12.
- Lubnina N.V., Zakharov V.S., Novikova M.A., Vorontsova V.P.* Paleoproterozoic Remagnetization in the White Sea Mobile Belt, Karelia: Petro-Paleomagnetic Evidence and Supercomputer Modeling // *Moscow Univ. Geol. Bull.* 2015. Vol. 70, N 2. P. 84–96.
- Mertanen S.* Multicomponent remanent magnetizations reflecting the geo-logical evolution of the Fennoscandian Shield — a palaeomagnetic study with emphasis on the Svecofennian orogeny // *Ph.D. thesis with original articles (I–IV)*. Geol. Surv. Finland, Espoo, 1995. 46 p.
- Mertanen S., Vuollo J.I., Huhma H. et al.* Early Paleoproterozoic—Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield — New paleomagnetic, isotope age and geochemical investigations // *Precambr. Res.* 2006. Vol. 144. P. 239–260.
- Pisarevsky S.A.* New edition of the Global Paleomagnetic Database // *EOS Transactions*. 2005. Vol. 86, N 17. 170 p.
- Shcherbakova V.V., Lubnina N.V., Shcherbakov V.P. et al.* Paleointensity Determination on Paleoarchaeon Dikes within the Vodlozerskii Terrane of the Karelian Craton // *Izvestiya Phys. of the Solid Earth*. 2017. Vol. 53, N 5. P. 714–732.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S.* Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // *Geophys. J. Int.* 1998. Vol. 133. P. 44–56.
- Thébault E., Finlay C.C., Beggan C.D., Alken P. et al.* International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation // *Earth, Plan. and Space*. 2015. Vol. 67. P. 79.
- Van der Voo R.* The reliability of paleomagnetic data // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 184. P. 1–9.
- Vekkolainen T., Pesonen L.J., Evans D.* PALEOMAGIA—An online resource of Precambrian paleomagnetic data // *Stud. Geophys. Geod.* 2014. Vol. 58. P. 425–441.
- Walderhaug H.J., Torsvik T.H., Halvorsen E.* The Egersund dykes (SW Norway): a robust Early Ediacaran (Vendian) palaeomagnetic pole from Baltica // *Geophys. J. Int.* 2007. Vol. 168. P. 935–948.

Поступила в редакцию
30.10.2017

УДК 551.2+550.3 (729.1)

Л.В. Панина¹, В.А. Зайцев²**НЕОТЕКТЕНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ О. КУБА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ**

Исследования, включавшие структурно-геоморфологический анализ о. Куба с его обрамлением и 3D геодинамическое моделирование механизма формирования новейших дислокаций этого региона, позволили выявить сводово-блоковый стиль новейших дислокаций; определить их взаимоотношения с мезозойскими структурами и сейсмичностью; рассчитать ориентировки осей и области максимальных напряжений; установить тенденции развития морфоструктур на новейшем этапе; сделать прогноз сейсмичности. В результате получены высокие статистические значения корреляции между неотектоническими параметрами и сейсмичностью.

Ключевые слова: неотектоника, структурно-геоморфологический анализ, слабая зона, разрывы, сейсмичность, 3D геодинамическое моделирование, о. Куба.

The carried out complex researches, including structure and geomorphologic analysis of the Cuba island and its framing with addition 3D geodynamic modeling of the latest structures formation of this region, allowed to reveal arch-block style of the latest structures of the Cuba region, to determine their relations with Mesozoic structures and seismicity; to calculate of the axes orientations and area of maximal tensions; to show development of morphostructures trends on the newest stage; to do the prognosis of seismicity. As a result of the work high statistical values of the correlation between neotectonic parameters and seismicity were obtained.

Key words: neotectonics, structure and geomorphologic analysis, weak zone, faults, seismicity, 3D geodynamic modeling, island Cuba.

Введение. Изучению новейшей тектоники и сейсмичности Кубы посвящено много работ зарубежных и отечественных исследователей, например [Костенко, Дунаев, 1982; Котилья и др., 2007; Макаров, 1986; Макаров, Формелл, 1985]. Появление космических радарных изображений и компьютерных способов их обработки обусловило необходимость дополнить, а в некоторых случаях по-иному представить новейшее строение о. Куба и его обрамления, установить связь выявленных дислокаций с сейсмическими событиями.

Геолого-геоморфологические сведения. О. Куба расположен в западной части Атлантического океана у берегов Центральной Америки. С юга остров омывается Юкатанской глубоководной впадиной и трогом Кайман, с севера — впадиной Мексиканского залива и Багамским проливом. Он имеет дугообразную форму, обращенную выпуклостью на северо-восток. Рельеф Кубы многообразен и сочетает в себе горные области с отметками более 1000 м и равнинные территории с отметками 50 м и менее. Наиболее высокие отметки рельефа (1974 м, пик Туркино) приурочены к горному сооружению, расположенному в юго-восточной части острова.

В геологическом отношении Куба входит в состав современной зрелой островной дуги Больших Антильских о-вов, испытавшей коллизию с Северо-Американским континентом в палеоцене—раннем и среднем эоцене. В строении Кубы

принимают участие по-разному деформированные осадочные, магматические и метаморфические породы мезозоя и кайнозоя. Эти комплексы слагают два структурных этажа. Нижний этаж, или фундамент, представляет собой покровно-складчатое сооружение, сложенное дислоцированными породами мезозойско-среднеэоценового возраста. Верхний этаж или чехол представлен морскими и континентальными терригенными и карбонатными отложениями среднего эоцена—второй половины верхнего эоцена мощностью до 3 км, перекрытыми четвертичными образованиями. Чехол построен сравнительно просто, лишен магматических образований и выполняет наложенные впадины, такие, как Лос-Паласиос, Вегас, Броа, Санто-Доминго, Центральная, Кауто, Нипе и др.

Методы исследований. Для неотектонических исследований Кубы нами выполнен структурно-геоморфологический анализ, включавший дешифрирование космических радарных изображений в масштабе 1:250 000. Для некоторых участков требовалось увеличение масштаба до 1:100 000. Привлекались геолого-геоморфологические данные, полученные ранее [Макаров, Формелл, 1985; Тектоническая..., 1989; Portela Peraza, Diar Diar, Hernander Santana et al., 1989; Мапа ..., 1985]. Эти карты были собраны в ГИС-проект. Результаты структурно-геоморфологического дешифрирования сопоставляли с последними сейсмическими

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: panina53@mail.ru

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

событиями. Для построения 3D геодинамической модели использовано специальное программное обеспечение комплекса IrapRms (компания «ROXAR») и кубинский каталог землетрясений CENAIIS.

Новейшее строение. Интервал времени, соответствующий началу позднего эоцена—квартеру, традиционно относится к новейшему этапу развития Кубы [Макаров, 1986].

Исследования позволили выявить продольную и поперечную неотектоническую зональность Кубинского архипелага, обусловленную сочетанием по-разному ориентированных крупных поднятий, нарушенных блоковыми дислокациями [Панина, Зайцев, 2018]. Поперечная зональность выражается в изменении простирания и морфологии крупных новейших морфоструктур, амплитуды блоков, простирания разрывов и слабых зон (линеаментов), степени наследования мезозойских дислокаций новейшими. С запада на восток по простиранию острова выделяются три сегмента: западный, центральный и восточный. Границами сегментов, как правило, служат зоны левосторонних сбросо-сдвигов северо-восточного простирания, которые заложились еще до новейшего этапа развития. Ранее установлен их конседиментационный характер [Геология Кубы..., 1989]. Сдвиговая природа этих дислокаций проявилась в смещении границ главных структурно-формационных зон складчатого основания, а сбросовая составляющая установлена по рисунку изогипс глубины залегания подошвы чехла [Тектоническая..., 1989]. Опишем новейшие структуры по сегментам.

Западный сегмент. В западном сегменте расположено поднятие орогена Гуанигуанико (рис. 1, 1), объединяющее структурно-формационные зоны Эсперанса, Бахиахонда, офиолитового шва и южную зону Сиерра-Дель-Росарио, сложенные мезозойско-кайнозойскими отложениями и отделенные одна от другой разрывами [Тектоническая..., 1989]. Эти разрывы фрагментарно отражены в рельефе в виде так называемых слабых зон (разрывов, трещиноватости, дробления пород). Слабые зоны изогнуты в плане, простираются параллельно северному побережью Кубы и ограничивают вытянутые разновысотные (от 200 до 700 м) блоки или чешуи, формирующие дугообразное асимметричное горное сооружение Гуанигуанико с крутым северо-западным склоном и пологим юго-восточным. В кинематическом отношении это надвиги преимущественно с южным падением сместителей, а сам ороген сформирован в результате надвигания мезозойских комплексов с юга в палеоцене—раннем—среднем эоцене (рис. 1).

На юго-востоке по крупному разрыву ороген граничит с предгорной впадиной Лос-Паласиос³ (13), а на юго-западе — с впадиной Сандино (14),

выполненными кайнозойскими отложениями. С востока горное сооружение ограничено хорошо выраженной в рельефе зоной Гаванского сбросо-сдвига (1). Она продолжается во впадину Сандино и южный шельф. Во впадинах доминирует система слабых зон северо-восточного простирания, некоторые из них прослеживаются в акватории, где служат границами более погруженных и поднятых блоков шельфа. В рельефе также выражены субмеридиональные и северо-западные дислокации. Среди них отмечены протяженные слабые зоны, которые пересекают ороген, предгорную впадину Лос-Паласиос на юго-востоке и продолжают в область северного шельфа (рис. 1). На узком северном шельфе параллельно орогену Гуанигуанико расположены локальные поднятия, которые контролируются слабыми зонами северо-восточного и северо-западного простирания.

Восточнее зоны Гаванского левостороннего сбросо-сдвига расположено Гаванско-Матансасское поднятие (2). Гаванский сбросо-сдвиг пересекает надводную часть о. Куба и контролирует структуры северной и южной акватории (залив Батабано). В тектоническом отношении Гаванско-Матансасское поднятие охватывает структурно-формационные зоны Гавана, Комплеос Алосто, частично Саса и объединяет блоки рельефа, амплитуда которых не превышает 381 м. С юга Гаванско-Матансасское поднятие ограничено впадиной Вегас (15). На севере оно омывается Мексиканским заливом. Отметим, что на юге прибрежная равнина шире и переходит в пологий шельф, а на севере побережье значительно сужается и завешается в акватории крутым склоном. Абсолютные отметки побережий варьируют от 0 до 50 м, иногда чуть выше 50 м. Поднятие субширотное, нарушено зоной левостороннего сбросо-сдвига Икакос северо-восточного простирания (2). Зона сдвига смещает мезозойские офиолитовые комплексы главной сутуры, хорошо выражена в рельефе и прослеживается в миоценовых и четвертичных отложениях, что указывает на ее активизацию в новейший этап. Гаванско-Матансасское поднятие нарушено системами слабых зон преимущественно северо-западной и северо-восточной ориентировки, частично совпадающими с геологическими разрывами. Слабые зоны ограничивают блоки рельефа с амплитудой в центральной области 200–500 м и более (рис. 1). На северо-востоке от поднятия в прибрежной области расположены молодые широтные малоамплитудные (до 50 м) поднятия арх. Сабана.

Область широкого южного шельфа (залив Батабано) представляет собой систему поднятых и опущенных блоков, разделенных слабыми зонами северо-западного и северо-восточного простирания, которые часто продолжают на суше (рис. 1).

³ Здесь и далее цифры в скобках — см. рис. 1.

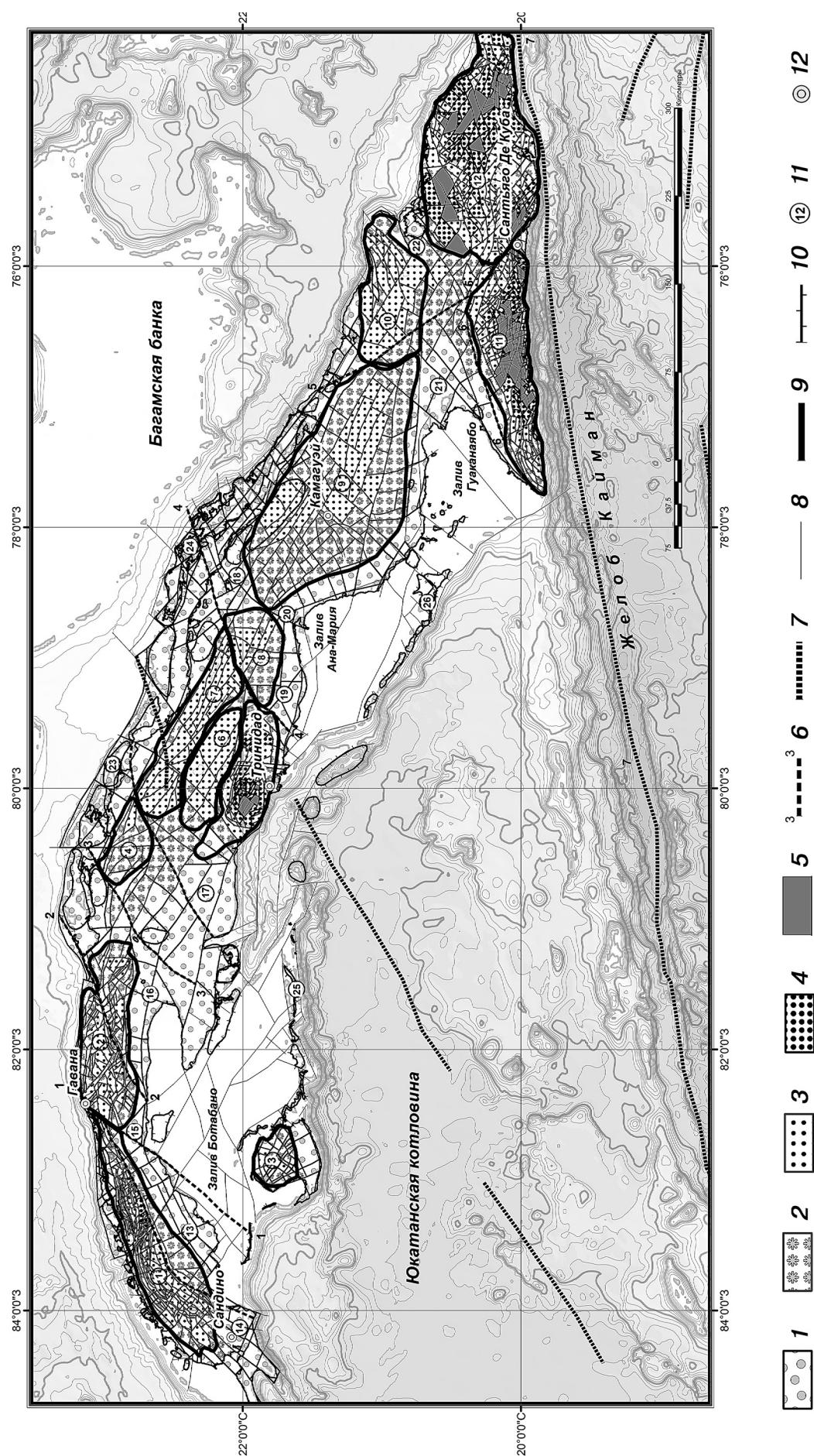


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая карта о. Куба и его обрамления: 1–5 — блоки рельефа с высотой, м: 1 — <100, 2 — 101–200, 3 — 201–600, 4 — 601–900, 5 — > 901; 6 — зоны главных сбросо-сдвигов; 7 — разлом в акватории; 8 — слабые зоны (разрывы, трещиноватость, дробление пород); 9 — границы крупных поднятий; 10 — границы локальных поднятий; 11 — названия неотектонических структур.

Цифры в кружках: *поднятия*: западный сегмент: 1 — орогена Гуанигуанико, 2 — Гаванско-Матанасское, 3 — о. Хувентуд, центральный сегмент: 4 — Велосское, 5 — массив Гуама, 6 — Санта-Клара, 7 — Камагуэй, 8 — Сьерра-де-Авина: восточный сегмент: 9 — Камагуэй, 10 — Ольгинское, 11 — Сьерра-Маэстр, 12 — Сьерра-Кристаль; *впадины*: западный сегмент: 13 — Лос-Паласос, 14 — Сандино, 15 — Вегас, 16 — Броа; центральный сегмент: 17 — Санта-Доминго, 18 — Морон, 19 — Центральная; восточный сегмент: 20 — Ана-Мария, 21 — Кауто, 22 — Нипе; *локальные поднятия архипелагов*: 23 — Сабино, 24 — Камагуэй, 25 — Лос-Канареос, 26 — Харлинес дела Рейна.

Цифрами 1–6 обозначены зоны главных сбросо-сдвигов: 1 — Гаванский, 2 — Икакос, 3 — Колон, 4 — Троча, 5 — Элевато-ла-Тегия, 6 — Элевато-Амистад; 7 — разлом Ориент в акватории

Юг залива обрамляется рядом поднятий арх. Лос-Канарреос. Границы поднятий контролируются правосторонними и левосторонними сдвигами северо-западного и северо-восточного простирания соответственно. На запад от архипелага расположено изометричное поднятие о. Хувентуд (3), которое разбито слабыми зонами такой же ориентировки на блоки с амплитудой более 200 м. Некоторые из слабых зон продолжаются на шельф, что подчеркивает связь структур суши и шельфа, установленная ранее [Костенко, Дунаев, 1982].

Центральный сегмент. Восточнее зоны сбросо-сдвига Колон (3) расположено слабовыраженное в рельефе Велосское поднятие (4) с абсолютными отметками рельефа 200–300 м. Поднятие вытянуто в северо-западном направлении и смещено относительно Гаванско-Матансасского по зоне левостороннего сбросо-сдвига Колон (3) на северо-восток. Восточный склон поднятия также ограничен сдвиговой зоной, которая, как и зона Колон, прослежена в отложениях палеогена–квартера. Само поднятие состоит из серии блоков, разделенных слабыми зонами северо-западной, северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. Субмеридиональная зона продолжается в область шельфа, где разделяет локальные поднятия широтной и северо-западной ориентировки (рис. 1). Восточнее этой зоны расположена серия вытянутых в северо-западном направлении малоамплитудных (0–50 м) поднятий арх. Сабана, нарушенных северо-восточными левосторонними сдвиговыми дислокациями. На юге Велосское поднятие обрамляется Центральной впадиной (17), продолжением которой на запад служит залив Батабано. Широкий шельф здесь характеризуется блоковым строением и осложнен локальными поднятиями небольшой амплитуды, границы которых контролируются слабыми зонами, часто сдвигами. Система таких поднятий, входящих в арх. Лос-Канарреос, приурочена к юго-восточной границе шельфа. Сдвиговые дислокации характерны для многих островов западной части архипелага, причем, как правило, северо-восточные — левосторонние, а северо-западные — правосторонние, что в целом характерно для Кубы.

Восточнее Велосского поднятия и Центральной впадины выделена система крупных поднятий, вытянутых в северо-западном направлении: на юге — поднятие массива Гуамуая (5) с максимальной абсолютной отметкой 1156 м, в центральной части — поднятие Санта-Клара (6) с максимальной амплитудой в интервале 300–400 м, на севере — поднятие Камагуэй (7), где максимальные отметки составляют 250–300 м. На востоке поднятия ограничены зоной левостороннего сдвига Троча (4), пересекающей весь о. Куба и выходящей на северный шельф. В строении поднятия Гуамуая принимают участие мезозойские вулканогенно-осадочные отложения структурно-формационной

зоны Эскамбрай, а также палеогеновые терригенно-карбонатные флишоидные толщи. По геологическим данным комплексы пород разбиты на блоки разрывами преимущественно северо-западной, северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. Наиболее протяженные из них выражены в рельефе.

Расположенное севернее поднятие Санта-Клара, сложенное верхнемеловыми андезито-дацитами (зона Саса), дунитами, гарцбургитами, серпентинитами, а также терригенно-карбонатной флишоидной толщей палеогена, нарушено северо-западными и северо-восточными слабыми зонами, пересекающими как само поднятие, так и обрамляющую его с запада впадину Санта-Доминго (17). Поднятие Камагуэй объединяет структурно-формационные зоны Камагуэй, Пласета, Ремедиос [Геология Кубы..., 1989]. Отложения сильнодислоцированные, нарушены разрывами, часто надвигами северо-западного простирания. В деформацию вовлечены эоцен-миоценовые комплексы пород, что указывает на новейший возраст разрывов (рис. 1). На северном шельфе расположена цепь локальных поднятий (зона Ремедиос) и архипелага островов Сабана и Камагуэй (23, 24), где абсолютные отметки незначительно превышают нулевое значение. Южный шельф более узкий по сравнению с северным и осложнен слабыми зонами, которые часто имеют продолжение на суше. В более глубоководной области выделены локальные поднятия, по-видимому, контролируемые слабой зоной дугообразной формы (рис. 1).

Восточнее зоны разлома Троча расположено поднятие Сиго-де-Авила (8), ограниченное с востока сдвигом север-северо-восточного простирания. Эта зона пересекает весь остров и продолжается на северном и южном шельфах. С севера и юга поднятие обрамлено впадинами Морон и Центральная (18, 19 соответственно). В строении поднятия Сиго-де-Авила принимают участие меловые андезито-дациты, верхнемеловые флишоидные терригенные и карбонатные толщи нижней молассы, а также позднемеловые диориты и гранодиориты. Во впадинах залегают кайнозойские терригенные отложения мощностью до 3,5 км [Тектоническая ..., 1989]. Одна из них — Центральная — имеет существенно сокращенный размер и вовлечена в поднятие. На юге впадина раскрывается в залив Ана-Мария. Поднятие Сиго-де-Авила разбито на блоки рельефа с амплитудой 50–200 м, ограниченными слабыми зонами северо-западного и субмеридионального простирания. Расположенная на северо-востоке впадина Морон осложнена слегка вытянутым в северо-восточном направлении локальным поднятием с амплитудой более 250 м. К северной прибрежной области приурочены низкоамплитудные поднятия (более 1 м) западной части арх. Камагуэй (24). Южный шельф нарушен слабыми зонами северо-восточного и

северо-западного простирания. На его окраине выделяется серия малоамплитудных поднятий арх. Хардинес де-ла-Рейна (26). Поднятия имеют вытянутую с северо-запада на юго-восток форму и разделены северо-восточными слабыми зонами, скорее всего разрывами.

Восточный сегмент. Восточный сегмент объединяет северные Камагуэй (9) и Ольгинское (10) и южные Сьерра-Маэстр (11) и Сьерра-Кристалль (12) поднятия, разделенные прогибом Кауто-Нипе. Морфология северных поднятий повторяет конфигурацию побережий Кубы, изменяя ориентировку с северо-западной (Камагуэй) на субширотную (Ольгинское). Амплитуда блоков рельефа поднятия Камагуэй колеблется от 50 до 330 м. С запада оно обрамляется впадиной Ана-Мария (20), южным ограничением служит впадина Кауто (21) с абсолютными отметками рельефа от 0 до 50 м. На северо-востоке поднятие Камагуэй граничит с прибрежной областью многочисленных заливов и бухт. Севернее расположены новейшие острова одноименного архипелага (рис. 1). Поднятие Камагуэй нарушено поперечными и продольными слабыми зонами, которые на отдельных участках совпадают с разрывами и надвигами [Тектоническая ..., 1989]. С востока к нему примыкает Ольгинское поднятие, альтитуда которого колеблется от 50 до 300 м и более. Последнее на юге граничит с наиболее поднятой частью прогиба Кауто-Нипе, на юго-востоке — с впадиной Нипе (22). Северо-западным ограничением служат впадины побережья с абсолютными отметками рельефа 50 м. Комплексы пород (зона Аурус и др.), слагающие поднятие, сложнодислоцированные, нарушены надвигами и разрывами северо-восточного и северо-западного простирания. Многие из них выражены в рельефе. Наиболее протяженная зона правостороннего сдвига Элевадо-ла-Тегия (5) северо-западного простирания, которая частично контролирует северо-восточную границу поднятия Камагуэй, нарушает на западе Ольгинское поднятие и продолжается на юго-восток, где следует вдоль периферии поднятий Сьерра-Маэстр и Сьерра-Кристалль (рис. 1).

Южнее северных поднятий расположен прогиб Кауто-Нипе, выполненный верхнеэоцен-четвертичными терригенно-карбонатными комплексами мощностью более 2,5 км [Тектоническая..., 1989]. Рельеф прогиба дифференцирован, абсолютные отметки колеблются от 0 м в области побережий до 200 м и более в отдельных поднятых блоках центральной части, которая разделяет прогиб на западную (Кауто) и восточную (Нипе) впадины. Обе впадины нарушены слабыми зонами северо-западного и северо-восточного простирания, многие из которых частично совпадают или сохраняют простирания разрывов, установленные ранее [там же]. К их числу относится мезозойская зона сбросо-сдвига Элевадо-Амистад (6) восток-северо-вос-

точного простирания, контролирующая северную границу новейшего поднятия Сьерра-Маэстр. На юге впадина Кауто граничит с поднятием Сьерра-Маэстр (11). Поднятие асимметрично — его северный склон пологий, а южный крутой и резко обрывается в акваторию Карибского моря. Восточная граница поднятия совпадает с зоной сбросо-сдвига Элевадо-ла-Тегия (5).

Вулканогенно-осадочные породы палеоцена—эоцена сложно деформированы, смяты в складки и нарушены многочисленными разрывами преимущественно северо-восточного и северо-западного простирания, а также надвигами широтного и северо-восточного простирания с северным падением сместителей [Тектоническая..., 1989]. Новейшее поднятие Сьерра-Маэстр представляет собой складчато-блоковое сооружение. Антиклинали и синклинали объединены в блоки, которые разделены слабыми зонами, что создает в рельефе мозаичные структуры, часто характерные для горных сооружений. Ориентировка блоков различна и определяется простиранием слабых зон, доминируют северо-восточное и северо-западное. В центральной и южной областях выделены блоки с наибольшей амплитудой (1500—2000 м), причем на периферии, по направлению к впадине Кауто, амплитуда блоков снижается до 100 м.

Расположенное восточнее, слегка вытянутое в восточном направлении поднятие Сьерра-Кристалль (12) смещено по зоне правостороннего сдвига Элевадо-ла-Тегия (5) относительно поднятия Сьерра-Маэстр. С акваториями его связывают крутые склоны. На юге его граница следует вдоль левостороннего трансформного разлома Ориент (7), северным обрамлением служит впадина Нипе (22). Сложность строения поднятия Сьерра-Кристалль не уступает описанной выше [Тектоническая ..., 1989]. Многие геологические границы и разрывы отражены в рельефе. Слабые зоны, выделенные здесь, сохраняют простирание протяженных разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного, реже субмеридионального простирания, а на отдельных участках следуют вдоль разрывов. Амплитуда наиболее поднятых блоков рельефа достигает 1000 м и более, снижаясь в пределах частных впадин до 50—100 м.

Сейсмичность Кубы и прилегающих акваторий.

Наибольшее число и наиболее высокая магнитуда землетрясений на территории Кубы зафиксированы в зоне Бартлетт-Кайман, представляющей собой зону спрединга. За последние 500 лет здесь произошло около 20 разрушительных землетрясений. Сейсмичность за период 1979—1994 гг., зарегистрированная на востоке и юго-востоке Кубинской сетью сейсмостанций (каталог землетрясений CENAI), показывает, что 93% землетрясений произошло на глубине менее 40 км, при этом по направлению на восток глубина землетрясений увеличивается.

Внутриплитная сейсмичность Кубы затрагивает практически всю территорию острова, условно ее можно разделить на три области — западную, центральную и восточную. На карте геодинамического районирования выделено 12 активных разломов, с которыми связана большая часть современной сейсмической активности региона [Котилья и др., 2007]. Эти разломы прекрасно выражены в рельефе, они представляют собой совокупность более мелких слабых зон (линеаментов), которые прослеживаются вдоль крупных новейших поднятий и побережья острова (разломы Бартлетт-Кайман или Ориент, Кауто-Нипе, Кубитас, Гуане, Лас-Вильяс, Нортекубана) или пересекают их (разломы Баконао, Кочинос, Камагуэй, Гавана-Сьенфуэгос, Икакос, Ла-Троча). Наиболее сейсмоактивна юго-восточная часть Кубы, где расположены новейшие поднятия Сьерра-Маэстр и Сьерра-Кристал. На этот регион приходится более 75% всех зафиксированных землетрясений. На территории, расположенной между северными склонами впадин Кауто и Нипе и крупным сбросо-сдвигом Колон, зарегистрировано около 18% всех землетрясений. И наконец, меньше всего землетрясений (7%) зафиксировано в западной области (поднятия Гуанигуанико и Гаванско-Мантансасское). Распределение эпицентров землетрясений на Кубе указывает на тесную связь новейшей и современной тектоники, что позволяет использовать математические методы геодинамического моделирования для прогнозирования зон возможных проявлений сейсмичности.

3D геодинамическое моделирование. При построении геодинамической модели необходимо учесть ориентировку внешнего сжатия и тип напряженного состояния. Описанные выше новейшие сдвиговые дислокации позволяют предположить, что для Кубы наиболее вероятно сдвиговое поле напряжений с субмеридиональным положением оси сжатия.

Нами напряженное состояние рассчитывалось в программном модуле RMSFracture комплекса IrapRms. Расчет выполнялся с помощью упругой конечно-элементной модели, которая позволяет сравнительно точно описывать возможные контактные взаимодействия, а также моделировать процесс образования разломов в результате деформирования при выполнении заданных критериев разрушения. Региональное поле напряжений рассматривается как граничное условие. В результате приложенной внешней нагрузки происходят смещения по существующим разломам, что приводит к появлению локального поля напряжений. Таким образом, основная цель геодинамического моделирования Кубы — выявление локального поля напряжений и изучение его влияния на сейсмичность. Отметим, что расчеты появления новообразованных разрывных нарушений сделаны на основании математической модели Мора—Кулона.

Исходными данными для построения 3D геодинамической модели послужили блоки рельефа — поднятия и впадины, их высота и слабые зоны, ограничивающие их. В результате расчетов выявлено локальное поле напряжений, пластические деформации, возникшие в результате воздействия этого поля, и местоположение новообразованных разрывных нарушений. Затем эти параметры сопоставляли с проявлением землетрясений в основном малой магнитуды. Сравнение проводилось с помощью статистического критерия Пирсона. Анализ более 20 геодинамических параметров позволил выявить 5 параметров, наиболее хорошо коррелирующих с сейсмичностью. К ним относятся плотность узловых зон, величина касательных напряжений, значения амплитуды вертикальных и горизонтальных перемещений дневной поверхности и вероятность появления новых разрывов.

На карте плотности новейших узловых зон отражены области окончания или пересечения слабых зон, выявленных с помощью структурно-геоморфологического анализа. Эти объекты представляют собой наиболее нарушенные участки геологической среды, а следовательно, наиболее уязвимые в отношении проявления сейсмичности. Наиболее четко прослеживается взаимосвязь между плотностью узловых зон и сейсмичностью в пределах новейших поднятий Гуанигуанико и Сьерра-Маэстр. Именно к этим зонам приурочены и области максимальных скоплений землетрясений. Это наблюдение подтверждается статистически, коэффициент корреляции (K) между ними равен 0,53.

На схемах напряженного состояния (рис. 2, А, Б) показаны величина максимального горизонтального сжатия и его ориентировка. Важно отметить, что поскольку мы не знаем величину внешнего воздействия по отношению к району исследования, то и результаты моделирования получаем в относительных величинах. На схемах хорошо видно, что наибольшие напряжения приурочены к зонам активных левосторонних сдвигов северо-восточного простирания. Максимум напряжений соответствует глубинному разлому Ориент. Ориентировка осей максимальных напряжений меняется от субмеридиональной до субширотной в зависимости от величины напряжения. В некоторых случаях, например в пределах поднятия Гуамуая, наблюдается «обтекание» оси сжатия вокруг структуры. К зонам высоких напряжений приурочены места скопления землетрясений. Наибольшее число землетрясений отмечено в восточном сегменте — поднятиях Сьерра-Маэстр, Камагуэй по активному разлому Кубитас, вдоль активных разломов Лас-Вильяс, Нортекубана и Гуане.

Карта вероятности появления новых разломов имеет диапазон значений от положительных до отрицательных. При этом положительные значения

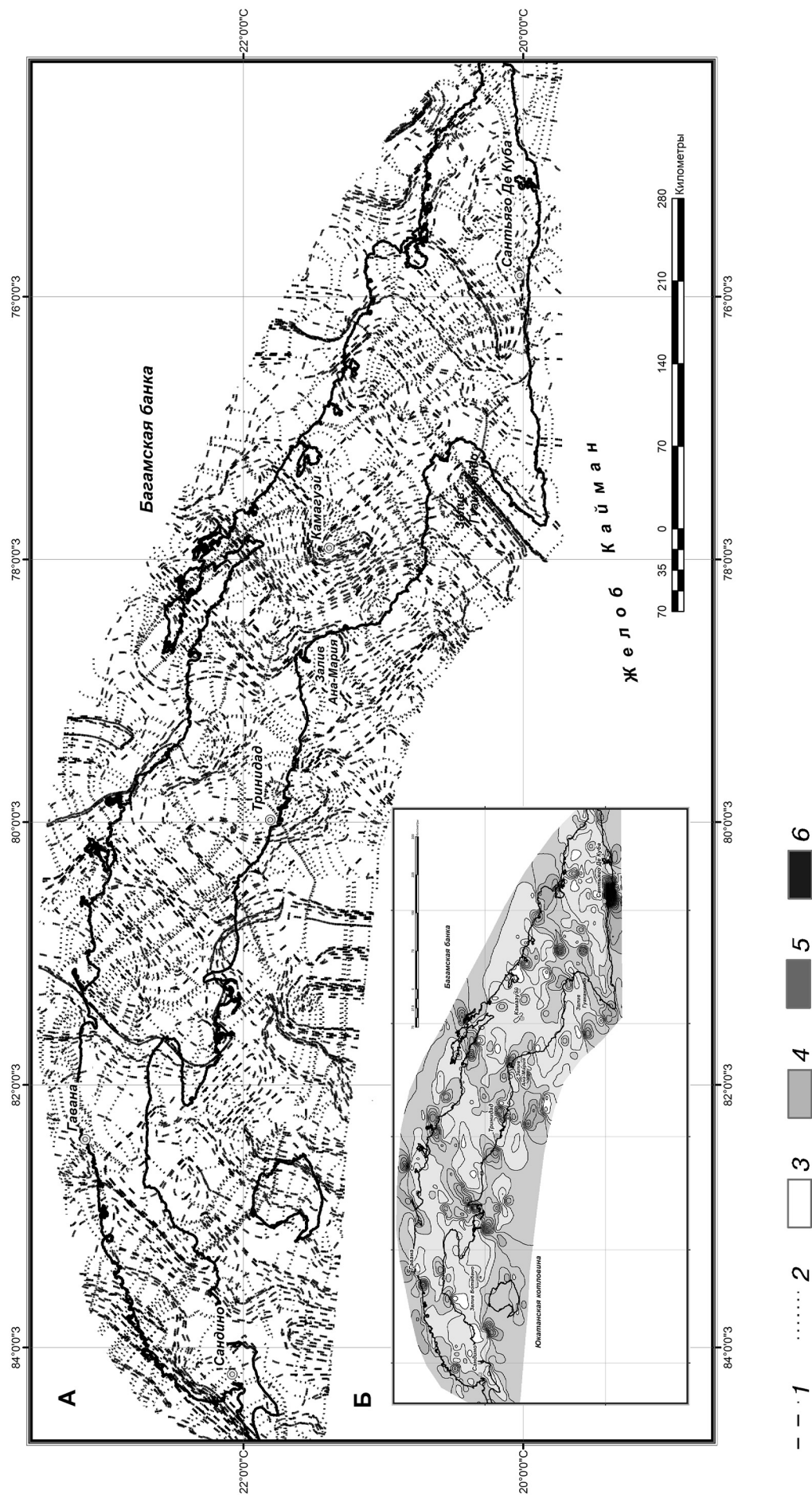


Рис. 2. Схемы современного напряженного состояния о. Куба и его обрамления: А — характер ориентировки напряженного состояния; Б — величины касательных напряжений: 1 — ось сжатия (σ_3), 2 — ось растяжения (σ_1), 3–6 — значения касательных напряжений: 3 — низкие, 4 — средние, 5 — высокие, 6 — максимальные

указывают на преодоление предела прочности пород рассматриваемой ячейки, а отрицательные значения — на стабильные условия, не вызывающие появления дислокаций. Расчеты показали, что крупные разрывные нарушения (Нортекубана, Баконао, Бартлетт-Кайман, Гуане, Кауто-Нипе) в большинстве случаев находятся в пределах повышенных значений вероятности появления новообразованных мелких трещин или разломов. При этом характер сейсмичности в целом неплохо коррелирует с величиной вероятности появления новообразованных трещин, коэффициент корреляции достигает 0,49. Видно, что сгущение землетрясений происходит в зонах максимальной вероятности появления мелких разломов. Они приурочены преимущественно к современным поднятиям. Наибольшие скопления землетрясений отвечают зоне поднятий Сьерра-Маэстр, Гуанигуанико и Гуамуая.

Карта величин вертикальных перемещений поверхности модели в условиях внешнего субмеридионального сжатия показала хорошее совпадение с топографией современного рельефа территории о. Куба и его акватории, коэффициент корреляции равен 0,54. Это свидетельствует о том, что условия геомеханического моделирования подобраны правильно и модель реалистична. Полученные положительные значения соответствуют зонам высокого горного рельефа о. Куба (массив Сьерра-Маэстр). В то же время отрицательные значения совпадают с самыми низкими участками острова — впадинами и прогибами. Коэффициент корреляции величины вертикальных смещений поверхности модели и плотности землетрясений составил 0,67.

Помимо вертикальной амплитуды смещений были рассчитаны горизонтальные перемещения, возникшие в результате приложения субмеридионального сжатия к обсуждаемой модели. В результате исследований выявлены смещения вдоль осей X и Y . Сопоставление этих карт с сейсмичностью показало, что горизонтальные смещения вдоль оси Y , особенно в направлении на север для юго-восточных крыльев сейсмоактивных разломов Кауто-Нипе, Ла-Троча, Камагуэй, Гуане, вызывают землетрясения малой магнитуды. Коэффициент корреляции этих смещений и плотности землетрясений составляет 0,32.

Все геодинамические параметры модели, для которых удалось установить статистическую связь с сейсмичностью, послужили основой для построения карты возможного проявления сейсмичности на о. Куба и его обрамлении с показанными на ней наиболее вероятными участками ожидания землетрясений (рис. 3). Эта карта построена благодаря комбинированию 5 рассмотренных выше параметров, которые после нормирования складывались, в результате чего были выявлены зоны наиболее вероятного проявления сейсмичности

(коэффициент корреляции с землетрясениями составил 0,75). Наиболее сейсмоопасен восточный сегмент о. Куба, этот район в прошлом и по настоящее время наиболее сейсмоактивен. Здесь ранее наблюдались землетрясения, и в будущем можно ожидать землетрясения с магнитудой до 7–8. В западной и центральной частях Кубы проявление сейсмичности ограничено поднятиями Камагуэй, Гуанигуанико и Гуамуая, где можно ожидать землетрясения с магнитудой 3–4. Наиболее низкой сейсмической опасностью характеризуются зоны впадин между крупными поднятиями о. Куба и южные акватории (кроме залива Гуаканаябо).

Таким образом, сопоставление результатов структурно-геоморфологического анализа территории о. Куба с его обрамлением и проявлениями сейсмичности позволило отобрать те геодинамические параметры, которые наиболее тесно связаны с характером распространения землетрясений. В итоге выделено несколько сейсмоопасных зон.

Заключение. В результате детального структурно-геоморфологического дешифрирования космических радарных снимков по-новому представлено строение о. Куба и его обрамления. Выделены разного ранга поднятия и впадины, нарушенные разрывами, слабыми зонами (линеаментами), сочетание которых создает сводово-блоковый стиль новейших дислокаций. Доминирующие простирания дизъюнктивных дислокаций — северо-западное и северо-восточное. Многие слабые зоны часто подчеркнуты проявлениями сейсмичности и относятся к рангу активных разломов, это разломы Камагуэй, Кауто-Нипе, Троча, Ремедиос и др.

3D геодинамическое моделирование выявило взаимосвязь между плотностью узловых зон (участков пересечения слабых зон) и проявлением сейсмичности. Сейсмические события тяготеют к южным перифериям поднятий Сьерра-Маэстр и Сьерра-Кристалль, Камагуэй и к наиболее поднятым блокам (Сьерра-Маэстр). Согласно данным 3D геодинамического моделирования самые сильные землетрясения с магнитудой до 7–8 можно ожидать на территории восточного сегмента, до 3–4 баллов — в пределах поднятий Камагуэй, Гуанигуанико и Гуамуая. Наиболее низкой сейсмической опасностью характеризуются области впадин между крупными поднятиями и южные акватории.

Новейшие дислокации в разной степени наследуют мезозойские структуры или сохраняют их простирание. Многие слабые зоны и разрывы суши продолжают в акватории, что указывает на тесную связь неотектонических процессов, происходящих на острове и его морском обрамлении. Характерна тенденция разрастания поднятий за счет впадин как в область суши, так и прилегающего шельфа.

Неотектонические дислокации отражают современные геодинамические процессы, происходящие в регионе: перемещение Северо-Аме-

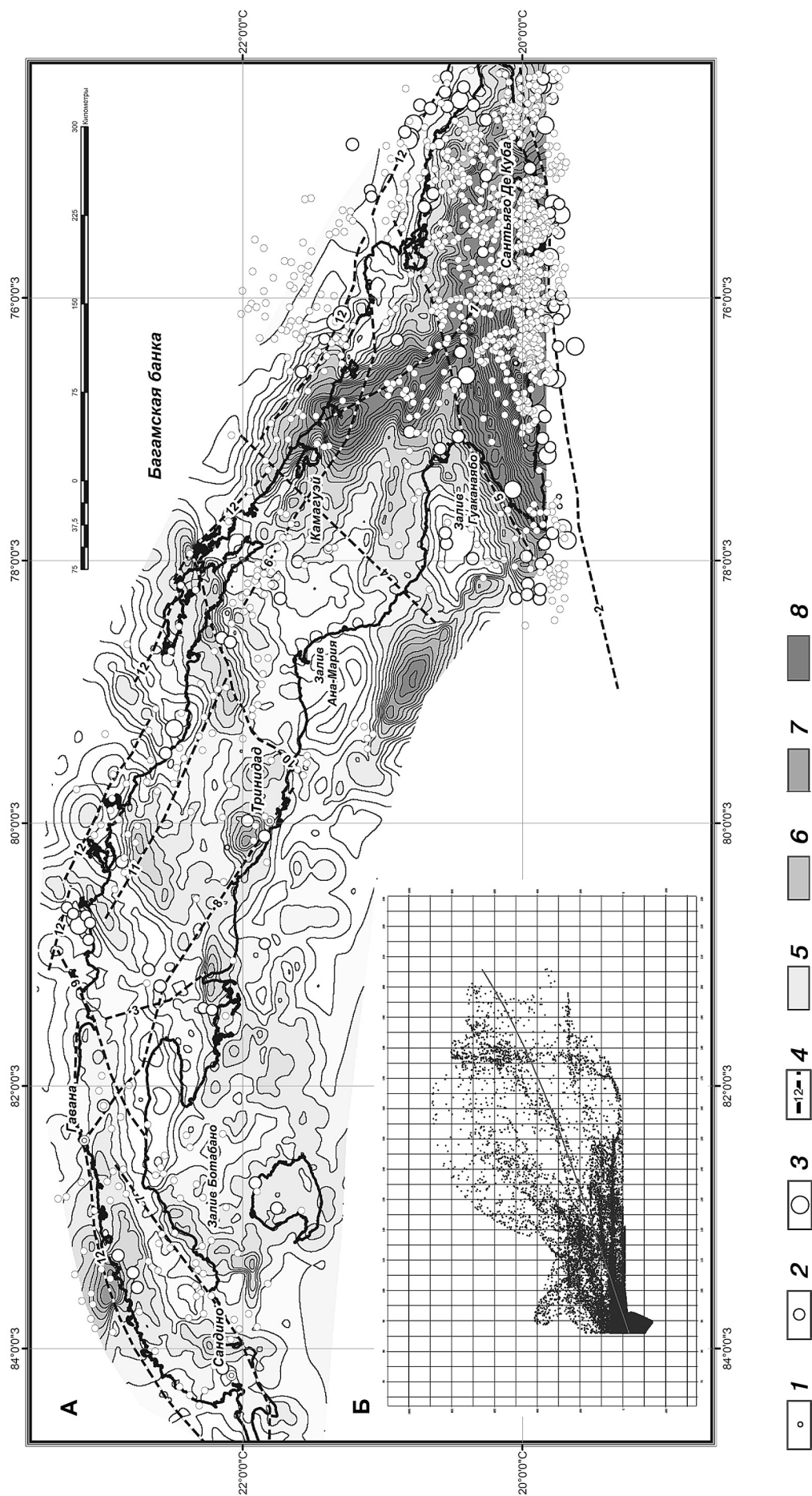


Рис. 3. Карта возможного проявления сейсмичности на о. Куба и его обрамлении (А) и график зависимости плотности землетрясений (ось Y) от прогнозной вероятности сейсмических событий (ось X) (Б); 1–3 — эпицентры землетрясений (Кубинский каталог CENAIIS); 1 — магнитуда <2 ; 2 — магнитуда $2-3$; 3 — >3 ; 4 — сейсмоактивные разрывные нарушения; 5–8 — значения вероятности проявления сейсмичности: 5 — низкие, 6 — средние, 7 — высокие, 8 — максимальные.
Цифры на карте — сейсмоактивные разломы: 1 — Баконао, 2 — Барлетт-Кайман, 3 — Кочинос, 4 — Камагуэй, 5 — Кауго-Нипе, 6 — Кубитас, 7 — Гуане, 8 — Гавана-Сьенфуэгос, 9 — Икакос, 10 — Ла-Троча, 11 — Лас-Вильяс, 12 — Нортекубана

риканской плиты в юго-западном направлении, левостороннее движение вдоль трансформного разлома Ориент, проявления сейсмичности. Согласно современным данным коллизийные процессы, начавшиеся в палеоцене—раннем и среднем эоцене, продолжаются и в новейший этап, чем можно объяснить образование архипелагов Сабана и Камагуэй.

Данные 3D моделирования показали, что ориентировка осей максимальных напряжений меняется от субмеридиональной до субширотной. Наибольшие напряжения, возникшие в результате горизонтального сжатия, приурочены к зонам активных левосторонних сдвигов северо-восточного простирания. Максимум напряжений соответствует глубинному субширотному левостороннему трансформному разлому Ориент, который образовался в раннем эоцене, что повлияло на движение плит в Карибском регионе. Помимо

горизонтальной, несомненно, присутствует и вертикальная составляющая напряжений, что приводит к формированию разрастающихся горных сооружений о. Куба. Рост последних вызывает образование компенсационных передовых прогибов в акваториях западного и восточного сегментов.

Результаты комплексных исследований показали, насколько тесно связаны неотектонические дислокации, выявленные современными структурно-геоморфологическими методами, и сейсмичность. Эта связь устанавливается как для высокомагнитудных, так и для низкомагнитудных землетрясений. Выявить такую связь удалось только благодаря детальному структурно-геоморфологическому дешифрированию. Высокие значения коэффициента корреляции между неотектоническими параметрами и сейсмичностью подтверждают правильность использованных методов и качество проделанной работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология Кубы. Пояснительная записка к геологической карте Кубы масштаба 1:250 000. М., 1989. 46 с.

Костенко Н.П., Дунаев Н.Н. О влиянии новейших структурных форм Кубинского архипелага на развитие берегов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 5. С. 19–28.

Котилья М.О., Францке Г.Й., Кордоба Д. Сейсмичность и сейсмически-активные разломы Кубы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 6. С. 651–672.

Макаров В.И. Новейшая тектоника Восточной Кубы. Ст. 1. Общая характеристика. Северная и Срединная области // Геотектоника. 1986. № 6. С. 85–96.

Макаров В.И., Формелл Ф. Неотектоническая карта Кубы. Масштаб 1:2 500 000. М., 1985.

Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшее строение и сейсмичность Кубинского архипелага и прилегающего шельфа // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Мат-лы I Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2018. Т. 2. С. 75–79.

Тектоническая карта Кубы. Масштаб 1:500 000 / Гл. ред. Ю.М. Пушаровский, отв. ред. А.А. Моссаковский, Х. Суарес. М., 1989.

Portela Peraza A.H., Diar Diar J. L., Hernander Santana J.R. et al. En Nuevo Atlas Nacional de Cuba. La Havana, 1989.

Mapa Geologico De La Republica De Cuba. Escala 1:500 000. La Havana, 1985.

Поступила в редакцию
21.02.2018

УДК 550.93:[552.3::551.76](234.853)

А.О. Хотылев¹, Н.Б. Девишева², Ал.В. Тевелев³, В.М. Мосейчук⁴**ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О МЕЗОЗОЙСКОМ МАГМАТИЗМЕ
НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА⁵**

В пределах западного склона Южного Урала среди докембрийских терригенно-карбонатных толщ развиты многочисленные дайковые рифейские комплексы основного состава. Среди метаморфических образований тараташского комплекса (архей—ранний протерозой, северное замыкание Башкирского мегантиклинория) была обнаружена дайка андезитов с изотопным возрастом 71 ± 1 млн лет (методом U-Pb SHRIMP II по цирконам) и два тела габброидов около г. Бакал с цирконами близкого возраста — это первое свидетельство мезозойского магматизма на этой территории.

Ключевые слова: дайки, габбро, дайковые рои, изотопные исследования, мел, маастрихт, Южный Урал.

Within the Western slope of the Southern Urals, there are plenty of basite dyke complexes of Riphean to Vendian among Precambrian terrigenous-carbonate formations. In metamorphic formations of the Taratash complex (Archean to Early Proterozoic, the northern closure of the Bashkirian meganticlinorium) there was observed the andesitic dyke with isotopic age of 71 ± 1 Ma (U-Pb SHRIMP II on zircons) and near Bakal two bodies of gabbroids with zircons of similar ages were found. These are the first evidence of possible Mesozoic magmatism in this region.

Key words: dykes, gabbro, dyke swarms, isotopic study, Cretaceous, Maastricht, Southern Urals.

Введение. В пределах Башкирского мегантиклинория рифейско-вендские терригенно-карбонатные толщи прорваны весьма многочисленными дайковыми комплексами основного и близкого к ним состава. Изотопные и геологические данные указывают на то, что магматизм проявлялся неоднократно на протяжении всего рифея и венда [Хотылев, Тевелев, 2018; Хотылев и др., 2017; Хотылев, Тевелев, 2017; Тевелев и др., 2014; Пучков, 2010а,б; Алексеев, 1984], вероятно, он имел место и в ордовике [Пучков и др., 2011]. Основные интервалы проявления магматизма: начало раннего рифея (суимский гипабиссальный комплекс габбро и долеритов и навышский вулканический комплекс трахибазальтов, около 1615 млн лет); граница раннего и среднего рифея (Бердяушский плутон гранитов-рапакиви, Кусино-Копанский расслоенный массив, кургасский комплекс долеритов, контрастная серия машакской свиты, тела шатакского комплекса, 1380–1350 млн лет); конец среднего рифея (повальненский комплекс долеритов, около 1100–1050 млн лет); поздний рифей (инзерский комплекс гранофировых габброидов). Относительно недавно начали появляться данные о возможных магматических телах с воз-

растом 430–440 млн лет [Пучков, 2012; Пучков и др., 2011].

Авторами проведены обширные исследования дайковых комплексов в северной части Башкирского мегантиклинория, в ходе которых даны подробные петрографические и геохимические характеристики ряду дайковых комплексов этого региона. Основные результаты исследований приведены в работах [Хотылев и др., 2017; Хотылев, 2017а,б; Хотылев, Тевелев, 2017; Тевелев и др., 2014]. Детальное описание многих гипабиссальных комплексов основного и ультраосновного состава приведено в работах А.А. Алексеева [1984], С.Г. Ковалева [2006, 2008], А.А. Носовой [2010], а также В.Н. Пучкова [2014] и А.А. Краснобаева [2013], В.И. Ленных и В.И. Петрова [1978].

В ходе исследований получены неожиданные изотопные данные для нескольких даек, результатам которых и посвящена статья.

Материалы и методы. В работе приведены данные изотопного датирования цирконов из трех проб габброидов (31 замер), а также петрологическая и геохимическая характеристика изученных пород.

Датирование цирконов U-Pb методом осуществлялось на вторично-ионном микрозон-

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail:* devisheva-n@yandex.ru

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

⁴ ООО НТПП ГЕОПОИСК, г. Челябинск, ген. директор; *e-mail:* geopoisk2004@mail.ru

⁵ Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ (проект № 17-05-01121).

де «SIMS SHRIMP-II» (Secondary Ion Mass-Spectrometry by Sensitive High-Resolution Ion Micro Probe) в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург). Представительные цирконы, отобранные вручную под микроскопом, были имплантированы в эпоксидную смолу (шайба диаметром 2,5 см) вместе с зернами международных цирконовых стандартов TEMORA и 91500, затем сошлифованы приблизительно на половину их толщины и отполированы. На препарат наносили токопроводящее золотое покрытие в установке катодно-вакуумного распыления в течение 1 мин при силе тока 20 мА. В дальнейшем зерна цирконов документировались с использованием сканирующего электронного микроскопа «CamScan MX2500» с системой CLI/QUA2 для получения катодолюминесцентных (CL) и BSE изображений, отражающих внутреннюю структуру и зональность цирконов. Рабочее расстояние составляло 25–28 мм, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток практически полностью сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея 4–6 нА. Ток зонда варьировали с целью достижения максимального контраста CL-изображения и минимизации коррозии поверхности шайбы в результате локального разогрева.

Измерения U–Pb отношений проводили по принятой в ЦИИ методике, описанной в работе [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, размер кратера пробоотбора — 20×25 мкм при глубине до 2 мкм. U–Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона $416,75 \pm 0,24$ млн лет [Black et al., 2003]. Стандарт циркона 91500 с содержанием урана 81,2 мкг/г и возрастом по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в 1062 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995] использовали в качестве концентрационного стандарта. Растровая одномоментная очистка прямоугольного (50×65 мкм)



Рис. 1. Схема расположения изученных объектов. Цифры — точки отбора проб: 1 — P51002, 2 — 13061, 3 — 18024

участка минерала перед датированием позволяла минимизировать поверхностное загрязнение.

Рассеянные элементы в породах анализировали методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре «Elan 9000» в лаборатории кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик Я.В. Бычкова) с разложением по стандартным методикам спекания [Бычкова и др., 2016]. Нижние пределы обнаружения содержания элементов 0,1–1,0 мкг/г.

Образцы пород и датированные зерна цирконов изучены на растровом электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV» в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петро-

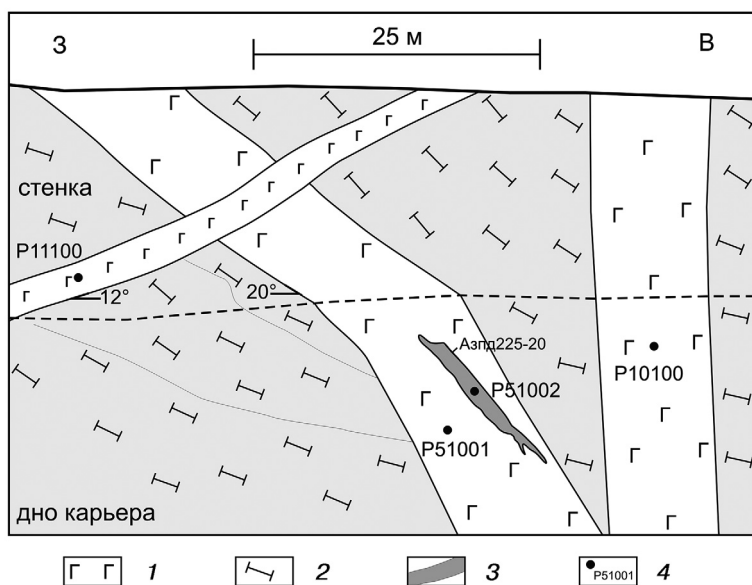


Рис. 2. Принципиальная схема взаимоотношения даек габбро и андезитов в северной стенке карьера Радостный: 1 — габбро, 2 — вмещающие метаморфические образования тараташского комплекса, 3 — дайка андезитов, 4 — точки отбора проб и их номера (см. пояснения в тексте)

логии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (оператор В.О. Япаскерт).

Геологическое положение изученных объектов. В 2016 г. в малом вскрышном карьере на месторождении Радостное (N 55°31'35,20"; E 059°47'43,70") — месте, известном среди геологов Южного Урала, — для определения изотопного возраста даек была отобрана проба из резкопорфировых андезитов (рис. 1, 2). Здесь, в восточной части карьера — в северном борту и на дне, хорошо видно, как гнейсы, амфиболиты и кристаллосланцы архейского тараташского комплекса прорываются серией даек разных мощности и облика. Три крупные дайки относятся к суимскому комплексу, широко распространенному на этой площади, поэтому они не представляли особого интереса для датирования (рис. 2)

Однако дайка суимского комплекса, полого падающая на восток, на дне карьера рассечена небольшой дайкой резкопорфировых андезитов, очень резко отличающихся от обычных пород дайковых комплексов этого района — именно из нее и была отобрана проба. Мощность тела от 10 до 60 см, протяженность 3–5 м, контакт падает полого на юго-запад: азимут падения 225°, угол падения 20°. Андезиты темно-серые, массивные, резкопорфировые, гигантопорфировые. Основная масса сливная, скрытокристаллическая. В зоне эндоконтакта видна четкая зона закалки мощностью 1–1,5 см из более темных пород, в приконтактной зоне заметна флюидалность. Контакт дайки немного подорван, но не очень сильно. Локально развиты вариолитовые структуры, выраженные светлыми сферами и полусферами, причем как единичными, изолированными, так и сгруппированными. Среди такой основной массы находятся немногочисленные вкрапленники хорошо оформленных призматических таблитчатых кристаллов плагиоклаза размером до 7 см.

В шлифах хорошо заметно, что кристаллы полевого шпата замещены агрегатом глинистых

минералов, серицита с остатками полевого шпата (рис. 3), хотя на отдельных участках сохраняется даже полисинтетическое двойникование, заметное сквозь вторичные минералы. Все вкрапленники оплавлены — первичные грани округлые, оглаженные, вероятно, это могло произойти при резком подъеме расплава — при быстром уменьшении давления расплав не успевает остывать, и создаются условия для повторного плавления минералов. Основная масса, видимо, изначально была сложена стеклом, а сейчас представляет смесь вторичных минералов по продуктам девитрификации — очень тонкокристаллический агрегат полевого шпата, хлорита, серицита, глинистых минералов и эпидота. Рудный минерал образует красивые ветвистые скелетные выделения с отчетливым фрактальным строением (рис. 3). Под электронным микроскопом обнаружен аксессуарный редкоземельный эпидот.

Геохимическая характеристика. Изученная дайка по составу отвечает андезитам, т.е. несколько более кислая, чем подавляющее большинство пород развитых здесь дайковых комплексов, характеризуется высоким содержанием TiO_2 (2,47%) и небольшим содержанием MgO (2,35%). Вмещающие габброиды (проба P51001) характеризуются невысоким содержанием TiO_2 и, видимо, относятся к раннерифейскому суимскому комплексу, подробное описание которого приведено в работе [Хотылев и др., 2017]. В карьере Радостный преобладают именно низкотитанистые габброиды (пробы P1, P2, P4, P5, P6, P7, EQ-030301, EQ030302), а габброиды с повышенным содержанием TiO_2 , типичные для кургасского комплекса среднего рифея, представлены лишь тремя телами (пробы P10100, P11100, P3) [Хотылев и др., 2017].

Лучше всего различия между дайками иллюстрируются распределением рассеянных и редкоземельных элементов на мультиэлементной диаграмме (рис. 4). На ней хорошо видно, что андезиты обогащены практически всем спектром

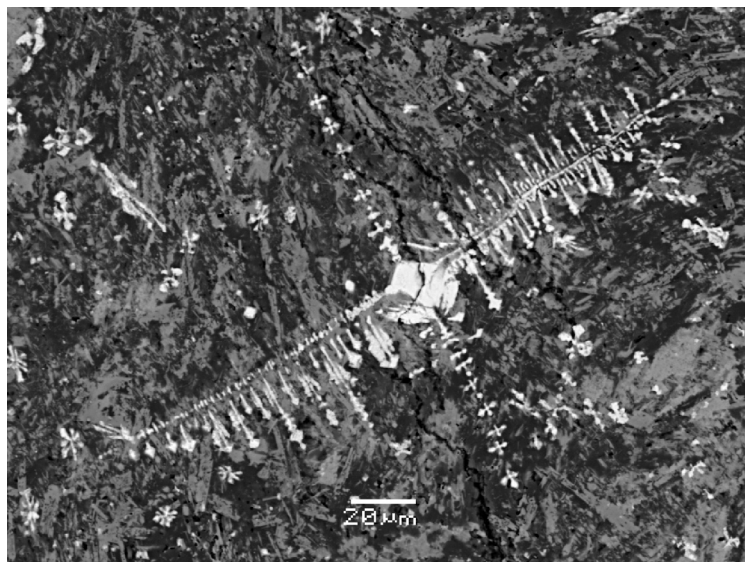


Рис. 3. Фото шлифа P51002 на сканирующем электронном микроскопе. На фоне пестрой массы вторичных минералов и полевого шпата видны белые скелетные выделения рудного минерала. Масштабная линейка 20 мкм

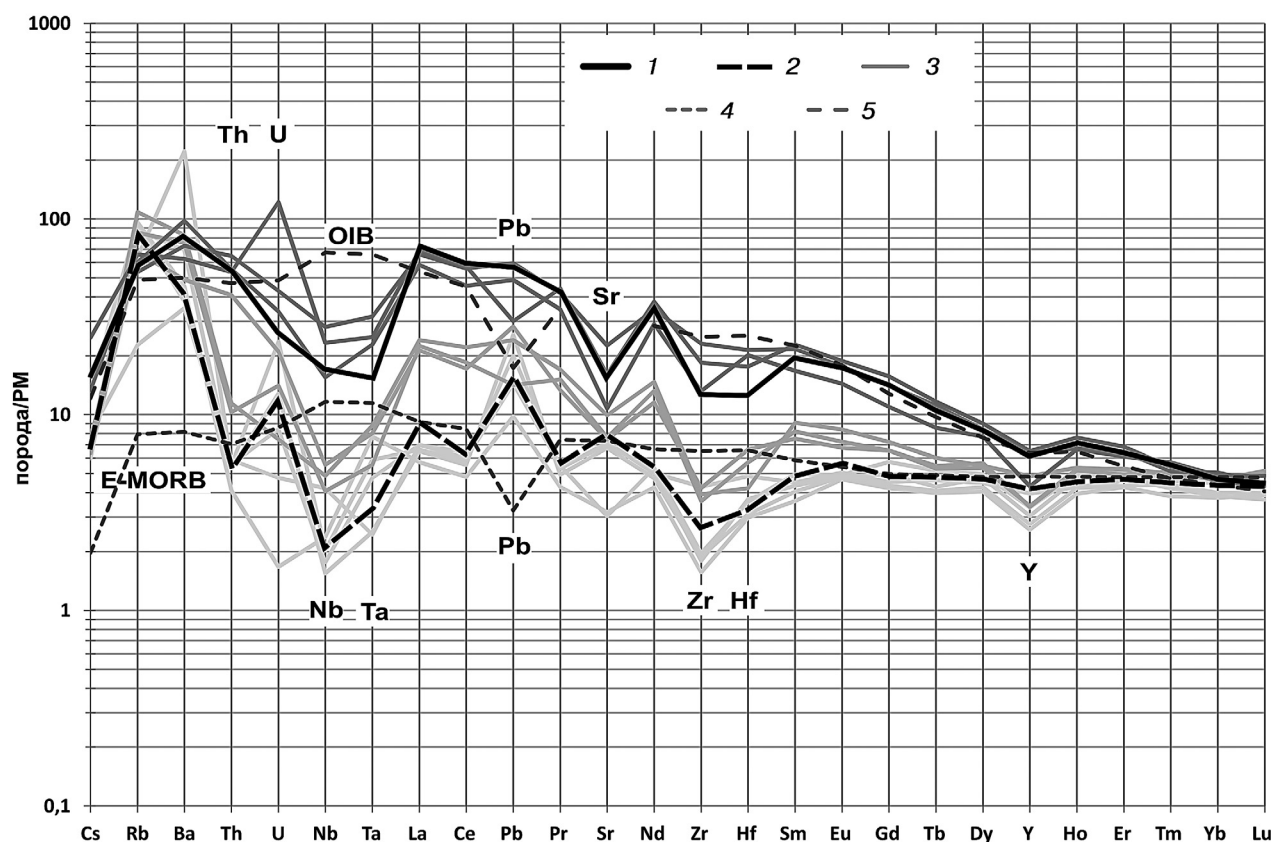


Рис. 4. Мультиэлементная диаграмма для даек карьера Радостный, значения содержания нормированы на примитивную мантию (PM): 1 — андезиты P51002, 2 — вмещающие габбро для андезитов (P51001), 3 — тренды для прочих даек карьера Радостный, 4 — эталон E-MORB, 5 — эталон OIB (см. пояснения в тексте). Составы PM, OIB, E-MORB приведены по [Sun, McDonough, 1989]

рассеянных элементов и в целом по их распределению близки к породам океанических островов (OIB). Вместе с тем они обеднены высокозарядными элементами — танталом, ниобием, гафнием и цирконием, причем у первых двух это проявлено особенно отчетливо.

Такой же характер распределения рассеянных элементов, помимо андезитов, выявлен еще в трех пробах, причем одна из них характеризуется низким содержанием TiO_2 , что необычно, так как чаще всего в габброидах Южного Урала эти два параметра связаны между собой — чем больше содержание оксида титана, тем больше степень обогащения элементами-примесями [Хотылев и др., 2017].

К сожалению, геологические взаимоотношения тел не очень ясны — можно лишь утверждать, что андезиты более поздние по отношению к дайке, а маломощное тело габбро P11100 тоже сечет дайку P51001 (рис. 2). Это находит соответствие и в геохимической характеристике тел: более молодые тела P51002 и P11100 явно относятся к другой геохимической группе, для которой ранее и предполагался более молодой возраст [Хотылев и др., 2017; Ленных, Петров, 1978].

Изотопные исследования. Так как гигантопорфировые андезиты очевидно прорывают дайки

габбро и по облику резко отличаются от прочих даек Башкирского мегантиклинория, в частности Тараташского выступа, то именно из них и отобран материал для изотопного датирования. Из пробы массой 12 кг было выделено около 60 зерен цирконов. Кристаллы нередко субидiomорфные, призматические и несколько удлиненно-призматические, с отчетливой тонкой зональностью, без особых признаков окатывания или переплавления. В результате применения сканирующей электронной микроскопии также не выявлены какие-либо признаки того, что цирконы были подвержены вторичным изменениям и являются метамиктными. (Последнее выражается обычно в появлении «пористых» зон и нередко встречается в омоложенных цирконах Урала [Соболев и др., 2017].) Катодолюминесцентные фотографии зерен приведены на рис. 5.

Погрешности единичных анализов (отношения и значения возраста) приводятся на уровне 1σ , а погрешности значений вычисленного возраста, в том числе конкордантных, приводятся на уровне 2σ . Построение графиков конкордий проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX. Коррекция на нерадиоγενный свинец проводилась по измеренному ^{204}Pb и современному изотопному составу свинца в модели Стейси–Крамперса [Stacey, Kramers, 1975].

Измеренные изотопные характеристики цирконов из проб P51002, 18024 и 13061

Номер п/п	Замер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$, млн лет	\pm	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, млн лет	\pm	Discordant, %	Total $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	Total $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*)$	$\pm\%$	$(^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*)$	$\pm\%$	$(^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U})$	$\pm\%$	$(^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U})$	$\pm\%$
1	P51002_1.1	0,00	186	68	0,38	1,69	67,9	1,4	175	170	158	94,4	2,1	0,0496	7,3	94,4	2,1	0,0496	7,3	0,0724	7,6	0,01059	2,1
2	P51002_3.1	0,67	184	58	0,32	1,81	72,7	1,4	-35	220	-148	87,6	1,8	0,0507	5,2	88,2	1,9	0,0454	9	0,071	9,2	0,01134	1,9
3	P51002_2.1	0,51	431	284	0,68	4,34	74,7	1,1	-67	160	-190	85,3	1,4	0,0488	3,7	85,8	1,5	0,0448	6,6	0,072	6,7	0,01166	1,5
4	P51002_4.1	0,84	152	46	0,31	1,44	69,9	1,3	115	250	65	91	1,8	0,055	6	91,7	1,9	0,0483	11	0,0726	11	0,0109	1,9
5	P51002_5.1	0,85	216	85	0,41	2,01	69,0	1,2	-71	270	-203	92,2	1,6	0,0515	4,9	93	1,7	0,0447	11	0,0663	11	0,01075	1,7
6	P51002_6.1	0,00	152	42	0,28	1,43	70,0	1,3	169	140	141	91,5	1,8	0,0494	5,9	91,5	1,8	0,0494	5,9	0,0745	6,1	0,01092	1,8
7	P51002_7.1	0,94	248	102	0,42	2,44	72,5	1,2	96	250	32	87,6	1,6	0,0554	4,4	88,4	1,7	0,0479	10	0,0748	11	0,01131	1,7
8	P51002_8.1	1,37	244	66	0,28	2,36	71,2	1,2	-117	350	-264	88,7	1,6	0,0548	4,5	90	1,7	0,0439	14	0,0673	14	0,01111	1,7
9	P51002_9.1	0,71	235	98	0,43	2,27	71,5	1,3	10	310	-86	89	1,7	0,0519	4,7	89,7	1,8	0,0462	13	0,0711	13	0,01115	1,8
10	P51002_10.1	0,74	226	65	0,30	2,17	71,1	1,1	-147	240	-306	89,6	1,4	0,0493	3,4	90,2	1,5	0,0434	9,6	0,0663	9,8	0,01108	1,5
11	18024_7.1	0,00	166	129	0,80	1,53	68,5	1,1	173	170	153	93,6	1,6					0,0495	7,1	0,073	7,3	0,0107	1,6
12	18024_2.1	0,95	224	152	0,70	2,13	70,3	1,0	327	240	365	91,2	1,5					0,053	10	0,08	11	0,011	1,5
13	18024_4.1	0,25	446	382	0,88	5,51	91,88	0,8	76	110	-17	69,66	0,87					0,0475	4,7	0,0941	4,8	0,0144	0,87
14	18024_9.1	0,00	183	129	0,73	2,31	94,1	1,2	82	140	-13	68,03	1,3					0,0476	5,9	0,0966	6	0,0147	1,3
15	18024_1.1	0,40	250	120	0,50	3,38	100,2	1,1	17	160	-83	63,86	1,1					0,0464	6,7	0,1001	6,8	0,0157	1,1
16	18024_6.1	4,65	5172	1085	0,22	74,2	101,83	0,4	167	200	64	62,78	0,39					0,0494	8,6	0,1085	8,7	0,0159	0,39
17	18024_10.1	1,39	2191	1821	0,86	30,8	103,06	0,51	163	140	58	62,04	0,5					0,0493	6	0,1096	6	0,0161	0,5
18	18024_5.1	0,20	1337	3018	2,33	197	1018,5	2,8	1197	12	18	5,842	0,3					0,08	0,63	1,888	0,7	0,1712	0,3
19	18024_8.1	0,57	1089	6632	6,29	201	1249,4	4,2	1241	19	-1	4,672	0,37					0,0818	0,98	2,413	1	0,2139	0,37
20	18024_3.1	0,14	1063	5710	5,55	201	1282,5	3,6	1228	16	-4	4,542	0,31					0,0813	0,79	2,466	0,85	0,2201	0,31
21	13061_4.1	1,37	90	59	0,68	1,08	88,2	2,1	-28	470	-132	72,6	2,3					0,0455	19	0,086	19	0,0138	2,3
22	13061_4.2	0,00	97	52	0,55	1,15	88,8	1,5	448	160	405	72,1	1,7					0,0559	7,1	0,1069	7,3	0,0139	1,7
23	13061_1.1	0,23	1112	922	0,86	13,8	92,21	0,51	14	74	-85	69,41	0,55					0,0463	3,1	0,092	3,1	0,0144	0,55
24	13061_3.1	2,95	163	76	0,48	2,09	92,5	5,3	-460	730	-597	69,1	5,7					0,038	28	0,076	28	0,0145	5,7
25	13061_6.1	2,00	171	109	0,66	2,34	100,2	1,5	412	280	312	63,83	1,5					0,055	13	0,119	13	0,0157	1,5
26	13061_2.1	0,00	166	57	0,36	2,23	100,4	1,5	320	120	219	63,73	1,5					0,0528	5,4	0,1142	5,6	0,0157	1,5
27	13061_10.1	0,00	71	33	0,48	1,01	105,4	2,0	426	170	304	60,6	1,9					0,0553	7,6	0,1258	7,8	0,0165	1,9
28	13061_9.1	3,00	111	52	0,49	1,65	107,0	2,3	933	320	771	59,7	2,1					0,07	15	0,162	16	0,0167	2,1
29	13061_8.1	26,39	201	104	0,53	3,98	108,0	3,9	733	930	579	59	3,6					0,064	44	0,149	44	0,0169	3,6

Окончание табл.

Номер п/п	Замер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$, млн лет	\pm	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, млн лет	\pm	Discordant, %	Total $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	Total $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*)$	$\pm\%$	$(^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*)$	$\pm\%$	$(^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U})$	$\pm\%$	$(^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U})$	$\pm\%$
30	13061_7.1	2,18	1647	860	0,54	25,5	112,52	0,6	7	150	-94	56,78	0,54					0,0462	6,4	0,1121	6,4	0,0176	0,54
31	13061_5.1	49,27	137	67	0,51	4,3	118,0	12,0	1610	1400	1271	53,9	10					0,099	75	0,25	76	0,0184	10

Примечание. Полу жирным шрифтом выделен столбец значений U–Pb возраста.

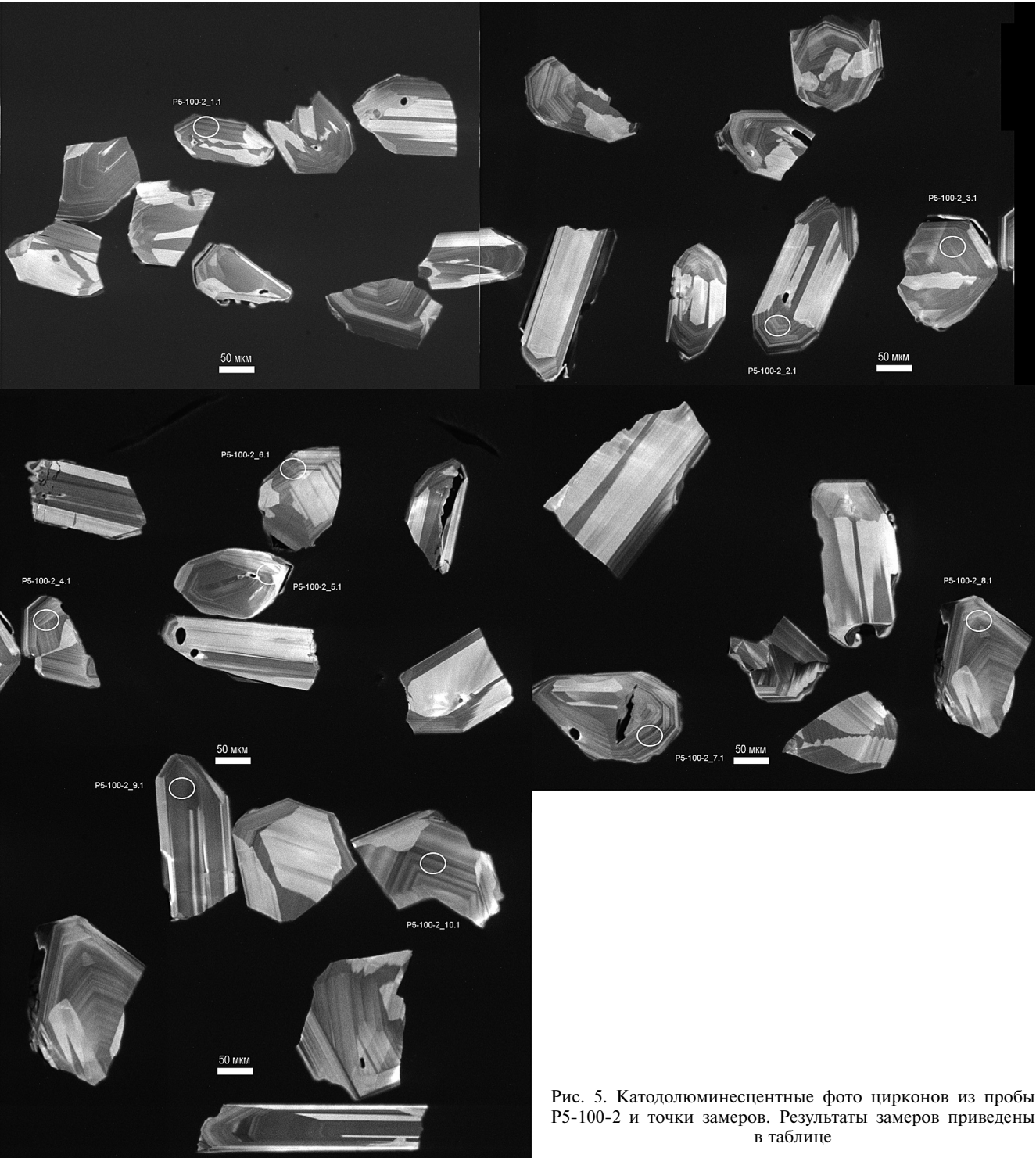


Рис. 5. Катодолуминесцентные фото цирконов из пробы P5-100-2 и точки замеров. Результаты замеров приведены в таблице

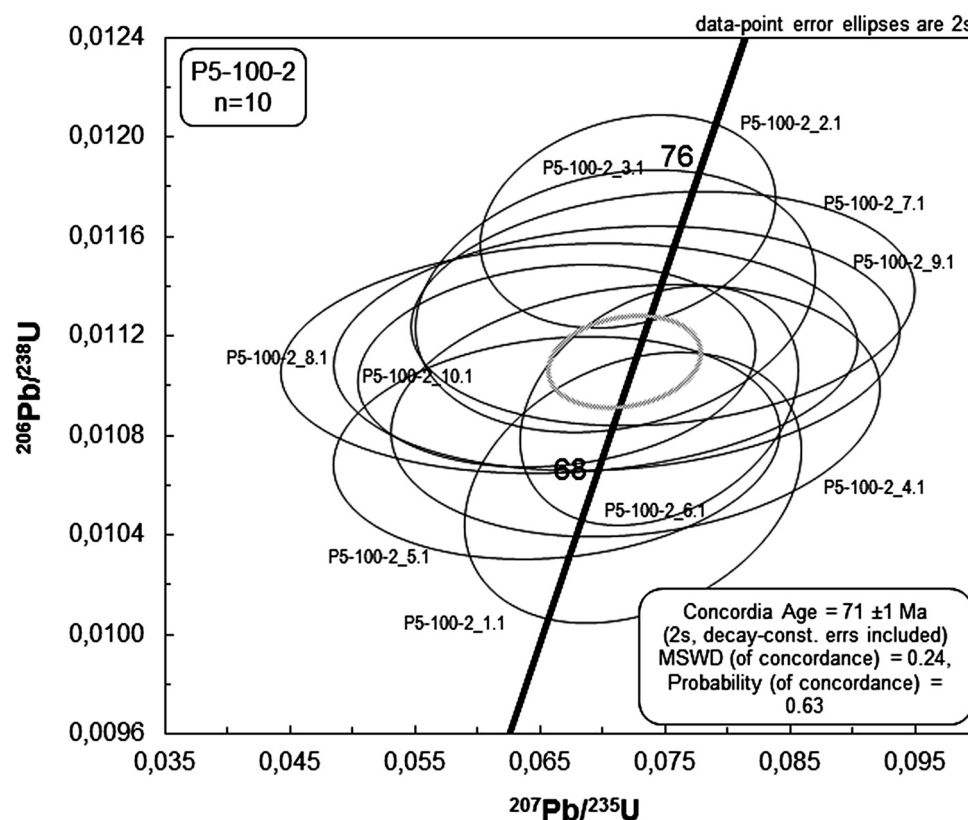


Рис. 6. Конкордия с результатами определения возраста цирконов для пробы P51002; возраст 71 ± 1 млн лет, СКВО (MSWD) = 0,24, вероятность (probability) = 0,63, n — число замеров (10)

Для 10 зерен сделано по одному замеру содержания изотопов свинца и урана, результаты приведены в таблице. В результате по всем 10 замерам получен конкордантный возраст 71 ± 1 млн лет (рис. 6) при СКВО=0,24 и вероятности 0,62.

При изотопном датировании габброидов, находящихся на севере от г. Бакал (проба 18024, N $54^{\circ}56'25,1''$; E $058^{\circ}58'53,5''$), и дайки габбро в железнодорожной петле на восток от г. Бакал (проба 13061, N $54^{\circ}57'44,8''$; E $058^{\circ}52'30,1''$) так же были получены значения возраста, отвечающие меловому периоду. В пробе 18024 7 зерен циркона из 10 имеют возраст в интервале 68–103 млн лет, а для трех получены протерозойские значения возраста — 1018, 1219 и 1282 млн лет (рис. 7). В пробе 13061 все 11 кристаллов циркона характеризуются возрастом в интервале 88–118 млн лет (рис. 8). Датировки отдельных зерен циркона имеют значительный разброс, что не позволяет получить конкордантный возраст. Результаты измерений приведены в таблице.

К сожалению, кристаллы из проб 13061 и 18024 корродированные, нередко с заливистыми неровными границами, хотя при этом и удлиненно-призматического облика, характерного именно для цирконов из пород основного состава. Зональность отчетливая, тонкая, хорошо заметна на катодолюминесцентных снимках. Внешние зоны многих кристаллов циркона корродированы и частично растворены, кристаллы содержат многочисленные выемки и впадинки и с большой вероятностью захвачены, а их изотоп-

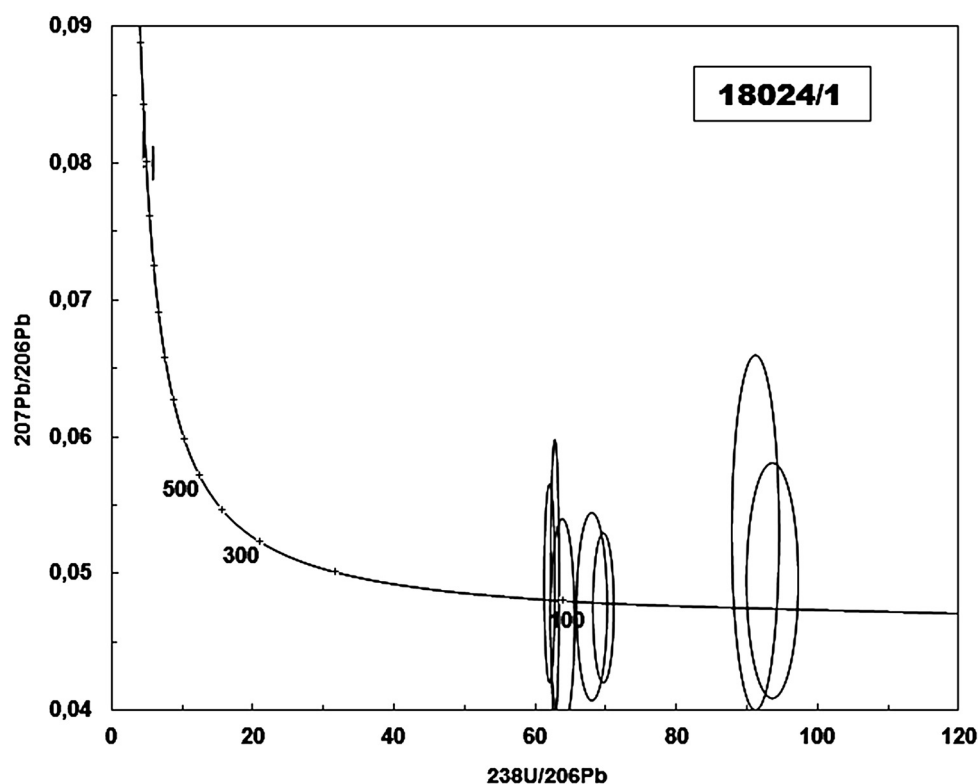
ные системы нарушены и не отражают реальный возраст пород.

Результаты исследований и их обсуждение. Таким образом, в результате изотопных исследований получена относительно достоверная датировка дайки андезитов Тараташского выступа — 71 ± 1 млн лет, а также серия менее достоверных единичных определений возраста для зерен циркона из даек окрестностей г. Бакал в интервале от 70 до 118 млн лет. Эти данные не очень хорошо соотносятся с известными на сегодняшний день этапами магматизма на рассматриваемой территории.

Кристаллы циркона, как упоминалось выше, имеют отчетливую удлиненно-призматическую форму, хорошо огранены, у них нет ядер и видимых признаков вторичной переработки, которая могла бы повлечь за собой нарушение изотопной системы и омоложение зерен. Более того, опыт авторов показывает, что обычно зерна цирконов, захваченные из даек габброидов, имеющие древний возраст, также несут отчетливые признаки окатанности, характеризуются округлой формой и характерной шероховатой поверхностью, что не наблюдается у проанализированных молодых кристаллов циркона.

При анализе цирконов важным показателем служит отношение Th/U. Во всех трех проанализированных пробах отношение Th/U для всех зерен циркона превышает 0,1, а для подавляющего большинства кристаллов оно больше 0,4. Магматический циркон характеризуется значениями $\text{Th/U} > 0,1$, по [Belousova et al., 2002] (в работах не-

Рис. 7. Результаты определения изотопного возраста цирконов из пробы 18024 в координатах $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$



которых исследователей фигурирует значение 0,2). Повышенные значения Th/U также возможны для циркона из пород, подвергшихся сверхвысокотемпературному метаморфизму [Rubatto, 2017], но так как изучаемые породы явно не относятся к таким, значения отношения Th/U можно с уверенностью интерпретировать как признак магматического происхождения цирконов.

Отметим, что содержание урана и свинца в изученных кристаллах циркона явно имеет бимодальное распределение: у большинства кристаллов оно составляет несколько сотен мкг/г, а для части (7 из 21 кристалла) содержание этих элементов превышает 1000 мкг/г (таблица). Радиоактивный распад урана со временем приводит к значительному нарушению кристаллической структуры циркона — зерна с повышенной концентрацией U в большей степени подвержены изменениям. Существенное нарушение структуры у кристаллов циркона, имеющих докембрийский возраст, происходит при концентрации урана более 1000 мкг/г, для более молодых зерен это значение увеличивается (в частности, у зерен с возрастом моложе 1 млн лет нарушенная структура наблюдается при содержании урана около 1000 мкг/г) [Ewing et al., 2003]. Высокое содержание U и Th усиливает способность циркона к растворению, что влияет на его состав, особенно при вторичных преобразованиях, которые сильно изменяют зерна высокоурановых цирконов, что приводит к нарушению их U–Pb-системы [Каулина и др., 2017].

Практически все изученные кристаллы циркона, для которых определен мезозойский возраст, характеризуются невысоким содержанием урана

(за исключением четырех), а все 3 кристалла протерозойского возраста содержат более 1000 мкг/г урана (таблица). При этом ни для одного кристалла из пробы P5-100-2 не зафиксировано содержание U, превышающее 430 мкг/г. Таким образом, из 28 зерен циркона, для которых получен мезозойский возраст, 24 характеризуются нормальным содержанием U, а на катодолюминесцентных фотографиях и изображениях со сканирующего электронного микроскопа они не выглядят измененными. Это позволяет с уверенностью предположить, что в геологической истории этих кристаллов циркона не было событий, которые бы привели к нарушению их структуры и U–Pb-системы в результате радиоактивного распада урана. Все кристаллы циркона с древним — рифейским — возрастом имеют высокое содержание урана, превышающее 1000 мкг/г, что могло привести к нарушению изотопной системы и получению возраста, не отвечающего реальному.

Важно отметить, что для всех кристаллов циркона с мезозойскими датировками наблюдается несоответствие значений возраста, рассчитываемых по соотношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а погрешности в последних могут превышать определяемый возраст (таблица). Подобное расхождение связано с особенностями изменения количества дочерних изотопов во времени. Отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ изменяется с течением времени сильнее, чем отношение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — линия на рис. 9 имеет более крутой наклон для фанерозойских и позднерифейских значений возраста и становится пологой к более древним значениям возраста, что хорошо видно на этой диаграмме. Прямым след-

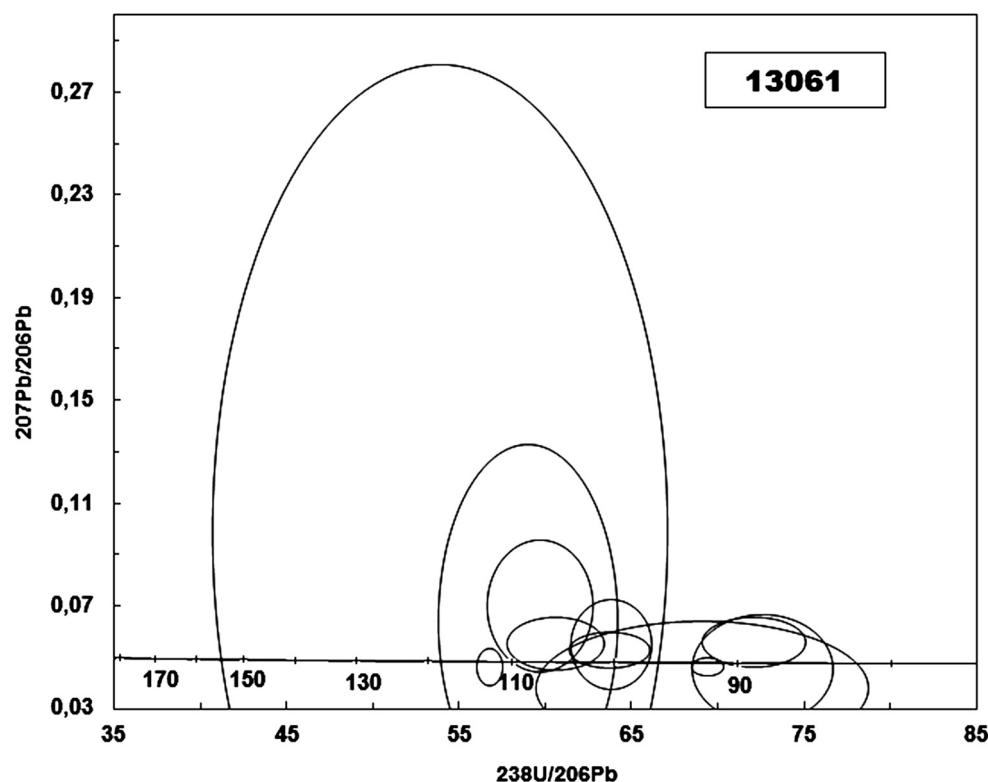


Рис. 8. Результаты определения изотопного возраста цирконов из пробы 13061 в координатах $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$

ствием такого распределения является то, что для молодых кристаллов циркона даже незначительное отклонение измеренного изотопного отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ от истинного значения может привести к существенному искажению рассчитываемого возраста [Буянтуев и др., 2017].

В области дофанерозойских значений возраста наклон кривой меняется на более пологий, а содержание дочерних изотопов ^{207}Pb и ^{206}Pb со временем увеличивается. Первое приводит к тому, что снижается «чувствительность» значения возраста к правильности определения отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а второе — к увеличению надежности инструментального определения этого отношения, так как изотопы свинца в древних зернах цирконов при анализе дают более высокий сигнал. Исходя из этого изотопное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ берется за основу для датирования древних цирконов, а примерным порогом надежности применения считается возраст 1,2 млрд лет [Gehrels et al., 2008]. Для более молодых зерен цирконов с возрастом менее 1,2 млрд лет желательно использовать отношение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ [Буянтуев и др., 2017; Андреичев и др., 2012; Gehrels et al., 2008]. Таким образом, расхождение в получаемых значениях возраста по разным отношениям и значительные ошибки возраста, рассчитываемого с помощью отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, нормальны для молодых кристаллов циркона и не могут рассматриваться в качестве признаков нарушения изотопных систем.

На сегодняшний день авторам не известны иные непосредственные свидетельства магматической активности в северной части Башкирского мегантиклинория в позднем мелу. Меловые отло-

жения на территории Башкирского мегантиклинория практически неизвестны — они кратко описаны в производственных отчетах геологосъемочных работ и представлены корами выветривания и глинистыми образованиями в карстовых полостях [Рыцев и др., 2009]. Палеонтологические остатки в них не обнаружены, поэтому возраст этих пород принимается условно меловым, а возможно, частично и палеогеновым. Кроме того, никакие признаки вулканизма не выявлены — коры выветривания не только вскрыты рядом поисковых скважин в районе Айской группы (на северо-запад от г. Сатка) в Южно-Уральском бокситоносном районе, но и описаны при геологосъемочных работах в 1970-х гг. непосредственно на архейско-раннепротерозойских образованиях тараташского комплекса, главным образом в зонах тектонитов и бластомилонитов.

Большинство геологов считают, что в это время территория претерпевала пенепленизацию, а последний этап магматизма был лишь в триасе, когда в Челябинском грабене сформировались базальты бичурской свиты, а также тела щелочных гранитоидов и лейкогранитов [Тевелев и др., 2009; Тевелев и др., 2008]. Однако этот магматизм был сосредоточен на восточном слоне Урала, за Главным Уральским разломом.

Ближайший по возрасту магматизм известен на Земле Франца-Иосифа, Северной Земле и на Шпицбергене, где зафиксированы следы обширного плюмового события на границе юры и мела с хорошо обоснованным возрастом около 122–124 млн лет [Corfu et al., 2013]. Также базальтоиды известны в Канаде (Канадский арктический

архипелаг, Свердупский бассейн), где они представлены многочисленными силлами, дайками и покровами, и при этом их возраст колеблется в интервале 130–60 млн лет [Шпилов, Лобковский, 2016 и ссылки в этой работе]. Но эти объекты сильно удалены от изученной территории, хотя Сибирская трапповая провинция, происхождение которой традиционно связывают с суперплюмом, имеет очень значительные размеры; возможно, что и событие на Земле Франца-Иосифа могло оставить следы на Южном Урале.

Заключение. В результате исследований для дайки гигантопорфировых андезитов получен достаточно достоверный изотопный возраст — 71 ± 1 млн лет, что отвечает началу маастрихта. Сведений о магматизме в то время на западном склоне Южного Урала в опубликованной и фондовой литературе мы не обнаружили, поэтому, видимо, нами получены первые данные о возможном мезозойском магматизме в этом регионе.

Благодарности. Авторы выражают благодарность И.А. Кошелевой, И.А. Прудникову,

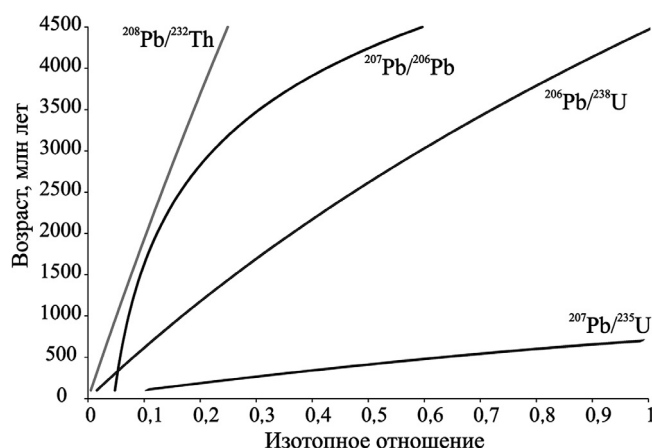


Рис. 9. Кривые зависимости возраста минерала от отношения дочернего изотопа к материнскому системы U–Th–Pb согласно закону радиоактивного распада, по [Буянтеев и др., 2017]

С.С. Попову за помощь и поддержку при проведении полевых изысканий, а так же С.Г. Ковалеву, Ю.Л. Ронкину и Б.Б. Шкурскому за ценные рекомендации при обработке и интерпретации полученных данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.

Андреичев В.Л., Куликова К.В., Ларионов А.Н. U–Pb возраст плагиогранитов Малыко (Полярный Урал) // Изв. Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 4(12). С. 60–66.

Буянтеев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U–Pb LA–ICP–MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 369–384.

Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б. и др. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63.

Каулина Т.В., Лялина Л.М., Нерович Л.И. и др. Процессы гидротермального изменения в цирконе как отражение геохимии урана в породах (на примере уранового рудопроявления Скальное Лицевского района Кольского полуострова) // Вестн. КНЦ РАН. 2017. № 3 (9). С. 54–63.

Ковалев С.Г. Геохимия и геодинамические условия формирования диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала // Геол. сб. № 5. Информ. мат-лы. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2006. С. 113–118.

Ковалев С.Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 2. С. 68–79.

Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И. и др. Цирконология вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. РАН. 2013. Т. 448, № 4. С. 437–442.

Ленных В.И., Петров В.И. Диабазы тараташского комплекса и его обрамления // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса / под ред. В.И. Ленных, А.И. Белковского. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 59–67.

Носова А.А., Сазонова Л.В., Горожанин В.М. и др. Мезопротерозойские оливиновые габбронориты Башкирского антиклинория, Южный Урал: родоначальные расплавы и особенности эволюции магм // Петрология. 2010. Т. 18, № 1. С. 53–87.

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

Пучков В.Н. Дайковые рои и ассоциирующие с ними магматические комплексы на Урале // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Мат-лы XLIII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2010б. Т. 2. С. 182–186.

Пучков В.Н. Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. 2012. № 1. С. 42–52.

Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. Палеозойские U–Pb SRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория // Геол. сб. № 9. Юбилейный вып. Информ. мат-лы. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2011. С. 36–43.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д. и др. Архейские метабазы в основании рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) // Докл. РАН. 2014. Т. 457, № 1. С. 85–91.

Рыцев А.М., Фаткуллин Р.А., Абдрахманов Р.Ф. Мезо-кайнозойские коры выветривания Южного Урала // Геол. сб. № 8. Информ. мат-лы. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2009. С. 154–159.

Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоротина О.В. и др. Первые результаты U–Pb (LA–ICP–MS) датирования детритовых цирконов из палеозойских островодужных обломочных пород Полярного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92, вып. 4. С. 3–26.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовая геодинамика Южного Урала в свете новых изотопных данных // Общие и региональные про-

блемы тектоники и геодинамики: Мат-лы XLI Тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 317–321.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 29–38.

Хотылев Ал.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. Базитовые дайки северной части Башкирского антиклинория (Южный Урал): геохимические подходы к разграничению комплексов // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сб. статей V Всеросс. молодеж. геол. конф. Уфа: Альфа-Реклама, 2017а. С. 73–77.

Хотылев А.О. Инзерский и суимский гипабиссальные базитовые комплексы рифея (Южный Урал): характеристика, сходства и различия // Мат-лы V Междунар. конф. молодых ученых и специалистов памяти акад. А.П. Карпинского (28 февраля–3 марта 2017 г., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) [Электрон. ресурс]. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017б. С. 145–148.

Хотылев А.О., Тевелев Ал.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.

Хотылев А.О., Тевелев Ал.В. Дайковые рои Башкирского мегантиклинория: геохимические особенности и этапы формирования // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 2: Мат-лы L Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2018. С. 295–299.

Хотылев А.О., Тевелев Ал.В., Мосейчук В.М. и др. Суимский и кургасский рифейские дайковые комплексы: состав и петрологические особенности (Южный Урал, Башкирский мегантиклинорий) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92, № 5. С. 3–14.

Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. Позднемезозойский плюмовый магматизм арктического региона:

геохронология, фазы и геодинамические обстановки проявления // Арктика: экология и экономика. 2016. № 2(22). С. 72–81.

Belousova E., Griffin W., O'Reilly S.Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. and Petrol. 2002. Vol. 143, N 5. P. 602–622.

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

Corfu F., Polteau S., Planke S. et al. U-Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geol. Mag. 2013. Vol. 150, N 6. P. 1127–1135.

Ewing R.C., Meldrum A., Wang L. et al. Radiation effects in zircon // Mineral. Soc. of Amer. Rev. in Mineralogy & Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 387–425.

Gehrels G.E., Valencia V.A., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation — multicollector — inductively coupled plasma — mass spectrometry // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. Vol. 9, N 3. Doi:10.1029/2007GC001805.

Rubatto D. Zircon: the metamorphic mineral // Mineral. Soc. of Amer. Rev. in Mineralogy & Geochemistry. 2017. Vol. 83, N 1. P. 261–295.

Stacey S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 207–221.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. Vol. 42. L., 1989. P. 313–345.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newslett. 1995. Vol. 19, P. 1–23.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Поступила в редакцию
21.02.2018

УДК 551.762:561.22

М.А. Устинова¹, Р.Р. Габдуллин²**ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАХЧИСАРАЙСКОГО РАЙОНА (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)³**

Изучен известковый нанопланктон верхнего палеоцена и эоцена в Бахчисарайском районе Юго-Западного Крыма. Сделано сравнение с разновозрастными комплексами, изученными ранее, и выделены зоны: в качинской свите зоны NP6–NP8(?), в бахчисарайской свите зона NP12, в симферопольской свите зоны NP13–NP14. По видовому составу установлено, что известковый нанопланктон обитал в нормально-соленом шельфовом море, в тропическом поясе.

Ключевые слова: палеоген, качинская свита, бахчисарайская свита, симферопольская свита, известковый нанопланктон, зоны, палеоэкология, Юго-Западный Крым.

The calcareous nannoplankton of the Upper Paleocene and Eocene deposits from Bakhchisaray region of the South-Western Crimea was studied, it comparison with the coeval complexes studied earlier was made and zones were identified. Kacha Formation corresponds to zones NP6–NP8 (?), Bakhchisarai Formation — to NP12 zone, Simferopol Formation — to zones NP13–NP14. According to the species composition, it was found that the calcareous nannoplankton lived in the normal-salt shelf sea, in the tropical belt.

Key words: Paleogene, Kacha Formation, Bakhchisaray Formation, Simferopol Formation, calcareous nannoplankton, zones, paleoecology, Crimea.

Введение. Палеогеновые отложения в Бахчисарайском районе Крыма имеют широкое площадное распространение и наиболее полный для Крыма стратиграфический объем. Для них разработаны стратиграфические шкалы по планктонным и бентосным фораминиферам [Андреева-Григорович, 1973; Бугрова, 1988; Бугрова и др., 2002; Закревская 2005], моллюскам [Василенко, 1952; Горбач, 1975, 1985]. Известковый нанопланктон систематически стали изучать с 1970-х гг. Большой вклад в исследование внесли А.С. Андреева-Григорович [1973; Голев, Андреева-Григорович, 1989], С.И. Шуменко [1973], И.П. Табачникова [Бугрова и др., 2002, Бугрова, Табачникова, 2015].

Стратиграфическая шкала палеогена по нанопланктону для юга СССР была разработана Н.Г. Музылевым [Музылев, 1980]. Он использовал шкалу Мартини, построенную ранее для отложений, распространенных на континентах в умеренных широтах Европы и Северной Америки, и шкалу, разработанную Бакри на материалах глубокого океанического бурения с судна «Гломар Челленджер» в низких широтах [Музылев, 1980].

Несмотря на большой объем данных о известковом нанопланктоне, в литературе практически отсутствуют его изображения в световом микроскопе. Кроме того, переизучение «классических» и изучение новых разрезов обогащает фактический материал.

Более того, в последнее время появились публикации, в которых высказываются идеи об альтернативном геологическом строении Крыма и как следствие о его эволюции, которые существенно отличаются от классических взглядов, о чем справедливо написано в статье [Юдин и др., 2015].

Таким образом, доизучение этих отложений, в которых содержатся месторождения полезных ископаемых, представляется актуальным.

Материалы и методы исследований. Образцы для изучения нанофлоры из качинской, бахчисарайской и симферопольской свит были отобраны Р.Р. Габдуллиным в Бахчисарайском и Симферопольском районах Крыма в пределах площади листа L-36-XXIX (рис. 1) и смежных территорий (в районе Крымского учебно-научного центра имени профессора А.А. Богданова МГУ имени М.В. Ломоносова и ближайших окрестностях — на площади листа L-36-XXVIII). Материал имеет сохранность от хорошей (кокколиты не изменены) до умеренной (кокколиты имеют незначительные вторичные изменения). Препараты изготавливали по стандартной технологии путем приготовления взвеси породы в дистиллированной воде с последующим декантированием. После осаждения тяжелых и плотных частиц оставшийся раствор наносили на предметное стекло, высушивали, помещали в канадский бальзам и покрывали покровным стеклом площадью 4 см². Исследование видо-

¹ ФГБУН Геологический институт РАН, лаборатория биостратиграфии и палеогеографии океанов, ст. науч. с.; e-mail: ustinova_masha@mail.ru

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

³ Работа частично поддержана грантами РФФИ (проекты № 18-05-00495 и 18-05-00503А).

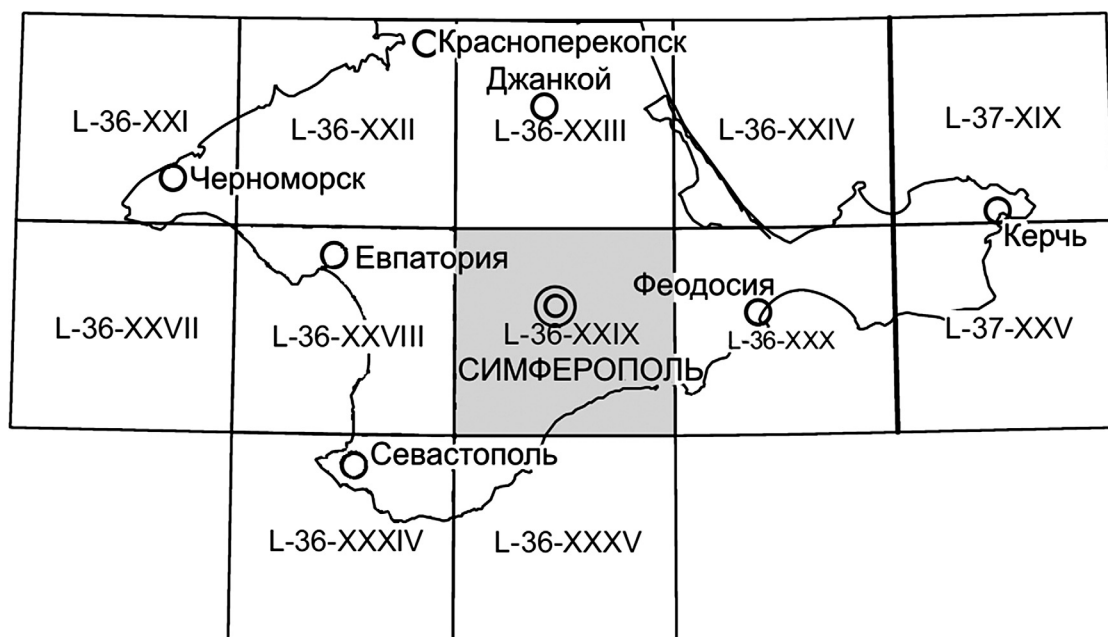


Рис.1. Схема расположения листа L-36-XXIX в Крымской серии листов масштаба 1:200 000

вого состава проводилось под поляризационным световым микроскопом «БиОптик» в скрещенных николях при увеличении 1000. Характерные виды изображены на рис. 2.

Характеристика разреза. Ниже приведено описание качинской, бахчисарайской и симферопольской свит.

Качинская свита (Р_к). Отложения свиты имеют глинисто-карбонатный состав и представлены трансгрессивной серией осадочных образований: переслаивающимися светло-серыми алевроитовыми и глинистыми мергелями с горизонтом зеленовато-серых глауконитовых мелкозернистых песчаников в подошве. Литологический признак свиты — четко опознаваемые в разрезе «подгубковые», «губковые» и «надгубковые» мергели, а также характерные, покрытые оползнями и растительностью глинистые и карбонатно-глинистые породы, образующие склон куэсты, бронированной известняками симферопольской свиты. Согласно стратиграфической схеме палеогеновых отложений Крыма [Стратиграфическая..., 1987] свиту слагают пакки VII–X. На площади листа L-36-XXIX отложения обнажаются узкой полосой шириной от 10 до 20 м, обычно несколько метров. Стратотип свиты выделен в 1962 г. в ранге яруса на р. Бельбек у с. Танковое [Геология..., 1984]. Стратотип свиты находится на территории листа

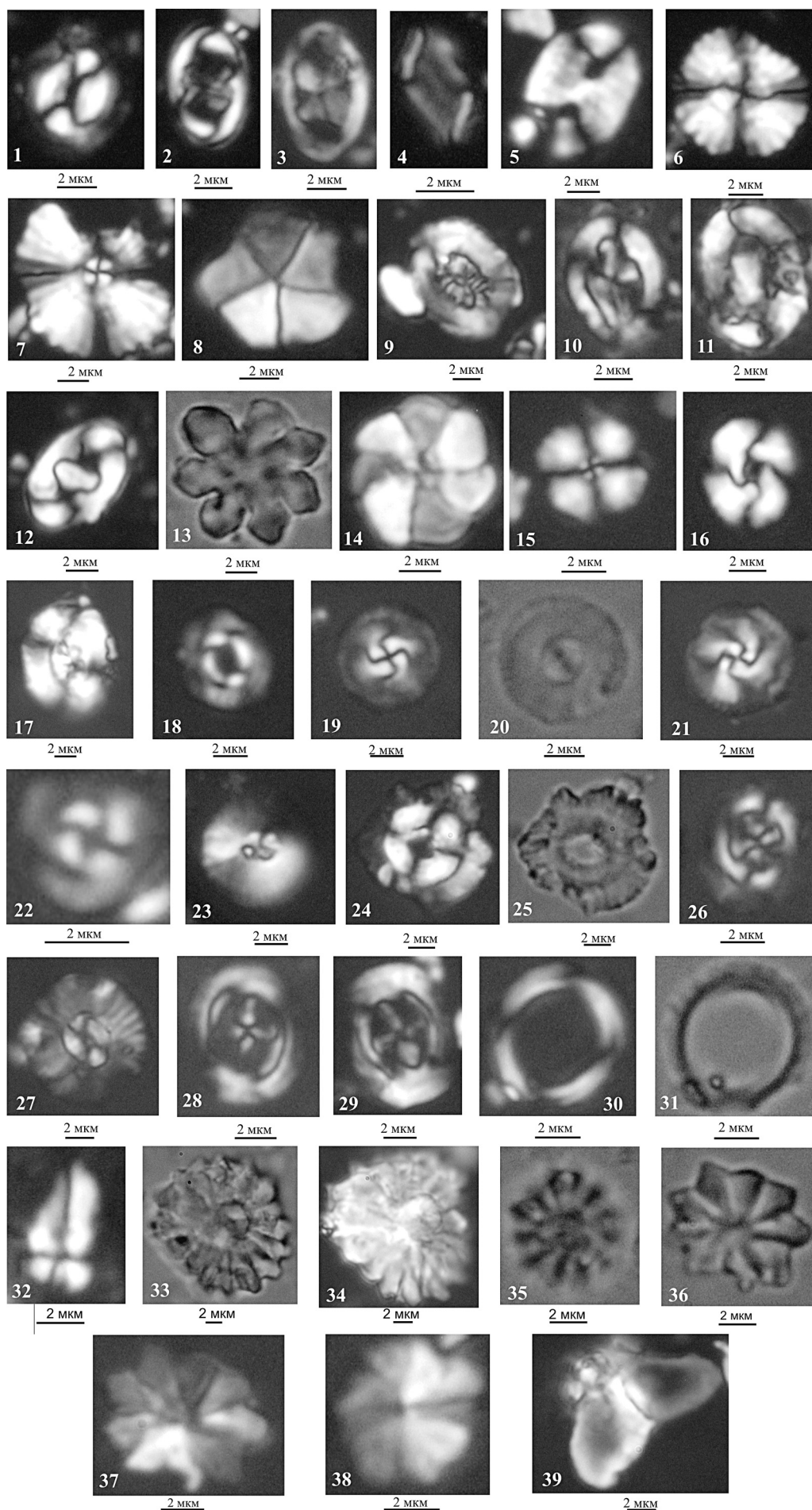
L-36-XXVIII, в Бахчисарайском районе [Фіколіна и др., 2008], на горе Сувлу-Кая; опорный разрез — в заброшенном карьере у с. Скалистое (граница листов L-36-XXVIII и L-36-XXIX).

Из образцов качинской свиты разреза Сувлу-Кая был выделен комплекс нанопланктона, включающий *Braarudosphaera bigelowii* (Gran and Braarud) Deflandre, *Calcisolenia aperta* (Hay and Mohler) Bown, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Chiasmolithus bidens* (Bramlett and Sullivan) Hay and Mohler, *Heliolithus kleinpellii* Sullivan, *Neococcolithes protenus* (Bramlette and Sullivan) Black, *Pontosphaera* sp., *Toweius? magnicrassus* (Bukry) Romein, *Toweius occultatus* (Locker) Perch-Nielsen, *Toweius rotundus* Perch-Nielsen. Возраст этого комплекса по распространению *Heliolithus kleinpellii* Sullivan определен как танетский [Perch-Nielsen, 1985; Varol, 1989]. По другим группам ископаемых танетский возраст подтвержден находками в районе с. Курское двустворок *Cucculaea volgensis* Barb. de Marn., *Chlamys prestwichi* (Morr.), планктонных (*Acarinina tadjikistanensis djianensis* Schutz.) и бентосных фораминифер (*Bulimina trigonalis* Dam.) [Фіколіна и др., 2008]. Также здесь отмечены обильные остатки моллюсков, губок, брахиопод, рыб, криноидей, мшанок, морских ежей и фораминифер.

В отложениях свиты в долине р. Мокрый Индол присутствуют многочисленные остатки

Рис. 2. Известковый нанопланктон палеогеновых отложений Бахчисарайского района Юго-Западного Крыма: качинская свита: 1 — *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, дистальная сторона, в скрещенных николях; 2 — *Chiasmolithus bidens* (Bramlett and Sullivan) Hay and Mohler, дистальная сторона, в скрещенных николях; 3 — *Neococcolithes protenus* (Bramlette and Sullivan) Black, дистальная сторона, в скрещенных николях; 4 — *Calcisolenia aperta* (Hay and Mohler) Bown, в скрещенных николях; 5 — *Pontosphaera* sp.; 6, 7 — *Heliolithus kleinpellii* Sullivan, дистальная сторона, в скрещенных николях; 8 — *Braarudosphaera bigelowii* (Gran and Braarud) Deflandre, в скрещенных николях. Бахчисарайская свита: 9 — *Reticulofenestra martinii?* (Hay & Towe, 1962) Gallagher, дистальная сторона, в скрещенных николях; 10 — *Cruciplacolithus asymmetricus* van Heck and Prince, дистальная сторона, в скрещенных николях;

11 — *Helicosphaera lophota* (Bramlette and Sullivan) Locker, дистальная сторона, в скрещенных николях; 12 — *Toweius? magnicrassus* (Bukry) Romein, дистальная сторона, в скрещенных николях; 13 — *Discoaster* sp., в проходящем свете; 14 — *Binantholithus sparsus* Bramlett and Martini, в скрещенных николях; симферопольская свита: 15 — *Cyclagelosphaera reinhardtii* (Perch-Nielsen) Romein, дистальная сторона, в скрещенных николях; 16 — *Reticulofenestra minuta* Roth, дистальная сторона, в скрещенных николях; 17 — *Reticulofenestra* sp., дистальная сторона, в скрещенных николях; 18 — *Toweius crassus* (Bramlett and Sullivan), дистальная сторона, в скрещенных николях; 19–21 — *Toweius gammatum* (Bramlett and Sullivan) Romein, дистальная сторона (19, 21 — в скрещенных николях, 20 — в проходящем свете); 22 — *Toweius rotundus* Perch-Nielsen, дистальная сторона, в скрещенных николях; 23 — *Biscutum harrisonii* Varol, дистальная сторона, в скрещенных николях; 24, 25 — *Coccolithus formosus* (Kamptner) Wise, дистальная сторона (24 — в скрещенных николях, 25 — в проходящем свете); 26 — *Coccolithus staurion* Bramlette and Sullivan, дистальная сторона, в скрещенных николях; 27 — *Calcidiscus bicircus* Bown, дистальная сторона, в скрещенных николях; 28, 29 — *Campylosphaera dela* (Bramlette and Sullivan) Hay and Mohler, дистальная сторона, в скрещенных николях; 30, 31 — *Umbilicosphaera bramlettei* (Hay and Towe) Bown, дистальная сторона (30 — в скрещенных николях, 31 — в проходящем свете); 32 — *Sphenolithus* sp., в скрещенных николях; фиг. 33–35 — *Discoaster barbadiensis* Tan (33, 35 — в проходящем свете, 34 — в скрещенных николях); 36, 37 — *Discoaster lodoensis* Bramlette and Riedel (36 — в проходящем свете, 37 — в скрещенных николях); 38 — *Discoaster kuepperi* Stradner, в скрещенных николях; 39 — *Fasciculithus* sp., в скрещенных николях



морских ежей и фораминифер: *Isaster abkhasicus* Schwetz., *Echinocorys dioscore* Schwetz., *Anomalinoides fera* (Schutz.), *Heterostomella gigantea* Subb.; на левом берегу р. Индол (у с. Курское) найдены *Discocyclus seunesi* Douv. Органические остатки характерны для Качинского региона юрса позднего палеоцена [Фіколіна и др., 2008].

В разрезе у г. Инкерман (Белокаменск), расположенном в Балаклавском районе Севастополя (Юго-Западный Крым), нанопланктон качинской свиты имеет менее разнообразный состав. Здесь (кроме *H. kleinpellii*) встречаются *Neochiastozygus* (*Heliorthus*) *concinus* (Martini), *N. (H.) junctus* (Bramlette and Sullivan), *Toweius pertusus* (*Toweius craticulus*) Hay and Mohler, *Sphenolithus primus* Perch-Nielsen [Голев, Андреева-Григорович, 1982].

Качинская свита несогласно залегает на отложениях белокаменской свиты и также несогласно перекрыта породами нижнего эоцена, распространена на незначительной территории листа геологической карты (на западе и на востоке). Например, в районе г. Белогорск, отвечающем центральной части листа L-36-XXIX, эти отложения были эродированы и отсутствуют. Мощность свиты до 40 м [Фіколіна и др., 2008], обычно около 30 м. На западе картируемой территории в Скалистом карьере виден эрозионный характер залегания вышележащих отложений бахчисарайской свиты, срезающей большую часть мощности качинской свиты.

Образования *бахчисарайской свиты* (P_2bh) в основном имеют глинистый состав и охарактеризованы трансгрессивной последовательностью осадков: толщей серых известковистых глин, содержащих стяжения гипса, иногда в верхней или в средней части толща переходит в мергели; горизонт фосфоритовых конкреций присутствует в подошве. Согласно стратиграфической схеме палеогеновых отложений Крыма свита принимается в объеме пачек XI–XIV [Стратиграфическая..., 1987]. К литологическим признакам свиты относятся фосфоритовые конкреции и рассеянный глауконит в основании образований свиты, стяжения гипса в ее средней части, а также характерные покрытые оползнями и растительностью глинистые и карбонатно-глинистые породы, образующие склон куэсты, бронированной известняками симферопольской свиты. На исследованной территории отложения обнажаются узкой полосой шириной от 10 до 15 м, обычно несколько метров. Стратотип свиты был выделен в 1962 г. в ранге яруса и локализован на площади листа L-36-XXVIII, в Бахчисарайском районе [Стратиграфический..., 1985], на р. Бельбек у с. Танковое [Геология шельфа УССР, 1984], а позднее выявлен на горе Сулу-Кая [Фіколіна и др., 2008] и в опорном разрезе в заброшенном карьере у с. Скалистое (граница листов L-36-XXVIII и L-36-XXIX).

Бахчисарайская свита несогласно залегает на отложениях от качинской свиты по нижний мел

включительно и также несогласно перекрыта образованиями симферопольской свиты, которая ее последовательно эродирует от с. Скалистое до с. Донское, вплоть до полного срезания у с. Литвиненково.

Отложения свиты распространены почти повсеместно, кроме незначительной площади (центр листа L-36-XXIX, в районе Симферопольского поднятия); например, в районе с. Дмитровка, Долиновка и Русаковка эти отложения отсутствуют. Мощность свиты до 35–40 м. Бахчисарайская свита залегает на сильно размытой поверхности подстилающих палеогеновых и верхнемеловых отложений, а восточнее Симферополя — на нижних горизонтах нижнего мела [Успенская, 1973].

Комплекс нанопланктона бахчисарайской свиты из изученного района довольно богат и представлен *Biantholithus sparsus* Bramlett and Martini, *Braarudosphaera bigelowii* (Gran and Braarud) Deflandre, *Coccolithus formosus* (Kampter) Wise, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coccolithus staurion* Bramlette and Sullivan, *Cruciplacolithus asymmetricus* van Heck and Prince, *Discoaster lodoensis* Bramlette and Riedel, *Discoaster kuepperi* Stradner, *Discoaster sp.*, *Helicosphaera lophota* (Bramlette and Sullivan) Locker, *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlett and Riedel), *Neococcolithes protenus* (Bramlette and Sullivan) Black, *Neocrepidolithus sp.*, *Neochiastozygus sp.*, *Reticulofenestra martinii?* (Hay and Towe, 1962) Gallagher, *Sphenolithus sp.*, *Toweius crassus* (Bramlett and Sullivan), *Toweius rotundus* Perch-Nielsen, *Umbilicosphaera bramlettei* (Hay and Towe) Bown et al.

В комплексе нанопланктона из южного разреза у г. Инкерман преобладают в основном дискоастеры. В его состав входят *Discoaster barbadiensis* Tan, *D. binodosus* Martini, *D. diastypus* (Bramlette and Sullivan), *D. multiradiatus* Bramlette and Sullivan, *D. lenticularis* Bramlette and Sullivan, *D. lodoensis* Bramlette and Riedel, *D. tani ornatus* Bramlette and Wilcoxon, *Chiasmolithus grandis* (Bramlette and Sullivan), *Ch. solitus* (Bramlette and Sullivan), *Coccolithus formosus* (Kampter) Wise, *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlett and Riedel) [Голев, Андреева-Григорович, 1982].

В разрезе, расположенном в ур. Балта-Чокрак (Бахчисарайский район Юго-Западного Крыма), из бахчисарайской свиты И.П. Табачниковой определены *Chiasmolithus consuetus* (Bramlette and Sullivan) Hay and Mohler, *Discoaster barbadiensis* Tan, *Discoaster diastypus* (Bramlette and Sullivan), *D. lodoensis* Bramlette and Riedel, *Ellipsolithus macellus* (Bramlette and Sullivan), *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlett and Riedel), *Pontosphaera exilis* Bramlette and Sullivan, *Toweius magnicrassus* (Bukry), *T. pertusus* (Sullivan) и др. [Бугрова, Табачникова, 2015].

Симферопольская свита (P_2sm) на западе сложена в основном отложениями карбонатного состава, которые представлены нуммулитовыми известняками с прослоями мергелей, песчаников мощностью от 25–30 [Успенская, 1973]

до 65 м [Стратиграфическая..., 1987] или 70 м [Фиколіна и др., 2008]. На востоке (с. Мокрый Индол) эти отложения фациально переходят в толщу глинистых тонкозернистых песчаников и глин с подчиненными прослоями нуммулитовых известняков и мергелей, мощность до 50 м. Согласно стратиграфической схеме палеогеновых отложений Крыма [Стратиграфическая..., 1987] свите отвечает интервал пачек XV–XVIII. Литологические признаки свиты — скальные выступы, клифы и бронирующие поверхности куэст. Кроме того, действующие и заброшенные карьеры по добыче строительного камня (нуммулитового известняка) косвенно фиксируют распространение свиты. На исследованной территории отложения обнажены широкой полосой шириной несколько километров. Стратотип свиты выделен в 1963 г. в ранге яруса и находится в Бахчисарайском районе [Стратиграфический..., 1985], на горе Сувлу-Кая (Бахчисарай, лист L-36-XXVIII), а опорный разрез — в заброшенном карьере у с. Скалистое (граница листов L-36-XXVIII и L-36-XXIX).

Симферопольская свита несогласно залегает на отложениях бахчисарайской свиты или более древних образованиях вплоть до старосельской и кудринской свит [Пояснительная..., 1973], а также несогласно перекрыта образованиями бодракской свиты. Отложения свиты распространены почти повсеместно, кроме незначительной площади в районе Симферопольского поднятия. Например, в районе сел Дмитровка, Долиновка и Русаковка эти отложения отсутствуют, так как эродированы осадочными образованиями миоцена. Мощность свиты постепенно уменьшается в восточном направлении до района Симферопольского поднятия, а затем вновь увеличивается в восточном направлении. Мощность известняков достигает 30 м в долины р. Альма и уменьшается на северо-восток у г. Зуя до 1 м и менее. Севернее Белогорска мощность ниже- и среднеэоценовых отложений достигает 40 м [Успенская, 1973].

Известняки содержат большое количество мелких раннеэоценовых нуммулитов и орбитоидов: *Nummulites murchisonivar minore* de la Harpe, *N. atacicus* Leym. [Пояснительная..., 1973]. Ранне-среднеэоценовый возраст свиты обоснован многочисленными находками пелеципод *Spondylus cf. demissus* Desh., *Chlamys orcina* Vass., крупных фораминифер *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. nemkovi* Schaub., *N. polygyratus* Desh., а также мелких планктонных *Acarinina pentacamerata* Subb. и бентосных фораминифер *Rotalia armata* (Orb.) [Фиколіна и др., 2008]. В состав танатоценоза входят панцири морских ежей, членики криноидей и брахиоподы [Портная, 1979].

Комплекс нанопланктона из симферопольской свиты представлен *Biscutum harrisonii* Varol, *Calcidiscus bicircus* Bown, *Campylosphaera dela* (Bramlette and Sullivan) Hay and Mohler, *Cocco-*

lithus formosus (Kampter) Wise, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coccolithus staurion* Bramlette and Sullivan, *Coccolithus sp.*, *Cyclagelosphaera reinhardtii* (Perch-Nielsen) Romein, *Discoaster barbadiensis* Tan, *Discoaster kuepperi* Stradner, *Discoaster lodoensis* Bramlette and Riedel, *Discoaster sp.*, *Fasciculithus sp.*, *Helicosphaera sp.*, *Neococcolithes protenus* (Bramlette and Sullivan) Black, *Pontosphaera sp.*, *Reticulofenestra minuta* Roth, *Reticulofenestra sp.*, *Sphenolithus sp.*, *Toweius crassus* (Bramlett and Sullivan), *Toweius gammation* (Bramlett and Sullivan) Romein, *Toweius rotundus* Perch-Nielsen, *Umbilicosphaera bramlettei* (Hay and Towe) Bown.

В южном разрезе у г. Инкерман комплекс нанопланктона значительно обеднен и состоит из *Discoaster barbadiensis* Tan, *D. binodosus* Martini, *D. lodoensis* Bramlette and Riedel, *D. tani ornatus* Bramlette and Wilcoxon, *Chiasmolithus grandis* (Bramlette and Sullivan), *Ch. solitus* (Bramlette and Sullivan), *Coccolithus formosus* (Kampter) Wise, *Helicosphaera seminulum* Bramlette and Sullivan, *H. lophota* (Bramlette and Sullivan) [Голев, Андреева-Григорович, 1982].

По совокупности данных можно сделать заключение о позднеипрско-лутетском возрасте симферопольской свиты, отвечающей симферопольскому горизонту и одноименному региоярусу.

Биостратиграфия по известковому нанопланктону. Зоны по известковому нанопланктону, как правило, выделяются по интервалам появления или исчезновения видов-индексов и очень редко по распространению вида-индекса или времени его максимального расцвета [Шуменко, 1987; Бугрова, Табачникова, 2015]. Анализ видового состава нанопланктона в изучаемом районе показал невыдержанность его по площади распространения разновозрастных отложений. Так, комплекс нанопланктона качинской свиты, выделенный нами из южного разреза Инкермана, имеет только один общий вид — *Heliolithus kleinpellii*, охватывающий зоны NP6–NP8, его распространение ограничено танетским ярусом, кроме самой верхней части. Для качинской свиты бахчисарайского стратотипа Б.Ф. Зернецкий с соавторами приводят более широкий интервал зон — NP5–NP9 [Зернецкий и др., 2003]. Но так как зеландский ярус в районе изучения отсутствует, то, по-видимому, можно предположить присутствие зон NP6–NP8(?) [Цейслер и др., 1999; Perch-Nielsen, 1985; Varol, 1998]. Зоны NH6–NP8 увязывают с зоной *Acarinina subsphaerica* по планктонным фораминиферам [Зернецкий и др., 2003].

Еще более изменчив состав нанопланктона бахчисарайской свиты, как показано выше. Хотя и здесь присутствуют виды, встреченные во всех перечисленных разрезах, — *Discoaster lodoensis*, *Discoaster barbadiensis*, *Marthasterites tribrachiatus*. Присутствие последнего вида позволило отнести этот комплекс к зоне NP12 ипрского яруса. Более тщательное исследование большего числа разрезов с более частым отбором проб, возможно, позво-

лит расширить этот список. Зоны NP10–NP12 (нижняя часть) увязывают с зоной *Globorotalia subbotinae* s. l. по планктонным фораминиферам [Зернецкий, 2003].

Нанопланктон симферопольской свиты также имеет непостоянный состав. Так, в южном разрезе г. Инкерман он существенно обеднен по сравнению с изученным и становится более разнообразным в северном разрезе г. Инкерман [Голев, Андреева-Григорович, 1982]. По присутствию *Discoaster kuepperi* и *Discoaster lodoensis* комплекс отнесен к зоне NP13 (верхний ипр) и самой нижней (ипрской) части зоны NP14 [Martini, 1971; Varol, 1998]. Зона NP13 увязана с зоной по планктонным фораминиферам *Globorotalia aragonensis*, также охватывающей верхнюю часть зоны NP12, а зона NP14 — с зоной *Acarinina bullbrookii* [Зернецкий, 2003].

Невыдержанность видового состава комплексов известкового нанопланктона в разновозрастных отложениях по площади может иметь несколько причин: разную частоту отбора проб, разные местные палеоэкологические условия существования кокколитофорид и, возможно, разные условия захоронения отмерших организмов.

Палеоэкология и палеогеография. Танетский век, в котором происходило накопление пород качинской свиты, характеризуется региональной трансгрессией и постоянным углублением бассейна до 200–250 м [Никишин и др., 2006]. Обилие фауны фораминифер, губок и моллюсков свидетельствует о нормально-соленых условиях осадконакопления. В результате современных исследований распространения *Braarudosphaera bigelowii* установлено, что этот вид характерен для прибрежных вод неритической зоны, глубина которой не превышает 200 м, но чаще меньше [Konno et al., 2007; Nagino et al., 2015]. По-видимому, в изученном районе в отрезок танетского века, во время которого происходило осадконакопление, морской бассейн не был экстремально глубоким,

на это же указывает присутствие представителей прибрежного рода *Heliolithus*, характерного для тропического пояса [Дмитренко, 1997; Александрова, Щербинина, 2011; Bartol et al., 2008]. Кроме того, на тропический климат указывает комплекс бентосных и планктонных фораминифер [Ярцева, 1966].

В бахчисарайское и симферопольское время тепловодные тропические условия (термальный палеоцен-эоценовый температурный максимум) сохранялись, что привело к распространению представителей рода *Discoaster* [Schueth, Bralower, 2015]. Присутствие тонкостенной фауны двустворчатых моллюсков связано, скорее всего, с возросшей глубиной бассейна. Мощные отложения бахчисарайской свиты формировались в бассейне глубиной 200–300 м, а во время симферопольского этапа осадконакопления произошло его обмеление до 50 м, сопровождавшееся, по-видимому, изменениями гидродинамического режима от спокойного до подвижного (прибрежные волнения) [Никишин и др., 2006; Портная, 1979].

Заключение. Комплексы известкового нанопланктона, представленные космополитными видами и распространенные в разновозрастных отложениях выдержанного литологического состава, могут отличаться. При этом сохраняется набор зональных видов. Установлен термальный палеоцен-эоценовый температурный максимум.

Различия в видовом разнообразии могут быть вызваны как локальными палеогеографическими и палеоэкологическими условиями, так и особенностями захоронения отмерших кокколитофорид.

Благодарности. Авторы благодарят директора Крымского учебно-научного центра имени проф. А.А. Богданова МГУ имени М.В. Ломоносова Е.В. Рубцову, магистрантов геологического факультета М.А. Варзанову, Н.А. Воронина, Т.А. Коновалову, Т.И. Нигмаджанову, А.В. Сергиенко за техническую помощь при сборе материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н., Щербинина Е.А. Стратиграфия и палеообстановки переходного палеоцен-эоценового интервала Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19, № 4. С. 62–88.

Андреева-Григорович А.С. Зональний поділ за нанопланктоном палеогенових відкладів Бахчисарая // Доп. АН Укр. РСР. Сер. Б. Геологія, геофізика, хімія та біологія. 1973. № 3. С. 195–197.

Бугрова Э.М. Зональное деление эоцена Бахчисарайского района по мелким фораминиферам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 82–91.

Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю., Табачникова И.П. Новые данные по биостратиграфии палеогена Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 83–93.

Бугрова И.Ю., Табачникова И.П. Биостратиграфия по нанопланктону и фации нижнеэоценовых отложений Юго-Западного Крыма (разрез Балта-Чокрак) // Вест. СПбГУ. Сер. 7. 2015. Вып. 4. С. 53–64.

Василенко В.К. Стратиграфия и фауна моллюсков эоценовых отложений Крыма. Л.: Гос. науч.-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры, 1952. 128 с.

Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря) / Гл. ред. Е.Ф. Шнюков. Киев: Наукова думка, 1984. 184 с.

Голев Б.Т., Андреева-Григорович А.С. Нуммулитиды и нанопланктон палеогенового разреза Белокаменска (Инкерман) в Крыму // Палеонтол. сб. 1982. № 19. С. 97–106.

Голев Б.Т., Андреева-Григорович А.С. О возрасте нуммулитовых известняков Крыма // Палеонтол. сб. 1989. № 26. С. 23–27.

Горбач Л.П. Палеоцен по данным изучения моллюсков из крымских разрезов // Палеонтол. сб. 1975. Вып. 1–2, № 12. С. 106–111.

Горбач Л.П. О некоторых двустворках из эоцена Крыма // Палеонтол. сб. 1985. № 22. С. 30–34.

Дмитренко О.Б. Палеоэкологические группы нанопланктона в палеогене Атлантического и Индийского океанов // Океанология. 1997. Т. 37, № 4. С. 578–587.

- Закревская Е.Ю. Стратиграфическое распространение крупных фораминифер в палеогене северо-восточного Перитетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 1. С. 66–86.
- Зернецкий Б.Ф., Люльева С.А., Рябоконь Т.С. Анализ бахчисарайского стратотипа палеогена Украины с позиции современной зональной биостратиграфии // Геол. журн. 2003. № 2. С. 98–108.
- Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по нанопланктону (Северный Кавказ и Крым). М.: Наука, 1980. 96 с. (Тр. ГИН; Вып. 348).
- Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю. и др. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма: Учеб. пособие по Крымской практике. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 60 с.
- Портная Е.Л. Палеоэкологические исследования пограничных горизонтов симферопольских и бодракских отложений Бахчисарайского района Крыма (полигон учебной практики МГРИ) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 6. С. 19–22.
- Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная). Киев: Наукова думка, 1987. 114 с.
- Успенская Е.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист L-36-XXIX. Объясн. зап. Киев: Киев-геология, 1973.
- 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) / Поясн. зап. Київ: Державна геол. служба, Казенне підприємство «Південекогеоцентр», УкрДГРІ, 2008.
- Цейслер В.М., Караулов В.Б., Туров А.В., Комаров В.Н. О местных стратиграфических подразделениях в восточной части Бахчисарайского района Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 6. С. 8–18.
- Шуменко С.И. Известковый нанопланктон из отложений на границе мела и палеогена Крыма // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209, № 4. С. 919–921.
- Шуменко С.И. Известковый нанопланктон // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. I. Л.: Недра, 1987. 240 с.
- Юдин В.В., Аркадьев В.В., Юровский Ю.Г. «Революция» в геологии Крыма // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2015. Вып. 2. С. 25–37.
- Ярцева М.В. К вопросу о возрасте «датско-монтских» известняков Юго-Западного Крыма // Вопр. микропалеонтологии. 1966. Вып. 10. С. 248–254.
- Bartol M., Pavšič J., Dobinkar M., Bernasconi S.V. Unusual Braarudosphaera bigelowii and Micrantholithus vesper enrichment in the Early Miocene sediments from the Slovenian Corridor, a seaway linking the Central Paratethys and the Mediterranean // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. Vol. 267, N 3. P. 77–88.
- Bukry D., Douglas R.G., Kling S.A., Krasheninnikov V. Planktonic microfossil biostratigraphy of the northwestern Pacific Ocean // Initial rep. of the DSDP. 1980. Vol. 6. P. 1253–1296.
- Hagino K., Young J.R., Bown P. et al. Re-discovery of a «living fossil» coccolithopore from the coastal waters of Japan and Croatia // Marine micropaleontology. 2015. N 116. P. 28–37.
- Konno S., Harada H., Hisashi N., Jordan R.W. Living Braarudosphaera bigelowii (Gran & Braarud) Deflandre in the Bering Sea // J. Nannoplankton Res. 2007. Vol. 29, N 2. P. 78–87.
- Martini E. Standart tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. // Proceed. of 11 Planktonic conference, 1970. Roma: Rome, 1971. P. 739–785.
- Perch-Nielsen K. Cenozoic calcareous nannofossils // Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (Editors). Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press, 1985. P. 427–555.
- Schueth J.D., Bralower T.J. The relationship between environmental change and extinction of the nannoplankton Discoaster in the early Pleistocene // Paleoceanography. 2015. Vol. 30. P. 863–876.
- Varol O. Palaeocene calcareous nannofossil biostratigraphy // Nannofossils and their applications. Chichester: Ellis Horwood, 1989. P. 265–310.

Поступила в редакцию
21.02.2018

УДК 553.22(571.55)

Е.В. Карпова¹, А.А. Колесникова²

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И СУРЬМЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЮЖНОЕ (ШИЛКИНСКИЙ РАЙОН ЗАБАЙКАЛЬЯ)

Обобщены материалы результатов изучения околорудных метасоматически измененных пород. Применен комплексный минералого-структурный подход, включавший результаты изучения обширной литературы, авторские макро- и микроскопические данные, результаты рентгеноструктурного анализа. Показана типизация метасоматически измененных пород, построена метасоматическая колонка и сделаны выводы относительно гидротермально-метасоматических процессов, связанных с разгрузкой эндогенной энергии и перераспределением потоков вещества в верхней части земной коры.

Ключевые слова: метасоматические процессы, зональность, березиты, сурьмяное оруденение, флюиды, Забайкалье, Пришилкинская минерагеническая область.

The article summarizes the material on the results of the study of ore-bearing metasomatically altered rocks. A complex mineralogical-structural approach is used, including the results of studying extensive literature, authorial macro and microscopic data, and the results of X-ray structural analysis. The typification of metasomatically altered rocks is shown, a metasomatic column is constructed and conclusions are drawn regarding hydrothermal-metasomatic processes associated with unloading of endogenous energy and redistribution of matter flows in the upper part of the earth's crust.

Key words: metasomatic processes, zoning, berezites, antimony mineralization, fluids, Transbaikalia, Prishilkinskaya mineralogical region.

Введение. Пришилкинская минерагеническая область Забайкалья — крупная зона, характеризующаяся многоэтапными тектоническими движениями и повышенной проницаемостью пород. Изучение Пришилкинской минерагенической зоны имеет более чем 75-летнюю историю [Павленко, 2017]. Наиболее значимые работы по обобщению обширного регионального материала опубликованы Ю.А. Билибиным, Ф.И. Вольфсоном, Ю.В. Павленко, С.С. Смирновым, В.И. Смирновым, В.С. Кормилицыным, Г.И. Менакером, Е.А. Радкевичем, А.А. Якжиным и многими другими исследователями. За это время детально рассмотрены вопросы минерагении и генезиса эндогенного оруденения, относящегося к группе рудоносных интрузивов комплекса гранитоидов, — Sn, Sb, W, Be, Li, Ta, Nb, Mo, Au. Описаны полиметаморфические, гидротермально-метасоматические и магматические процессы, связанные с разгрузкой эндогенной энергии, глубинных рудоносных флюидов и перераспределением потоков вещества в верхней части земной коры.

Комплексное и детальное изучение околорудных метасоматически измененных пород, выполненное нами, обусловлено необходимостью совершенствовать представления о сложных и длительных процессах формирования и преобразования земной коры, которые приводят к

накоплению, изменению и сохранности рудной минерализации, а также необходимостью наращивать минерально-сырьевую базу Сибири.

С тектонической точки зрения Забайкалье — сложная и неоднозначная структура (рис. 1). Его северная часть представляет собой юго-восточную оконечность Сибирской платформы, окаймленную с юга и запада сильнодислоцированным Центрально-Азиатским складчатым поясом — коллизионной границей между Сибирской и Северо-Китайской платформами. Сегмент подвижного пояса занимает большую часть изучаемой территории и делится на две области, рассматриваемые многими исследователями как композитные террейны (супертеррейны) с сиалическим фундаментом [Гусев, Хаин, 1995; Парфенов и др., 1999] — Саяно-Байкальский и Монголо-Забайкальский, разделенные Монголо-Охотским разломом — крупнейшим дизъюнктивным нарушением на территории Забайкалья.

Описываемые в статье породы относятся к Пришилкинской зоне Саяно-Байкальского террейна, в качестве ее южного ограничения рассматривается глубинный Монголо-Охотский разлом, протягивающийся по долинам рек Ингода и Шилка в северо-восточном, участками в субширотном направлении почти на 200 км [Шивохин и др., 2010].

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: karpoff_2002@mail.ru

² ФГБУН Геологический институт РАН, лаборатория геохимии изотопов и геохронологии, мл. науч. с.; e-mail: kolata.hamster@gmail.com

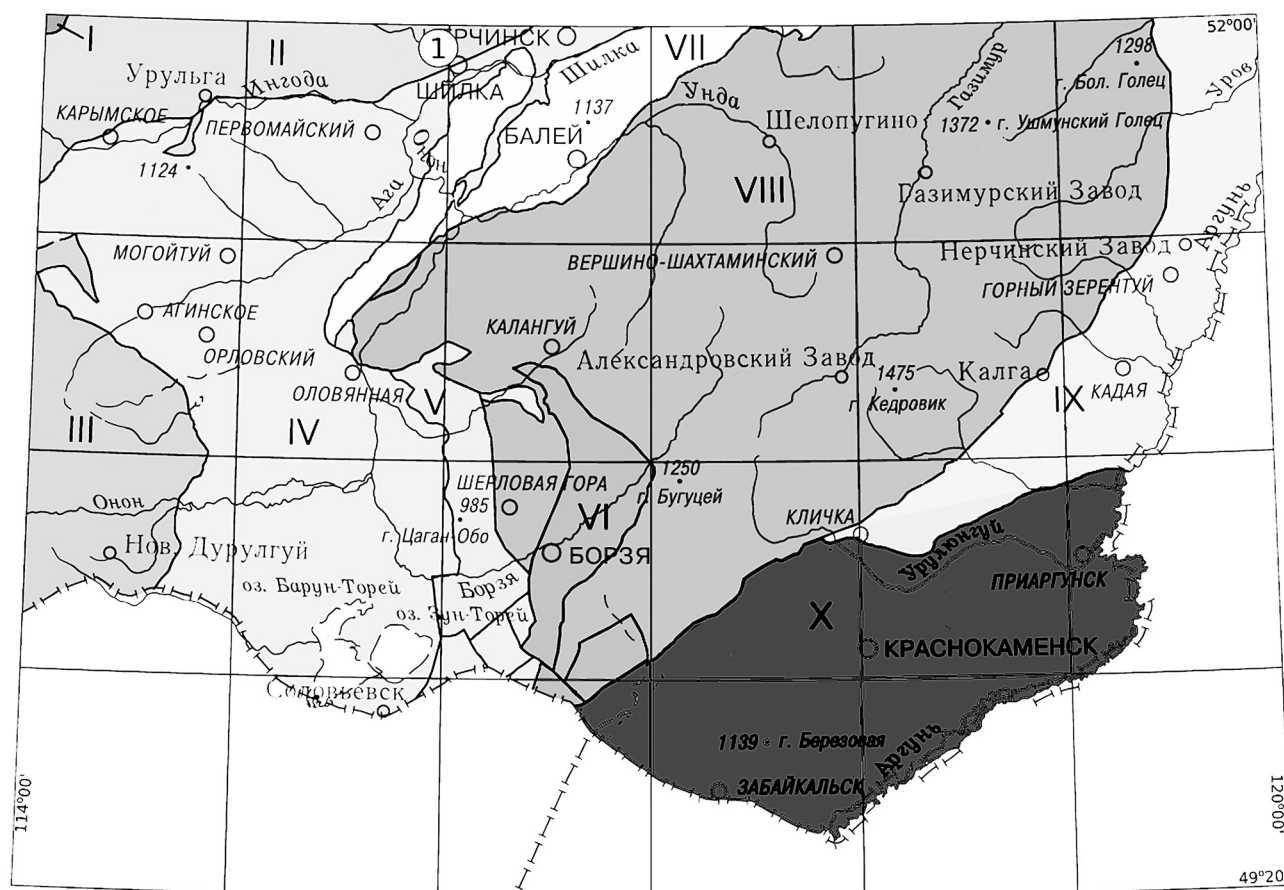


Рис. 1. Тектоническая схема листа М-50 (Борзя), по [Государственная..., 2010] с изменениями: Селенгино-Яблоновая складчатая область: I — Хилок-Витимский блок, II — Пришилкийский блок; Агинская мегазона Монголо-Охотской складчатой системы: III — Среднеононский террейн, IV — Ононский террейн, V — Уртуйский террейн, VI — Борзинский террейн; Аргунский террейн Керулено-Аргуно-Мамынского композитного супертеррейна (VII — Борщовочный блок, VIII — Газимурский блок, IX — Калга-Орочинский блок, X — Заурулюнгуийский блок; темное — место проведения работ

Пришилкийская зона характеризуется широким развитием выходов раннедокембрийского кристаллического основания — метаморфитов верхнеолекминского и гранитоидов позднеостанового комплексов, которые послужили рамой для интрузий раннепалеозойского (кручининский, крестовский и олекминский комплексы), позднепермского (амананский комплекс) и позднеюрского (субвулканические образования) возраста. Из покровных образований здесь локально развиты вулканогенные и осадочные породы верхнепермской чичаткинской свиты и нижнемеловой тургинской свиты, а вблизи Монголо-Охотского разлома — и среднеюрской карабачинской свиты [Шивохин и др., 2010].

Изученная площадь сложена магматическими образованиями трех комплексов: палеозойских крестовского и олекминского, находящихся в сложных пространственных взаимоотношениях, и позднеюрского. Последний распространен локально в виде дайковых поясов. Выходы пород рамы на дневную поверхность не отмечены.

На площади работ развиты разрывные нарушения северо-западного, северо-восточного и в меньшей мере субмеридионального направлений.

Фрагмент Монголо-Охотского разлома северо-восточного простирания зафиксирован на юго-востоке площади в виде чешуйчатого надвига. Нарушения северо-западной ориентировки наиболее широко проявлены на изученной площади и, вероятно, наиболее молодые. Они контролируют ореолы, рудопоявления и точки минерализации сурьмы и золота, а фрагментарные меридиональные разломы — внедрение тел молодых гранитов и эксплозивных брекчий в узлах пересечения с нарушениями северо-западного простирания, и, вероятно, они служат подводящими каналами для рудных растворов (месторождение Булыктинское, рудопоявление Южное — сурьма; месторождение Дельмачик и, возможно, Киинское — золото).

Материалы и методы исследований. Материал для исследования отобран авторами в ходе геолого-разведочных работ в пределах Солонцовой площади в междуречье Киа-Ингода, а также в Шилкинском районе на Au-Sb-проявлении Южное, расположенном на водоразделе падей Булыкта и Дельмачик. В основе работы лежит изучение керн из 13 скважин, суммарная протяженность которых составляет 1069,9 м, и результаты детального лабораторного исследования 242 проб.

Каменный материал представляет собой в разной степени метасоматизированные рудоносные породы, слагающие территорию участка, а также сами вмещающие породы — граниты, гранодиориты, диориты и жильные пегматиты. Все породы относятся к крестовскому и олекминскому комплексам раннепалеозойского возраста [Шивохин и др., 2010]. В задачи исследования входило выявление и картирование зон метасоматического изменения пород, определение метасоматической зональности с целью моделирования процессов привноса — выноса и перераспределения компонентов между разными зонами колонки, определение параметров флюида и установление их связи с орудением. Для выявления зон метасоматического изменения пород и типизации продуктов метасоматоза использован комплекс методов: макроскопическое описание с выделением зон замещения и повышенной трещиноватости; изучение пород в шлифах под поляризационным микроскопом «Axio Scope 40» («Carl Zeiss») с акцентом на сравнительный анализ первичных и вторичных структурно-минеральных парагенезов для выявления стадийности их образования и химизма растворов, мигрирующих внутри исследуемых толщ; рентгенофазовый анализ валовый (в порошке) и рентгенофазовый анализ глинистой составляющей на дифрактометре «ДРОН-3М» для уточнения состава минеральных фаз. Для определения состава и выявления структурных особенностей рудной минерализации использовали рудный микроскоп.

Результаты исследований и их обсуждение. Неизмененные или слабоизмененные гранитоиды, описанные практически во всех скважинах, характеризуются массивной и директивной текстурами, подчеркнутой план-параллельной ориентировкой чешуек биотита. Среди структур наиболее распространены порфировидные с крупными вкрапленниками калиевого полевого шпата (кпш), реже биотита; присутствуют секущие тела толщиной не более 5 см — дайки и прожилки. Для минерального состава характерны кварц и полевые шпаты (кислый плагиоклаз и в подчиненном количестве микроклин), а также биотит и акцессорный сфен. Для неизмененных пород характерна типичная окраска гранитов — розовая, серая, белая, черная; породы отличаются низкой трещиноватостью, высокой крепкостью и повышенным удельным весом.

Метасоматически измененные породы распространены меньше и характеризуются большой вариативностью признаков. При полевом описании наиболее выраженные и визуально хорошо диагностируемые признаки метасоматических изменений — хлоритизация и мутные зерна плагиоклаза. В первом случае крепкие породы, обладающие текстурно-структурными качествами, которые характерны для гранитов, имеют зеленоватый оттенок. Наиболее ярко это проявляется вдоль трещин в виде зон зеленого, болотно-зе-

леного цвета небольшой мощности (не более 3 мм), по которым, судя по зеркалам скольжения, происходило сколообразование. Вторым ведущим признаком — помутнение зерен плагиоклаза — часто сопровождается заметной потерей твердости. Дальнейшие исследования показали, что такие изменения несколько предупреждают хлоритизацию или деградацию биотита, но на макроуровне их проявления могут быть менее заметны.

Другие признаки начала метасоматизации редко можно было использовать в качестве маркерных. Упомянутая деградация биотита с потерей им рудных компонентов фиксировалась по ожелезнению, приуроченному к кристаллам слюд. Отмечена также мусковитизация биотита, обычно определяемая по резкой границе за счет осветления чешуек.

Метасоматически измененные породы прослежены во всех скважинах, но мощность сложенных ими участков часто не коррелирует со степенью преобразованности пород в них (рис. 2). Другими словами, большая мощность зоны метасоматоза не всегда подразумевает наличие в ней более глубоко измененных пород.

Дальнейшее более детальное исследование выполнено на 46 типичных образцах из 9 скважин, эти образцы наиболее полно отражают все разновидности пород. На этом этапе метасоматически измененные породы были разделены нами на 4 типа (от передовой к тыловой зоне колонки): граниты слабоизмененные, граниты березитизированные, березиты и кварциты. Здесь серии зон преобразования рассмотрены в обратном порядке — от передовой к тыловой зоне колонки (по возрастанию степени метасоматоза) с целью последовательного рассмотрения процессов и реакций метасоматического замещения.

Тун 1. Граниты слабоизмененные представлены очень разнородными породами, как визуально практически неотличимыми от нормальных гранитов, так и значительно преобразованными. Породы этого типа крепкие, почти не уступающие гранитам. Во всех разностях в большей или меньшей степени сохранены реликтовые текстурно-структурные особенности протолита, хорошо видимые на макроуровне. При микроисследованиях в кристаллах минералов, слагающих породу, обнаруживаются вроски и обособления метасоматических новообразованных минералов с образованием пойкилобластовой структуры. Минеральный состав в основной массе наследует таковой от вмещающих пород, т.е. сохранены кварц, плагиоклаз, кпш и биотит, но в разном объеме. Так, в некоторых разностях практически отсутствуют биотит и плагиоклаз, тогда как значительные изменения количества кпш и кварца не наблюдаются. Эти данные в целом подтверждены результатами рентгеноструктурного анализа (табл. 1).

Таблица 1

Результаты валового рентгенофазового анализа образцов в порошке

Протолит, тип метасоматитов	Номер образца	Состав, %																
		Q	Pl, %An	Bt + Mus	Kfs	Cal	Dol	Sid	Ank	Chl (Mg, Fe)	Smc (Mg, Ca)	ML: mus/smc	ML: chl/smc	Kln	Py	Mag	Ap	Zl
Гранитоиды	C-6-33	27	35 (?)	17 (Mus)	13	2	—	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	1
Гранитоиды	C-4-39	18	42 (?)	22 (Bt)	16	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—
1	C-1-1	34	—	10	56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	C-1-5	60	—	8	30	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	C-2-7	19	13 (?)	19	37	—	—	—	—	6 (Fe)	16 (Mg)	—	—	—	—	—	—	—
1	C-3-4	42	48 (0–10)	4	—	—	—	2	—	4 (Mg)	—	—	—	—	—	—	—	—
1	C-3-4_2	6	33 (?)	32 (Bt)	20	2	2	2	—	2	—	—	—	—	—	1	—	—
1	C-5-8	15	35 (?)	8 (Bt)	41	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
2	C-2-2	44	4 (?)	20	23	—	3	—	—	6 (Fe)	—	—	—	—	—	—	—	—
2	C-3-12	10	33 (0–10)	13	—	—	6	8	—	—	7 (Mg)	—	—	29	—	—	—	—
2	C-6-13	12	2 (?)	5 (Mus)	—	12	—	—	65	1	—	2	—	—	—	—	—	1
2	C-6-16	23	17 (?)	14 (Mus)	13	6	—	—	3	—	9	—	—	14	—	—	—	1
2	C-6-17	22	24 (?)	23 (Mus)	13	4	3	—	—	—	—	3	—	8	—	—	—	—
2	C-11-2	35	—	7 (Mus)	7	6	—	—	1	4	31	3	4	2	—	—	—	2
2	C-12-3	19	—	15 (Mus)	50	—	—	—	5	4	—	—	—	7	—	—	—	—
2	C-12-11	19	2 (?)	45 (Mus)	3	4	13	—	—	2	—	4	—	—	5	—	2	1
2	C-12-2	35	—	7 (Mus)	7	6	—	—	1	4	31	3	4	2	—	—	—	2
2	C-12-22	24	17 (?)	28 (Mus)	3	4	—	1	13	—	4	6	—	—	—	—	—	—
3	C-2-4	69	—	16	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	12	—	—	—
3	C-3-27	50	—	36	—	—	11	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—
3	C-3-33	65	5 (?)	26	—	—	3	1	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—
3	C-3-34	47	—	19	6	25	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	C-3-34_2	75	—	20 (Mus)	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	C-13-26	46	—	22 (Mus)	7	6	—	—	13	—	—	3	—	3	—	—	—	—
4	C-1-4	93	—	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	C-11-4a	66	—	10 (Mus)	—	9	—	—	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	C-13-17	84	—	7 (Mus)	—	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечания. 1–4 — типы метасоматитов: 1 — гранит слабоизмененный; 2 — гранит березитизированный; 3 — березит; 4 — кварцит; Q — кварц; Pl, %An — плагиоклаз (содержание анортитового компонента); Bt + Mus — биотит с мусковитом, Bt — биотит, Mus — мусковит; Kfs — калиевый полевой шпат; Cal — кальцит; Dol — доломит; Sid — сидерит; Ank — анкерит; Chl(Mg, Fe) — хлорит магнезиально-железистый, (Mg) — хлорит магнезиальный, (Fe) — хлорит железистый; Smc(Mg, Ca) — смектит, (Mg) — смектит магнезиальный, (Ca) — смектит кальциевый; ML: mus/smc — смешанослойная слюда-смектитовая фаза; ML: chl/smc — смешанослойная хлорит-смектитовая фаза; Kln — каолинит; Py — пирит; Mag — магнетит; Ap — апатит; Zl — цеолиты.

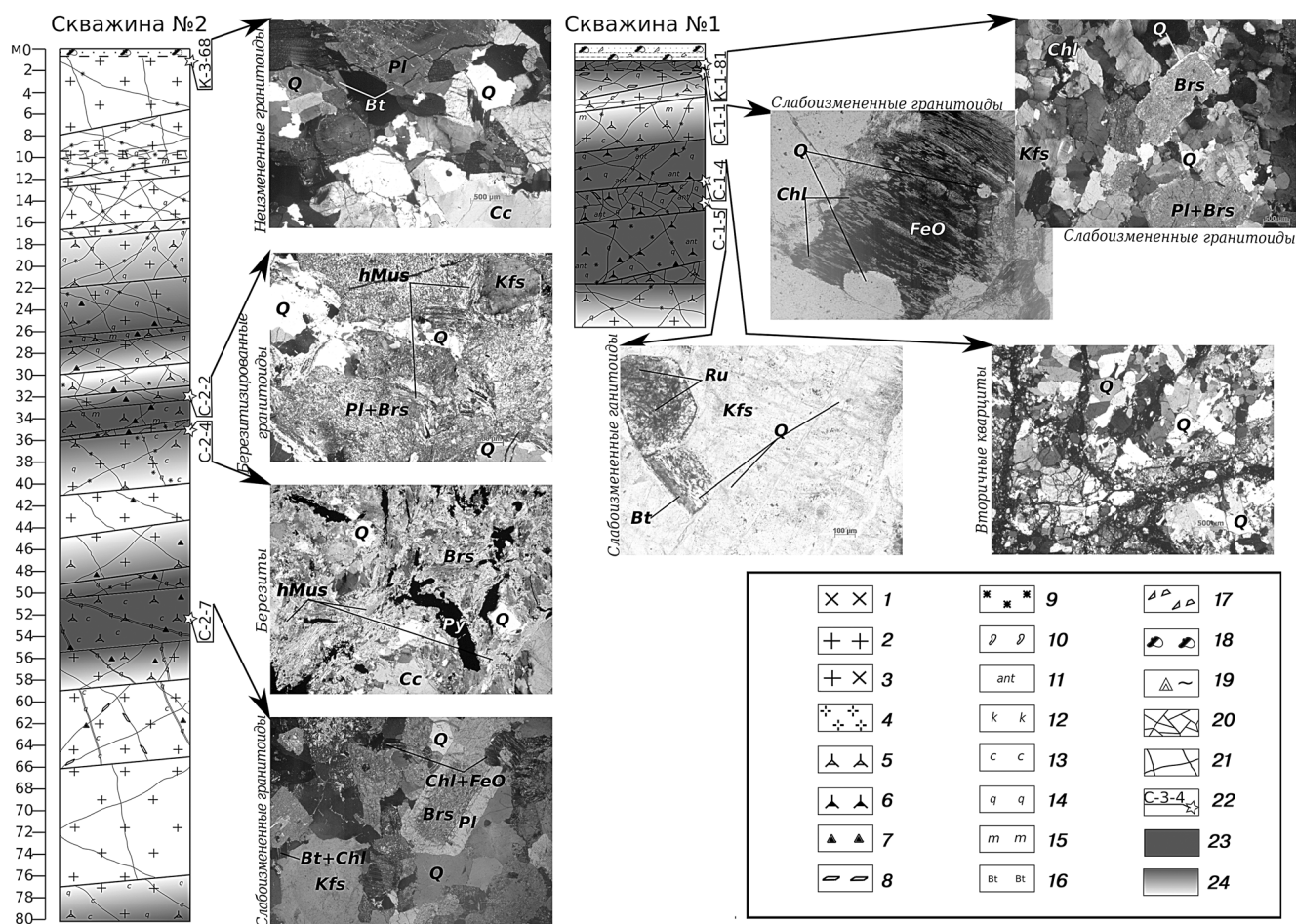


Рис. 2. Распределение выявленной метасоматической зональности в общем массиве гранитоидов на примерах скважин № 1 и 2 с микрофотографиями первичных пород и разновидностей метасоматитов. Q — кварц, Pl — плагиоклаз, Kfs — калиевый полевой шпат, Bt — биотит, hMus — гидромусковит, Chl — хлориты, Cc — карбонаты, Py — пирит, Ru — рутил, FeO — оксиды железа, Brs — березиты или хаотический агрегат кальцита, серицита, кварца и альбита с увеличенными лейстами мусковита и реликтовыми зернами гранитного кварца: 1 — диориты; 2 — граниты; 3 — гранодиориты; 4 — гранитные пегматиты; 5 — метасоматиты; 6 — метасоматиты рудные; 7 — сульфидизация; 8 — карбонатизация; 9 — ожелезнение; 10 — каверны выщелачивания; 11 — антимонит; 12 — каолинизация; 13 — хлоритизация; 14 — окварцевание; 15 — мусковитизация; 16 — биотит; 17 — обломочные отложения; 18 — техногенные отложения; 19 — брекчии трения; 20 — зоны повышенной трещиноватости; 21 — системы трещин; 22 — место отбора образца для изготовления шлифа и его номер; 23 — зоны распространения березитизированных пород, березитов и вторичных кварцитов; 24 — зоны распространения слабоизмененных пород

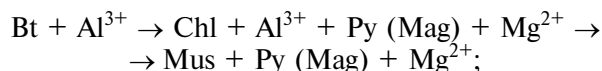
В этом типе наибольшему изменению подвержены олигоклазы, сквозь которые прорастают чешуйки гидрослюд серицитового состава, содержащие в кристаллической решетке смектитовые пакеты. Замещение интенсивнее проявлено по спайности и по двойникованию, но вторичные минералы практически не меняют первичный облик зерна со всеми характерными для него признаками. Таким же образом замещается кпш, но в значительно меньшем объеме, кпш в этом типе метасоматитов умеренно альбитизирован по трещинам и по периферии кристаллов, также в нем наблюдаются пертиты распада. Минералы, содержащие катионы металлов, замещаются раньше других. В частности, по сфену развиты псевдоморфозы рудных минералов, а биотит частично мусковитизирован с выделением катионов металлов из решетки, которые «выпадают» в виде рудного минерала тут же [Петрография, 1986]. Еще в меньшем масштабе, но повсеместно наблюдается

развитие чешуй железистого и магнезиально-железистого хлорита по биотиту. Кварц из протолита на этом этапе не претерпевает изменений, а его валовое содержание незначительно увеличивается за счет слабого развития окварцевания полевых шпатов.

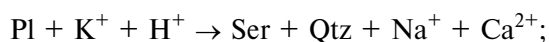
Подводя промежуточный итог, можно говорить о развитии на флангах метасоматоза следующих процессов: значительной серицитизации, развитой повсеместно; мусковитизации и хлоритизации, приуроченных в основном к бывшим чешуйкам биотита; незначительного окварцевания и умеренной альбитизации, которым подвержены кристаллы полевых шпатов, что наиболее заметно в пределах кпш (рис. 2).

При переходе от неизмененных пород к первому типу метасоматитов — слабоизмененным породам — отмечены процессы, имеющие место во всех следующих типах, но их развитие здесь характеризуется слабым или умеренным режимами:

1) умеренное преобразование биотита (Bt) через хлорит (Chl) в мусковит (Mus) с выделением рудных минералов, предположительно пирита (Py) и, возможно, магнетита (Mag):



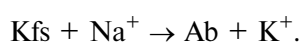
2) значительная серицитизация (Ser) плагиоклаза (Pl) при подчиненном окварцевании (Qtz):



3) слабая серицитизация калиевого полевого шпата (Kfs):



4) умеренная альбитизация (Ab) калиевого полевого шпата:



Кроме того, здесь отмечена слабая карбонатизация, которая типоморфна для рассматриваемых изменений. Ее можно формально записать как связывание привнесенной углекислоты в железисто-магнезиальные карбонаты (доломит (Dol), сидерит (Sid), анкерит (Ank)): $\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-} \rightarrow \text{Dol/Sid/Ank}$. По результатам рентгеноструктурного анализа в этом типе встречаются железисто-магнезиальные и в подчиненном количестве кальциевые карбонаты: доломит, сидерит, анкерит, кальцит. Очаги карбонатизации приурочены преимущественно к псевдоморфозам светлых слюд по биотиту или к развитой в породах трещиноватости. Иногда в исследованных породах этот процесс преобладает над другими, но за это ответственны гипергенные изменения. Встречаются и бескарбонатные разности [Метасоматизм..., 1998].

В отдельную группу выделим следующие гипергенные процессы: каолинитизацию олигоклазов, распространение гидроксидов железа по железосодержащим минералам, к которым относятся биотит, железистые карбонаты и рудные минералы, а также наложенную карбонатизацию. Последняя отличается от метасоматической рядом признаков: во-первых, агрегатным микрокристаллическим строением, нехарактерным для метасоматических карбонатов; во-вторых, отсутствием приуроченности к структурным особенностям породы и отдельным минералам; в-третьих, часто наблюдаемыми коррозионными контактами со всеми минералами, в том числе с метасоматическими карбонатами.

Тун 2. Граниты березитизированные — самая многочисленная и разнообразная на любом уровне исследования группа пород, сюда включены как породы, имеющие вид очень слабоизмененных гранитов, так и породы, полностью утратившие признаки протолита. В цветовой гамме преобладают различные оттенки зеленого и белого/кремового цвета. В породах проявлено размывание

текстурно-структурных признаков протолита с сохранением в большинстве случаев только зерен кварца в виде четких реликтов. Обычна массивная текстура, часто с прожилковатостью. Реже наблюдаются сланцеватая, гнейсовидная и даже плейчатая текстуры. Директивность, вероятнее всего, унаследована от гранито-гнейсового протолита. Плейчатость — результат внешнего воздействия, проявившегося в повышенной трещиноватости и мелкой складчатости менее компетентных участков пород. Структурные особенности протолита, слабо различимые визуально, часто хорошо прослеживаются при микроскопических исследованиях. Все большие области пород, в отличие от предыдущего типа, приобретают бластопорфировую структуру с подчиненной порфиروبластовой. Пойкилобластовая структура отмечена практически во всех образцах, но в значительно более ограниченном объеме. Для пород этого типа характерна в среднем пониженная крепкость.

Во вмещающих породах, по составу предположительно равных протолиту, наблюдается в среднем преобладание плагиоклазов, причем чаще всего олигоклаза, над кпш, представленного микроклином. В метасоматизированных породах плагиоклаз замещается карбонат-серицит-кварцевым (березитовым) агрегатом раньше, чем кпш. Поэтому было бы логично ожидать относительное увеличение количества кпш при нарастании степени метасоматоза, но этого не происходит. В среднем плагиоклазов всегда больше, чем кпш, за счет постоянно протекающего процесса альбитизации в последних.

Среднее содержание кварца в породах протолита и предыдущего типа составляет около 20–25%. Практически такое же, даже несколько более низкое содержание характерно для березитизированных разностей, хотя здесь встречаются новообразованные кристаллы, выделяющиеся идиоморфизмом на фоне ксеноморфного реликтового кварца. Последний в этих породах приобрел волнистое погасание, иногда монокристаллы приобретают сегментарное погасание. Все это свидетельствует о дефектах кристаллической решетки.

В этом типе березитизированных пород наблюдается продолжение замещения кпш и олигоклаза, начавшееся на предыдущем этапе. Сохраняется некоторое отличие плагиоклаза и кпш по интенсивности замещения. Это отражается в значительном замещении плагиоклаза с сохранением реликтов (или без), но часто практически неизмененных альбитизированных зерен кпш. Биотит прослеживается только в виде псевдоморфоз по нему светлой слюды с железистым хлоритом и рудного минерала. Кварц сохранен в виде нередко трещиноватых бластопорфировых вкрапленников, в нем обнаружено мозаичное строение. Появляются новые компоненты, представленные магнезиально-железистыми минералами группы

карбонатов. Они находятся на участках замещения кристаллов полевого шпата в тонком сростании с серицитом, кварцем и альбитом. Существенное отличие этой фазы от вышеописанной — повсеместное выпадение рудных минералов в виде гнезд, прожилков и отдельных кристаллов. Оруденение часто приурочено к трещинам и жилам, которые выполнены тонко-мелкокристаллическим агрегатом вторичных кварцитов. Обособленные непрозрачные под микроскопом кристаллы проявляют идиоморфность в виде хорошо сформированных квадратов и имеют золотисто-желтый блеск в отраженном свете. По этим признакам диагностируется пирит, который, вероятнее всего, не единственный представитель сульфидов в изучаемых породах.

Серицитизация остается ведущим процессом, характерным для этой стадии изменения, но карбонатизация, альбитизация и окварцевание не сильно уступают по объему изменений. Иногда даже можно констатировать преобладание карбонатизации над другими видами изменений с образованием мощных карбонатных прожилков. В рассматриваемом типе, в отличие от типа слабоизмененных гранитоидов, сильно подавлена хлоритизация, вклад которой в минеральный состав пород не превышает несколько процентов. В целом дальнейшее преобразование в тип 2 березитизированных пород происходило с сохранением всех реакций, описанных для перехода от неизмененных пород к метасоматитам типа 1.

По результатам рентгенофазового анализа глинистой фракции, сделанного выборочно для некоторых образцов пород (табл. 2), видно, что кроме собственно гидрослюд в ходе серицитизации образуются смектитовые, а также смешанослойные хлорит-смектитовые и слюда-смектитовые фазы. Их содержание в объеме глинистой фракции составляет в среднем 20%, а 60% представлено гидромусковитом (серицитом).

Таким образом, для этого типа можно выделить характерный здесь и далее процесс березитизации, включающий серицитизацию, карбонатиза-

цию, окварцевание и альбитизацию, протекающие практически в равных масштабах (рис. 2).

Кроме того, в этом типе, так же, как в предыдущем, установлена редкая локальная гипергенная каолинитизация, приуроченная к реликтам плагиоклазов.

Тип 3 представлен березитами — им свойственна зелено-кремовая окраска, иногда с примесью желтой или розовой. Первичные текстурно-структурные признаки протолита можно найти в единичных случаях и только на макроуровне. На микроуровне наблюдаются лишь собственные метасоматические текстуры и структуры. В целом для пород этого типа характерна массивная, иногда прожилковая текстура, участками приобретающая облик брекчиевидной, здесь же иногда наблюдается плейчатость. Структура везде одинаковая — бластопорфировая с ксенобластиками реликтового кварца в лепидо-гранобластовом или grano-лепидобластовом березитовом агрегате, включающем также порфириобласты мусковита. Последние представляют собой псевдоморфозы по биотиту и обычно имеют небольшую долю в минеральном составе, но иногда наблюдаются в большем количестве, причина этому, вероятно, заключается в составе протолита. Редко встречаются участки с пойкилобластовой текстурой. Породы этого типа вновь приобретают повышенную крепость, сравнимую с таковой типа слабоизмененных гранитоидов.

Минеральный состав значительно упрощается по сравнению с типами 1 и 2. Реликты протолита сохраняются только в виде ксеноморфных кварцевых агрегатов, обнаруживающих тенденцию к интеграции с образованием иногда значительных по размерам кварцевых зон. Также по результатам рентгенофазового анализа (табл. 1) установлено незначительное содержание полевых шпатов, обычно это кпш (несколько процентов). Содержание кварца здесь значительно выше, чем в предыдущих типах, и иногда достигает 70% в разностях, переходных к следующему типу. Более

Таблица 2

Результаты рентгенофазового анализа глинистой составляющей образцов

Тип метасоматитов	Номер образца	Минеральный состав глинистой фракции, %					
		Smc-Ca	Smc-Na	rML:mus/smc	oML:chl/smc	hMus	Kln
1	C-2-7	79	—	3	—	5	13
2	C-12-11	28	—	—	20	28	24
2	C-12-22	—	20	15	—	65	—
3	C-3-33	—	—	9	—	91	—
3	C-3-34	—	—	8	—	92	—

Примечания. 1–3 — типы метасоматитов: 1 — гранит слабоизмененный; 2 — гранит березитизированный; 3 — березит; Smc-Ca — смектит с Ca-обменным комплексом; Smc-Na — смектит с Na-обменным комплексом; rML:mus/smc — смешанослойная неупорядоченная слюда-смектитовая фаза с произвольным соотношением пакетов слюды и смектита; oML:chl/smc — смешанослойная хлорит-смектитовая фаза с соотношением пакетов хлорита и смектита 50:50 (корренсит); hMus — гидромусковит; Kln — каолинит.

характерно его присутствие в количестве около 50%, что связано с интенсивным окварцеванием березитов. Остальную массу породы составляет повсеместно распространенный пирит-кварц-серицит-карбонатный неупорядоченный агрегат, преимущественно без сохранения реликтов зерен полевых шпатов. Глинистые минералы наблюдаются крайне редко, а карбонаты характеризуются большими размерами кристаллов. Трещины и прожилки выполнены серицит-карбонатным агрегатом или карбонатами, причем среди карбонатов широко распространен кальцит, не наблюдавшийся ранее в таком количестве. Рассеянная рудная минерализация здесь видна невооруженным глазом.

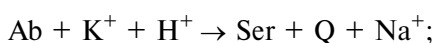
Рентгенофазовый анализ глинистой фракции для двух образцов показал наличие смешанослойной слюда-сметитовой фазы с содержанием от нескольких процентов до 10%, но отдельно сметитовая фаза не установлена, в отличие от предыдущего типа.

Преобладающий процесс для этого типа — березитизация, включающая серицитизацию и равные ей по масштабам карбонатизацию и окварцевание. В результате этого процесса сформировался кварц-серицит-карбонатный березитовый агрегат, представляющий собой тонкое срастание перечисленных минералов, включающее рудную минерализацию (рис. 2).

Тип 4. Кварциты в керне значительно отличаются от всех вышеописанных пород. Они представлены светлыми, в целом крепкими, часто вторично брекчированными массивными породами. Такие крепкие участки находятся в светло-бежевом матриксе пелитовой размерности в зоне повышенной трещиноватости. На микроуровне структура определяется как бластопорфировая с ксенобластами реликтового кварца в гранобластовой более мелкокристаллической кварцевой же массе (рис. 2).

Этот тип имеет очень простой минеральный состав, на 93–95% представленный кристаллами кварца разной генерации и на 5–7% серицитом. Для образования такого состава требуется высокая подвижность всех элементов метасоматической системы, поэтому именно здесь установлено максимальное воздействие компонентов гидротермальных растворов на породный матрикс. Из всех приведенных выше процессов здесь имеют место лишь следующие реакции:

1) полная серицитизация альбита (из кпш):



2) окварцевание:



Среди зерен кварца выявлены как крупные ксеноморфные, так и средние и мелкие, значительно более идиоморфные, вплоть до образования

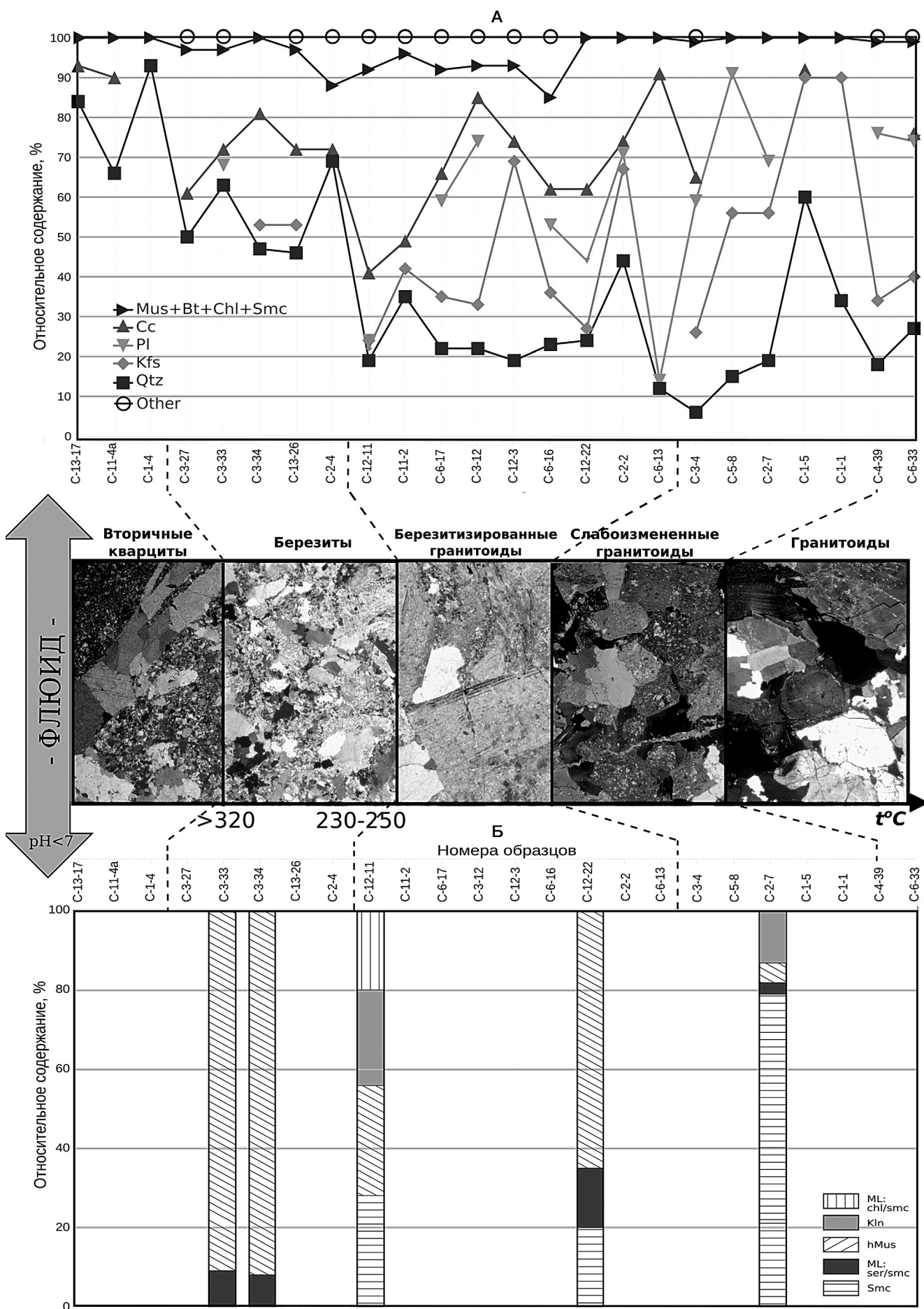
правильных шестиугольников. Наблюдается трещиноватость разной интенсивности, наложенная уже на вторичный кварцит. Трещины заполнены пелитовым матриксом, в котором зафиксированы угловатые зерна кварца. Развитие гидроксидов железа — следствие гипергенных изменений.

В породах развиты прожилки, выполненные карбонатами, которые корродируют кварц. Это свидетельствует о том, что карбонатизация происходила на заключительной стадии преобразования. Это утверждение, скорее всего, верно для всех исследованных пород.

В результате типизации исследованных метасоматических пород для них выявлена зональность, которая заключается в последовательной смене четырех выделенных типов. Примечательно, что глубина метасоматоза не зависит от мощности метасоматизированной зоны и чем более метасоматизированы породы, тем менее они распространены. Это связано с быстро спадающей химической активностью флюида за счет активно протекающих реакций в породах, расположенных ближе всех к флюидо-проводящему каналу.

В результате микроскопических исследований зональность проявилась в смене биотита, распространенного в неизмененных гранитах, сначала хлоритом и серицитом со значительным содержанием сметита. Затем и хлорит, и сметит через смешанослойные фазы окончательно заменились гидромусковитом. Последний сохранился в виде реликтов во вторичных кварцитах. У железисто-магнезиальных карбонатов катионный комплекс постепенно сменился на кальцийсодержащий, устойчивый в виде кальцита даже на стадиях максимальной метасоматизации. Это может свидетельствовать о низкой фугитивности углекислоты из гидротермальных растворов, так как иначе наблюдалась бы обратная картина с повышением железистости карбонатов в сторону усиления метасоматоза [Метасоматизм..., 1998]. Полевые шпаты — основные доноры кремнезема, они подвергались окварцеванию в зонах распространения вторичных кварцитов за счет созданных флюидом условий высокой подвижности всех компонентов, включая инертный алюминий.

Для протекания приведенных выше реакций необходима проработка массива вмещающих гранитоидов кислыми гидротермальными растворами, которые могут обеспечить наблюдаемый вынос щелочей (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) и реже металлов (Fe^{2+} , Al^{3+}) параллельно с привнесением CO_2 , H_2S , SiO_2 . Существуют методы, позволяющие установить температурные параметры флюида на основе количественных расчетов продуктов преобразования в карбонатной системе (анкерит—кальцит, доломит—кальцит) или в системах слюдястых минералов. В рамках статьи на основе литературных данных можно определить максимальные значения температуры флюидов, воздействовавших на по-



роды, а также довольно широкий интервал температуры в более глубоких (на большем удалении от флюидопроводящих структур) участках.

На рис. 3 приведена метасоматическая колонка, составленная на основе наших исследований: выделенные типы пород последовательно сменяются, начиная со вторичных кварцитов и заканчивая неизмененными породами по мере удаления от флюидопроводящей зоны. Приведена диаграмма, отражающая количественные изменения основных породообразующих минералов по результатам рентгенофазового анализа (табл. 1) для исследованных образцов, расположенных вдоль колонки. Для установления основных преобразований, протекающих при метасоматизации, на диаграмме линиями с соответствующими обозначениями отображены следующие группы наиболее важных минералов: вместе мусковит, биотит, хлориты и смектиты (Mus+Bt+Chl+Smc); карбонаты (Cc), плагиоклазы (Pl), калиевый полевой шпат (Kfs), кварц (Qtz), а для достижения стопроцентного содержания — все оставшиеся минералы (Other).

Под колонкой приведена такая же диаграмма, построенная на основе данных рентгенофазового анализа глинистой фракции по 5 образцам (табл. 2). Номера других образцов обозначены на оси абсцисс для сохранения единого масштаба всего рисунка. Здесь хорошо прослеживается тренд возрастания количества гидрослюды (Mus) при движении по нарастающему изменению за счет переходящих в них хлоритов и смектитов через смешанослойные (ML:ser/smc — слюда-смектит, ML:chl/smc — хлорит-смектит) фазы. Вдоль нижней границы колонки нанесена температурная шкала, где показаны две границы: 1) 230–250 °C — по исчезновению в породах смектитовой составляющей; 2) >320 °C — температура, выше которой березиты сменяются бескарбонатными кварц-серицитовыми метасоматитами. Описанное и проиллюстрированное поведение элементов характерно для низко- и среднетемпературного (230–350 °C) кислотного выщелачивания, в ходе которого при проработке гранитного массива кислыми флюидами и образуются березиты.

Формация березитов часто наблюдается в качестве околорудной, в частности, для нее характерна ассоциация с полиметаллами и золотом. Оруденение в березитах относится к типу сопряженного, т.е. формируется позже основной массы самих метасоматитов, но при переработке теми же гидротермальными растворами [Метасоматизм..., 1998].

По работам, проводившимся ранее, на исследованной территории выявлено перспективное сурьмяное оруденение, сопровождающееся золотым, объем которого не был установлен. Основной рудный минерал, наблюдаемый на участке работ в виде прожилков различной мощности в канавах и карьерах, — антимонит (Sb_2S_3). В виде прожилков, мелких гнезд и рассеянных вкраплений он также наблюдался в описанных породах. В породах отмечались и другие сульфиды, такие, как пирит, халькопирит и арсенопирит.

Кроме того, описано 4 аншлифа, в результате подтверждено наличие в значительно окварцованных породах сульфидной ассоциации, представленной, кроме массивного антимонита, тонкой вкрапленностью и гнездообразными скоплениями пирита и халькопирита, единичными кристалликами арсенопирита и сфалерита, а также вторичными минералами меди — халькозином и ковеллином. Здесь же наблюдаются вторичные минералы сурьмы в виде яблочно-зеленых примазок при первичном описании. Наиболее редко наблюдаемый минерал, не обнаруженный другими методами, — самородное золото. Перечисленные минералы часто подчеркивают складчатость или выполняют трещины в антимоните, что свидетельствует о наложенности этих процессов. Сам антимонит обычно слагает гнездообразные или прожилковидные скопления как в кварце, так и в карбонатах, он может занимать пространство преимущественно между идиоморфными или субидиоморфными кристаллами кварца. В массивных выделениях обнаруживаются ксенолиты последнего.

Закключение. Развитие рудных минералов хорошо коррелирует с развитием зон метасоматоза, а также с выделенной зональностью: наиболее интенсивное оруденение приурочено к типам 3 и 4 пород — березитам и вторичным кварцитам соответственно. Самые мощные прожилки антимонита в кернах наблюдались в зонах наиболее сильного окварцевания и наложенного дробления. Таким образом, наблюдается минеральный и структурный контроль рудопроявления, а также и его вторичность по сравнению с образованием вмещающих метасоматически измененных пород.

Благодарности. Авторы признательны К.А. Докукиной, В.Л. Косорукову, Л.Н. Шишаковой, В.М. Козловскому, В.А. Кудряшову за научные консультации и техническую поддержку исследований.

Рис. 3. Метасоматическая зональность и ее количественная температурная интерпретация при движении от флюидопроводящего канала к периферии (в центре): А — результаты рентгенофазового валового анализа в порошке (Mus — мусковит, Bt — биотит, Chl — хлориты, Smc — смектиты, Cc — карбонаты, Pl — плагиоклазы, Kfs — калиевый полевой шпат, Qtz — кварц, Other — примесные минералы); Б — результаты рентгенофазового анализа глинистой фракции (ML:chl/smc — смешанослойная хлорит-смектитовая фаза, Kln — каолинит, hMus — гидромусковит, ML:ser/smc — смешанослойная слюда-смектитовая фаза, Smc — смектит)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист М-50–Борзя / Под ред. В.В. Старченко. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010.

Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.

Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М.: Научный мир, 1998. 492 с.

Павленко Ю.В. Пришилкинская минерагеническая зона: фрагменты минерагении и генезиса // Вестн. Забайкал. гос. ун-та. 2017. Т. 23, № 1. С. 29–43.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.

Петрография / Под ред. А.А. Маракушева. Ч. 3. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 288 с.

Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-50–Борзя / Объясн. зап. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 553 с.

Поступила в редакцию
01.03.2018

УДК 543.51

Я.В. Бычкова¹, И.Ю. Николаева², О.С. Ермина³, А.Р. Цховребова⁴,
И.И. Шубин⁵, А.В. Стенников⁶

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДГОТОВКИ ТВЕРДЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБ ДЛЯ МУЛЬТИЭЛЕМЕНТНОГО АНАЛИЗА МЕТОДОМ ИСП-МС⁷

Усовершенствована и апробирована методика разложения образцов с труднорастворимой комплексной матрицей (спекание с содой) для последующего определения микроэлементного состава методом масс-спектрометрии высокого разрешения с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС). Описаны аналитические и методические проблемы, возникающие в процессе подготовки исследуемых образцов к анализу, указаны направления их разрешения. Правильность разработанной методики пробоподготовки проверена при помощи сравнительного анализа различных методик применительно к международным аттестованным стандартным образцам горных пород.

Ключевые слова: масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой, горные породы, спекание.

The technique of decomposition of samples with a hardly soluble complex matrix (sintering with soda) for subsequent determination of trace element composition by high-resolution mass spectrometry with inductively coupled plasma is improved and tested. Analytical and methodological problems arising in the process of preparation of the samples under analysis for analysis are described, directions for their solution are indicated. The correctness of the developed sample preparation procedure has been verified by means of a comparative analysis of various methods applied to international certified standard rock samples.

Key words: mass spectrometry with inductively coupled plasma, rocks, sintering.

Введение. Метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) в последние годы стал играть ведущую роль в исследовании геологических образцов, поскольку позволяет изучать предельно низкие концентрации почти всего спектра элементов-примесей в горных породах и минералах.

В России существуют две аттестованные методики подготовки измерения проб для многоэлементного анализа твердых и жидких образцов методом ИСП-МС (НСАМ 499-АЭС/МС и НСАМ 501-МС от 2011 г.). В них представлена информация о растворении различных твердых образцов (в основном с однородной матрицей) в виде обобщенной таблицы с указанием количества анализируемого вещества и используемых для разложения реактивов и посуды, однако не указаны пропорции и необходимое (либо оптимальное)

количество реактивов. Для анализа горных пород необходимо учитывать комплексные матрицы, поскольку породы представляют собой многокомпонентные системы, и для их растворения требуется ряд последовательных операций с использованием разных реактивов.

В периодических изданиях опубликовано много методик пробоподготовки горных пород для мультиэлементного анализа, отличающихся главным образом способом перевода образца в раствор. Чаще всего применяют сплавление и кислотное микроволновое разложение [Дубинин, 2006; Карандашев и др., 2007; Методика..., 2011]. Широкое применение получила методика сплавления образцов в основном с метаборатом лития. Она быстрая и эффективная и позволяет переводить в раствор наиболее упорные породы [Надежность..., 1985]. Однако добавление суще-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория экспериментальной геохимии, зав. сектором; *e-mail:* yanab66@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с.; *e-mail:* niko-geo@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, студентка; *e-mail:* oermi-na6@yandex.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, студентка; *e-mail:* tsann3@icloud.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, студент; *e-mail:* shubin.ivann@mail.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, аспирант; *e-mail:* bokuwameru@gmail.ru

⁷ Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ (проект № 18-05-00818).

ственного количества этого вещества способствует загрязнению масс-спектрометров бором и литием, от которых трудно избавиться. Кислотное разложение с использованием микроволновой печи также стали широко использовать в силу относительной эффективности и простоты.

Существует множество методических публикаций, часто содержащих противоречивые сведения о полноте растворения образца и потерях элементов при использовании разных схем пробоподготовки. Поэтому критическое рассмотрение и рациональное сочетание известных приемов, позволяющих анализировать разнообразные по составу горные породы на широкий спектр элементов, актуальнее, чем разработка новых методик. Существует три основных способа разложения твердых веществ, которые позволяют обеспечить разнообразные задачи химического анализа: 1) кислотное разложение (авторский вариант подробно описан в [Бычкова и др., 2016]); 2) сплавление с карбонатами, гидроксидами или боратами щелочных металлов с последующим растворением получившегося плавня; 3) спекание с содой с последующим растворением. Каждый метод имеет свои достоинства и недостатки и может быть использован в зависимости от конкретных задач. Статья посвящена в основном последнему методу.

В период освоения метода ИСП-МС авторы проводили методические работы по пробоподготовке разнообразных геохимических образцов. Для горных пород и минералов в 2008–2016 гг. была доработана, апробирована и опубликована методика кислотного разложения силикатных образцов с использованием микроволновой печи [Бычкова и др., 2016]. В обновленной методике удалось усовершенствовать некоторые важные для высокочувствительного анализа параметры, такие, как минимизация количества посуды, что позволяет избегать загрязнения и потери пробы; оптимизация размера посуды; увеличение числа разлагаемых проб. Однако многолетний опыт работы с образцами с разным матричным составом показал, что кислотное разложение не столь универсально, как хотелось бы аналитикам. Выяснилось, что для горных пород кислого и среднего состава (граниты, гранодиориты, андезиты) не происходит полный перевод в раствор таких элементов, как Zr, Hf, Nb, Ta, которые важны для современных геохимических интерпретаций генезиса пород и геологических серий.

Методом кислотного разложения сложно перевести в раствор хромшпинелиды, топаз, берилл, рутил, графит и в некоторых случаях циркон. Неприменим этот метод и в случае необходимости измерять концентрацию летучих компонентов, таких, как B, Se, As, Hg и др., поскольку предполагает упаривание растворов до сухих солей. На современном этапе исследований нефтеносных пород важная характеристика — соотношение

концентрации бора в различных пластах. При кислотном разложении бор удаляется из раствора в газовой фазе, и его определение становится невозможным. В случае анализа почв, донных отложений и пород, содержащих органический компонент, приходится прибегать к использованию хлорной кислоты, чтобы максимально эффективно растворить органику. Это существенно удлиняет процедуру пробоподготовки в силу высокой температуры испарения HClO_4 , а также может приносить загрязнение в анализируемую пробу, поскольку хлорную кислоту невозможно очистить путем перегонки.

Подготовка проб к анализу. Подготовка проб к анализу требует особого подхода и тщательности выполнения операций. Наиболее удачной по методу отбора геологических проб, по мнению авторов, стала книга под редакцией В.И. Рехарского, в которой приведены не только методы отбора проб различных по составу, гранулометрическим и минералогическим свойствам горных пород, но и приведены статистические данные для методик отбора [Надежность..., 1985]. Для аналитических работ важная характеристика образцов, предоставляемых для анализа, — консистенция конечного порошка. Она должна соответствовать размеру пудры (30–45 мкм), что обеспечивает как возможность максимальной гомогенизации пробы, так и более качественное химическое разложение.

Для решения проблем, возникающих при кислотном разложении пород, а также для создания относительно универсальной методики пробоподготовки авторами изучены альтернативные кислотному методы разложения различных твердых материалов. В книге [Долежал и др., 1968] есть глава, посвященная методам разложения путем спекания образца с разными реактивами и подробному анализу каждого вида спекания. Нами выбран метод спекания образца с содой, рекомендуемый для руд и сплавов. Он относительно прост как в исполнении, так и в приобретении расходных материалов и необходимого оборудования. Исходная методика предполагает использование платиновых тиглей с последующим переносом в фарфоровые чашки и растворение в соляной кислоте. При этом кремний не растворяется, образуя кремнистый гель.

Подготовка химических реактивов и посуды. Основная проблема при подготовке образцов для многоэлементного анализа высокочувствительным методом заключается в присутствии избыточного количества некоторых измеряемых элементов в реактивах, воздухе и в «химической памяти» используемой посуды. Спекание, как и кислотное разложение, предполагает использование смесей концентрированных кислот, которые при разных соотношениях позволяют добиться хороших результатов перевода твердых кристаллических соединений в раствор. Избавиться от загрязнения из реактивов (вода, кислоты) можно путем много-

кратной перегонки. Подробно процедура очистки кислот и воды описана в [Бычкова и др., 2016].

В классической методике для спекания предполагается использование платиновых тиглей. Мы предлагаем использовать корундовые (или алундовые) тигли, которые вполне пригодны для высокотемпературных процедур и обладают достаточной химической чистотой. Поскольку тигли не одноразовые, их тщательно очищают после каждого использования. Чистка заключается в механическом извлечении возможных остатков предыдущего препарата (или его мелких частиц) с последующим кипячением в азотной кислоте (32 Н) в кварцевой посуде в течение 1–2 час. После кипячения рекомендуется оставить тигли в кислоте на 10–12 час., после чего трижды промыть большим количеством дистиллированной воды.

Растворение в смеси кислот, разбавление и непосредственно измерение на приборе выполняют в одноразовых пластиковых пробирках (растворение проводят в пробирках объемом 50 см³, разбавление — в пробирках объемом 10 или 15 см³). Пробирки для разбавления перед использованием заполняют 0,5 Н азотной кислотой, закрывают крышками и выдерживают 1–2 сут., после чего высушивают в эксикаторе. Эта процедура рекомендуется в целях извлечения возможных механических частиц, попадающих в пробирку при изготовлении. Растворы не рекомендуется хранить в пластиковых пробирках более двух месяцев, поскольку длительное хранение может приводить к высачиванию ряда элементов из раствора на стенки пробирок.

Разложение горных пород методом спекания. На основании описанного в книге [Долежал и др., 1968] метода нами были экспериментально определены оптимальные пропорции образца и соды в спекаемой смеси, а также время и температура спекания. Поскольку ранее для кислотного разложения установлено [Бычкова и др., 2016], что навески массой 70–100 мг вполне достаточно для определения примесей в горных породах, нами для реализации методики спекания в качестве базовой была выбрана навеска образца массой 100 мг. Образец, как и в случае кислотного разложения, должен быть измельчен до состояния пудры, что обеспечивает не только увеличение поверхности взаимодействия с реактивами, но и гомогенизацию вещества. Навеску смешивают с содой (Na₂CO₃) в пропорции 300 мг соды на 100 мг образца (если количество соды меньше, то в процессе нагрева может произойти плавление, и образовавшийся спек будет сложно извлечь из тигля). Смесь тщательно перетирают в агатовой ступке до полного перемешивания и помещают в корундовые (или алундовые) тигли. Тигли ставят в муфельную печь и нагревают при температуре 800 °С в течение 2–2,5 час. После полного охлаждения тигли извлекают из печи. Спекшийся препарат переносят с одноразовые пробирки объемом 50 см³ и заливают

1–2 мл дистиллированной воды для смачивания образовавшейся «таблетки».

Поскольку мы работаем в основном с силикатными породами, важную проблему представляет удаление из раствора силикатного геля, который образуется при избытке кремния, а также любого другого осадка. Поэтому для растворения спека предложено использовать не только соляную кислоту, но и смесь кислот. В пробирку с размоченным препаратом добавляют концентрированные кислоты: 0,5 мл HCl и 3,5 мл смеси кислот HNO₃ и HF (10:1). После того как произойдет интенсивное газоотделение, в пробирку добавляют HNO₃ (0,5 N) до 50 мл. При этом, как правило, спек полностью растворяется. Обычно приготовленный раствор в пробирках выкладывают на 2–3 сут. на поверхность с небольшим подогревом для более качественного растворения. Возможность добавления плавиковой кислоты без последующего выпаривания определяется тем, что для измерения проба будет разбавлена еще в 50–100 раз и в измеряемом растворе концентрация HF будет на уровне следовой. Кроме того, в отличие от кислотного разложения, количество добавляемой HF существенно меньше и составляет всего 0,3 мл на 50 мл раствора.

Непосредственно перед измерением пробу разбавляют в 100 раз и добавляют раствор In в качестве внутреннего стандарта. Существенное разбавление приготовленных для измерений растворов решает сразу две важных задачи: во-первых, снижает действие матричных эффектов, а во-вторых, поддерживает чистоту масс-спектрометра, что позволяет проводить измерения всего диапазона изотопов с низкими концентрациями.

В этом методе, как и в случае кислотного разложения, мы используем минимальное количество посуды, что предотвращает существенное загрязнение пробы извне. Однако корундовые тигли могут обладать химической «памятью», и в случае их некачественной обработки или очень высокой концентрации каких-либо элементов в ранее приготовленных пробах может возникнуть эффект загрязнения пробы с поверхности тигля. Несмотря на то что для контроля загрязнения каждая серия образцов обязательно сопровождается холостой пробой, вероятность ошибки остается достаточно высокой. Поскольку спек из тигля в пробирку переносится в сухом виде, то существует вероятность присыхания частичек спека к стенкам тигля, и при переносе пробы возможна частичная неучтенная потеря. Спекание проводят в открытых тиглях, поэтому, соответственно, необходимо очень тщательно следить за чистотой муфельной печи и помещения, чтобы не допустить загрязнения.

Уменьшение погрешностей при разбавлении пробы разными реактивами обеспечивается весовым методом добавления любых ингредиентов.

Таким образом, погрешность разбавления определяется лишь погрешностью весов.

Необходимо отметить, что при спекании, в отличие от кислотного разложения, в приготовленном растворе остается весьма высокая концентрация кремния, что создает дополнительное матричное давление при ионизации в процессе измерений (при кислотном разложении кремний частично удаляется из раствора при выпаривании). Эта проблема на сегодняшний день до конца не изучена.

Апробация метода спекания проводилась на 4-х международных аттестованных образцах с разным матричным составом: BHVO-2 (базальт), DTS-2b (дунит), GSP-2 (гранодиорит), MODAS-2 (донные отложения); а также на 3-х отечественных аттестованных образцах: СГ-3 (гранит), SY-2 (сиенит) и ГСО-8042-94 (кимберлит). Образцы были подобраны так, чтобы представить максимально разнообразный спектр силикатных пород, включая образец с органическим компонентом. Образцы разлагали двумя методами — кислотным разложением и спеканием, для статистической обработки для каждого образца выполняли 3–5 повторов.

Измерения проводили на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с двойной фокусировкой «Element-2». Препарат пробы вводится в масс-спектрометр в потоке аргона в виде аэрозоля, где он ионизируется в индуктивно-связанной плазме. Разделение ионов осуществляется анализатором с двойной фокусировкой — магнитной и электростатической. Детектирование ионов проводится электронным умножителем, сохраняющим линейность в диапазоне от 1 до $1 \cdot 10^{10}$ ионов в секунду.

Калибровку чувствительности прибора и масс-калибровку осуществляли с помощью стандартного 15-элементного Tune-раствора. Для контроля и учета дрейфа чувствительности прибора в пробы и градуировочные растворы добавляли внутренний стандарт In таким образом, чтобы его количество во всех измеряемых образцах составляло 10 нг/г. Пределы обнаружения элементов варьировали от 0,1 нг/г для тяжелых и средних элементов с увеличением до 1 нг/г для легких элементов. Погрешность анализа составляла 1–3 отн.%. Для расчета содержания элементов использовали серию градуировочных растворов с концентрацией 0,03, 0,3, 3, 10 нг/г, приготовленных из стандартного 68-элементного раствора ICP-MS-68A, HPS (А и В).

Измеренные в аттестованных стандартных образцах значения концентрации наиболее востребованных для геохимических и геологических задач элементов-примесей и рекомендуемые паспортные значения для них представлены в табл. 1–5. Значения концентрации для аттестованных стандартных образцов обычно приводятся в сертификатах. Существует база данных таких сертификатов GeoRem [GeoReM..., 2018], особенность которой

заключается в том, что в ней не только собраны данные о химическом составе большинства известных аттестованных образцов, но и аттестованные значения регулярно обновляются в соответствии с поступлением новых статистических данных. Появление новых методов предполагает повышение чувствительности и точности измеряемых значений, в то время как имеющиеся сертификаты основаны, как правило, на менее точных методах, и в них не всегда можно найти данные для некоторых элементов. В работе мы использовали актуализированные данные для некоторых образцов из вышеописанной базы данных.

Таблица 1

Содержание элементов-примесей в стандартных образцах горных пород (BHVO-2)

Элемент	Мультикислотное разложение, мкг/г	Спекание, мкг/г	Аттестованное содержание, мкг/г
Li	4,4	5,3	4,5
Rb	8,78	9,08	9,26
Sr	391,2	396,3	394,1
Mo	3,11	5,05	4,07
Cs	0,020	0,08	0,09
Ba	129,2	133,8	130,9
La	14,7	15,1	15,2
Ce	36,45	37,19	37,53
Pr	5,10	5,17	5,40
Nd	23,49	23,71	24,27
Sm	5,53	5,74	6,02
Eu	1,916	1,99	2,043
Gd	5,54	5,64	6,20
Tb	0,96	0,95	0,94
Dy	5,20	5,22	5,28
Ho	0,96	0,99	0,99
Er	2,46	2,54	2,51
Tm	0,30	0,31	0,33
Yb	1,89	1,87	1,99
Lu	0,25	0,26	0,27
Pb	1,742	1,821	1,653
Th	1,176	1,220	1,224
U	0,399	0,440	0,412
Sc	31,55	31,68	31,83
V	301,9	295,6	318,2
Cr	282,5	284,4	287,2
Co	43,06	41,37	44,89
Ni	117,4	114,6	119,8
Cu	126,5	127,4	129,3
Zn	98,9	93,9	103,9
Y	23,91	23,89	25,91
Zr	167,0	169,7	171,2
Nb	16,4	16,4	18,1
Hf	4,39	4,04	4,47
Ta	1,137	1,030	1,154

Таблица 2

Измеренное содержание элементов-примесей в стандартных образцах горных пород (GSP-2)

Элемент	Мультикислотное разложение, мкг/г	Спекание, мкг/г	Аттестованное содержание, мкг/г
Li	34	36	36
Rb	242	237	245
Sr	245	235	240
Mo	1,5	2,2	2,1
Cs	1,0	1,2	1,2
Ba	1384	1333	1340
La	182	183	180
Ce	427	428	410
Pr	55	54	51
Nd	199	202	200
Sm	24	24	27
Eu	2,2	2,2	2,3
Gd	15	15	12
Tb	2,00	1,96	1,09–1,54
Dy	5,6	5,7	6,1
Ho	1	1	1
Er	3,1	3,2	2,2
Tm	0,21	0,24	0,29
Yb	0,9	1,3	1,6
Lu	0,14	0,20	0,23
Pb	49	47	42
Th	104	106	105
U	2,1	2,4	2,4
Sc	6,0	6,3	6,3
V	49	48	52
Cr	19	21	20
Co	6, 8	6,6	7,3
Ni	16	16	17
Cu	43	45	43
Zn	135	119	120
Y	23	25	28
Zr	35	485	550
Nb	21	25	27
Hf	0,31	12	14
Ta	0,6	0,8	0,5-1

Таблица 3

Измеренное содержание элементов-примесей в стандартных образцах горных пород (SY-2)

Элемент	Мультикислотное разложение, мкг/г	Спекание, мкг/г	Аттестованное содержание, мкг/г
Li	91	92	95
Rb	220	216	217
Sr	280	274	271
Mo	0,2	0,6	1,8
Cs	2,5	2,3	2,4
Ba	441	445	460
La	69	68	75
Ce	168	163	175
Pr	19,9	19,7	18,8
Nd	76	75	73
Sm	15,2	15,1	16,1
Eu	2,43	2,35	2,42
Gd	16	15	17
Tb	3,1	3,1	2,5
Dy	20	19	18
Ho	4,7	4,7	3,8
Er	14,8	14,8	12,4
Tm	2,5	2,5	2,1
Yb	18	18	17
Lu	2,9	2,8	2,7
Pb	58	55	85
Th	353	354	379
U	274	261	284
Sc	7	7	7
V	47	45	50
Cr	6,6	6,8	9,5
Co	7,8	7,3	8,6
Ni	7,0	6,9	9,9
Cu	2	4	3
Zn	250	245	248
Y	123	122	128
Zr	290	298	280
Nb	28	28	29
Hf	7,6	7,9	7,7
Ta	1,62	1,59	1,97

Результаты исследований и их обсуждение. Из данных, приведенных в табл. 1–5, видно, что измеренные значения для обоих методов разложения в целом неплохо согласуются с аттестованными для всех исследованных образцов. Однако необходимо отметить следующие особенности для каждого типа пород.

Базальты (образец BHVO-2, табл. 1) при разложении обоими методами показали хорошую повторяемость и правильность измерений, соответственно, можно рекомендовать оба метода для обработки базальтовых и габброидных образцов.

Для гранодиоритов (образец GSP-2, табл. 2) отчетливо видно, что U, Sc, Y, Zr, Hf, Nb и Ta

плохо поддаются кислотному разложению, причем для Zr и Hf значения концентрации, измеренные после кислотного разложения, отличаются от паспортных на порядок. Несколько меньшее различие отмечено для U, Sc, Y, Nb. Спекание обеспечивает хорошее разложение для этих элементов, но их концентрация все равно остается несколько заниженной.

Щелочные породы были представлены сиенитами (образец SY-2, табл. 3). Результат анализа показал удовлетворительные результаты обоими методами.

Мы впервые тестировали кимберлиты ГСО-8042-94 (табл. 4), любезно предоставленные

Таблица 4

Измеренное содержание элементов-примесей в стандартных образцах горных пород (ГСО-8042)

Элемент	Мультикислотное разложение, мкг/г	Спекание, мкг/г	Аттестованное содержание, мкг/г
Li	45	76	63
Rb	24	27	22
Sr	825	915	810
Cs	0,43	0,17	н/о
Ba	789	794	н/о
La	103	108	н/о
Ce	189	194	н/о
Pr	19	20	н/о
Nd	65	67	н/о
Sm	9,1	9,4	н/о
Eu	2,5	2,5	н/о
Gd	9,5	6,0	н/о
Tb	0,95	0,81	н/о
Dy	2,9	3,0	н/о
Ho	0,49	0,51	н/о
Er	1,4	1,2	н/о
Tm	0,14	0,14	н/о
Yb	0,67	0,76	н/о
Lu	0,13	0,07	н/о
Pb	69	63	68
Th	10	14	н/о
U	2,8	2,8	н/о
Sc	11	11	н/о
V	66	69	70
Cr	462	409	н/о
Co	42	44	43
Ni	729	772	720
Cu	26,4	33	30
Zn	544	752	550
Y	12	13	н/о
Zr	139	62	140
Nb	126	130	110
Hf	3,3	1,6	н/о
Ta	6,1	4,7	н/о

Примечание: н/о — не определяли.

А.А. Носовой (ИГЕМ РАН). Как видно из данных табл. 4, наилучшим образом вскрытие образца происходит при кислотном разложении. При разложении методом спекания происходят существенные потери Zr, а также и не очень значительные, но ощутимые потери Hf, Ta, Rb и Sr. Таким образом, для пробоподготовки кимберлитов и других высококарбонатных пород следует выбирать кислотное разложение.

Граниты тестировали по отечественному аттестованному стандартному образцу СГ-3 (табл. 5). Для этого образца результаты получились неоднозначными. Так, для наиболее полного извлечения в раствор таких элементов, как Rb, Sr, Cs, Pb, V,

Таблица 5

Измеренное содержание элементов-примесей в стандартных образцах горных пород (СГ-3)

Элемент	Мультикислотное разложение, найденное содержание, мкг/г	Спекание, найденное содержание, мкг/г	Аттестованное содержание, мкг/г
Li	58	60	52
Rb	139	133	140
Sr	10	7	8
Mo	1	1	1
Cs	3,8	3,6	4,5
Ba	63	60	90
La	40	41	45
Ce	88	88	90
Pr	12,1	12,1	11,6–13,6
Nd	47	48	50
Sm	10	10	10
Eu	0,3	0,3	0,4
Gd	8,3	8,0	8,6–11,3
Tb	1,5	1,5	1,7
Dy	9	9	10
Ho	1,81	1,94	1,64–2,5
Er	6	6	6
Tm	0,87	0,92	0,87–1,1
Yb	6,4	6,5	7,6
Lu	1,0	1,0	0,9
Pb	9	8	10
Th	7	7	8
U	1,8	1,9	1,8
Sc	3,5	3,4	4,6
V	3	3	6
Cr	30	29	31
Co	1,1	0,4	1,3
Ni	3	3	6
Cu	10	12	12
Zn	145	141	140
Y	46	49	60
Zr	314	378	508
Nb	16	16	20
Hf	6,8	8,5	13,1
Ta	0,81	0,93	1,18

лучший результат показал метод кислотного разложения, а для более качественного извлечения Zr, Hf и Ta-метод спекания. Видимо, в случае анализа пород кислого состава предпочтение будет отдано методу, который лучше подходит под конкретные геологические задачи. При пробоподготовке таких сложных образцов важно знать их матричный состав, чтобы правильно подобрать методику.

Образец донных отложений MODAS-2 использован нами для того, чтобы убедиться, что органические компоненты не образуют осадок при спекании, как это происходит в случае кислотного разложения, и определить качество применения этого метода для проб, содержащих органику.

В результате спекания и последующей обработки кислотами образец полностью перешел в раствор без органического осадка. (Результаты анализа в статье не приводятся.)

Для образца дунитов DTS-2b нам не удалось получить удовлетворительные результаты. Слишком низкие значения концентрации элементов примесей при существенном разбавлении не преодолевают пределы обнаружения метода. Перед нами стоит задача разработать специальную методику для ультраосновных пород.

Опыт работы не только с аттестованными стандартами, но и с многочисленными геологическими образцами разного состава (от ультраосновных до щелочных) показал, что предлагаемая методика хорошо показала себя для разложения всех типов пород, кроме кимберлитов; также остался спорным вопрос об универсальности применения метода для гранитов. Разработанный метод не всегда решает проблемы полного разложения хромшпинелидов, флюорита, высокожелезистых и углеродонасыщенных пород, что требует совершенствования и доработки метода. В перечисленных случаях требуется применение дополнительных процедур, которые подбираются индивидуально для каждого типа проблемных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б. и др. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63.

Долежал Я., Повондра П., Шульцек З. Методы разложения горных пород и минералов. М.: Мир, 1968. 274 с.

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006, 360 с.

Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А. и др. Использование метода масс-спектрометрии с индуктив-

Выводы. 1. Полученные данные показывают, что метод ИСП-МС в сочетании с комплексной системой пробоподготовки — высокочувствительный, воспроизводимый и свободный от систематических погрешностей метод анализа твердых образцов, позволяющий определять содержание как ультрамикрокомпонентов, так и элементов, присутствующих в значительном количестве.

2. Нами сформулированы рекомендации по использованию различных методов пробоподготовки (кислотного и метода спекания) для геологических проб разного матричного состава. Для магматических пород основного и щелочного состава пригодны оба метода. Кислые и средние породы авторы рекомендуют разлагать методом спекания. Кимберлиты лучшим образом разлагаются методом кислотного разложения. Породы, содержащие органическую составляющую (донные отложения, почвы и пр.), предлагаем разлагать методом спекания.

Благодарности. Авторы выражают благодарность профессору кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова А.Ю. Бычкову за содействие в разработке методических вопросов пробоподготовки и участие в обсуждении результатов.

но-связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. Вып. 73, С. 12–22.

Надежность анализа горных пород (факты, проблемы, решения) / Отв. ред. В.И. Рехарский. М.: Наука, 1985. 301 с.

GeoReM. Database on geochemical, invironmental and biological reference materials. URL: georem.mpch-mainz.gwdg.de (дата обращения: 01.03.2018).

Поступила в редакцию
01.03.2018

УДК 553.491:549.27:549.731.15

С.Ю. Степанов¹, Р.С. Паламарчук², Д.А. Ханин³, Д.А. Варламов⁴, А.В. Антонов⁵**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМА НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ХРОМИТИТАХ СВЕТЛОБОРСКОГО, ВЕРЕСОВОБОРСКОГО И КАМЕНУШЕНСКОГО КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ МАССИВОВ (СРЕДНИЙ УРАЛ)⁶**

Приведено описание минералогических и геохимических особенностей платиноносных прожилково-вкрапленных и массивных хромититов из дунитов Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского клинопироксенит-дунитовых массивов, расположенных на Среднем Урале. Установлено, что платина в хромититах имеет крайне неравномерное распределение и концентрируется в виде Pt-Fe интерметаллидов. Текстурно-структурные особенности хромититов указанных массивов, распределение в них элементов платиновой группы и состав хромшпинелидов аналогичны детально изученным хромититам зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала (Нижнетагильский и Корякий (Гальмоэнанский)).

Ключевые слова: коренное платиновое оруденение, зональные клинопироксенит-дунитовые массивы, элементы платиновой группы, минералы платиновой группы, хромититы, хромшпинелиды, Средний Урал.

The note describes the mineralogical and geochemical features of platinum-bearing vein-disseminated and massive chromitite from the dunites of the Svetloborsky, Veresovoborsky and Kamenushensky clinopyroxenite-dunite intrusions located in the Middle Urals. It was found that platinum in chromitites has an extremely uneven distribution and is concentrated in the form of Pt-Fe intermetallics. The texture-structural features of the chromitites studied, the distribution of platinum group elements and the composition of chromospinelides in them are similar to the detailed study of the chromitites of the zonal clinopyroxenite-dunite intrusions of the Urals (Nizhnetagilsky and Koryakia (Gal'moenan)).

Key words: bedrock platinum mineralization, zonal clinopyroxenite-dunite intrusions, platinum group elements, platinum group minerals, chromitites, chromospinelides, the Middle Urals.

Введение. История исследования клинопироксенит-дунитовых массивов Урала как источников крупных платиновых россыпей и потенциальных коренных месторождений элементов платиновой группы (ЭПГ) насчитывает более 100 лет. Наиболее детально исследованы дуниты и хромититы Нижнетагильского массива [Бетехтин, 1928; Заварицкий, 1935; Лазаренков и др., 1992; Иванов, 1997; Пушкарев и др., 2007; Степанов и др., 2015], входящего в качканарский плутонический комплекс. В этот же комплекс входят Уктусский, Светлоборский, Вересовоборский, Каменушенский массивы и др. Особенности геологического строения, закономерности распределения платиноидов и форма их концентрации для Уктусского массива детально рассмотрены в работе Е.В. Пушкарева [2000]. Хромититы и содержащиеся в них минералы платиновой группы (МПГ) Каменушенского массива описаны

в работе Н.Д. Толстых с соавторами [Толстых и др. 2011]. Зоны с повышенным содержанием хромшпинелида в дунитах и хромититовых телах Светлоборского и Вересовоборского массивов обнаружены одним из авторов статьи в 2014 г. при геологических изысканиях [Степанов, 2014]. Для этих зон выявлены закономерности геологического строения и охарактеризованы минералы платиновой группы [Малич и др., 2017; Степанов и др., 2017], однако до сих пор отсутствует полноценный анализ содержания и распределения ЭПГ в хромититах.

В статье приведены авторские результаты опробования хромититов и вмещающих их дунитов на элементы платиновой группы с использованием методов масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, пробирного анализа и весового определения навесок минералов платиновой группы в породах и рудах. Сравнение

¹ Институт геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого, инженер-исследователь; *e-mail:* stepanov-1@yandex.ru

² Санкт-Петербургский горный университет, аспирант; *e-mail:* palamarchuk22@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, техник; Институт экспериментальной минералогии РАН, науч. с.; *e-mail:* mamontenok49@yandex.ru

⁴ Институт экспериментальной минералогии РАН, ст. науч. с.; *e-mail:* dima@iem.ac.ru

⁵ Всероссийский геологический институт имени А.П. Карпинского, ст. науч. с.; *e-mail:* avlanaa@yandex.ru

⁶ Работа выполнена при поддержке Комплексной программы УрО РАН (проект № 18-5-5-32).

полученных результатов позволяет обосновать наиболее корректную методику опробования в ходе геологоразведочных работ, а также оценить концентрацию и распределение платины в дунитах и хромититах. Установлено, что хромититы Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского клинопироксенит-дунитовых массивов имеют ряд геохимических особенностей, обусловленных характером распределения и составом минералов платиновой группы.

Материалы и методы исследования. Отбор образцов для исследования проводился в ходе полевых работ в 2013–2014 гг. При детальном изучении канав и обнажений в пределах Светлоборского и Вересовоборского массивов отобраны штучные пробы хромититов и вмещающих их дунитов. Из штучных изготовлены петрографические и минералогические препараты, изученные с использованием оптического микроскопа «Leica DM2500P» в проходящем и отраженном свете. На основании петрографических и минералогических исследований выявлены наиболее типичные образцы дунитов, хромитовых дунитов, прожилково-вкрапленных и массивных хромититов. Состав этих образцов и, в частности, содержание в них элементов платиновой группы изучены с применением масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, центральная аналитическая лаборатория ФГБУ «ВСЕГЕИ», прибор «ELAN-6100 DRC», аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов). Для уточнения содержания платины образцы проанализированы пробирно-атомно-эмиссионным методом (ЗАО «РАЦ МИА»): пробирное концентрирование по СТП 1402.151.1-2014 (серебряный корольек); атомно-эмиссионное определение выполнено по инструкции НСАМ 366-С на атомно-эмиссионном спектрометре «ICAP 6300» (свидетельство о проверке № 0165876 от 24.10.2017 г.). Определение массовой доли Os проведено методом ICP-MS по СТП 35-12-241 и СТП 35-12-282 (ООО «Институт Гипроникель», спектрометр «ICAPQc», исполнители А.А. Беляков, П.Н. Соловьев, Л.Б. Красотина, С.И. Белянинова). С учетом того, что большая часть ЭПГ в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах образует собственные минералы с преобладанием Pt-Fe интерметаллидов [Лазаренков и др., 1992], из хромититов были отобраны крупнообъемные пробы массой 50–70 кг для дробления и последующего обогащения на центробежном концентрате КР-400 с извлечением агрегатов и индивидов МПГ (всего 17 проб крупнообъемного опробования). Содержание платины в этих пробах подсчитывалось путем взвешивания концентрата МПГ с учетом среднего содержания Pt в составе Pt-Fe интерметаллидов, а также распространенности вторичных минералов из группы тетраферроплатины (для Светлоборского массива 0,85, для Вересовоборского 0,78 и для Каменушенского 0,83).

Изучение морфологии зерен и агрегатов МПГ проводилось на растровых электронных микроскопах «CamScan MX2500» во Всероссийском геологическом институте имени А.П. Карпинского (аналитик А.В. Антонов) и «Camscan MV2300» в ИЭМ РАН (аналитик Д.А. Варламов). Состав минералов и строение их индивидов исследованы методом рентгеноспектрального микроанализа с ЭДС-спектрометрами (микроскоп «CamScan MV2300» с детектором «INCA Energy 350», ИЭМ РАН, аналитик Д.А. Варламов), а также с помощью микроанализаторов, оснащенных волновыми детекторами («Camebax SX50», Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, аналитик Д.А. Ханин).

Для классификации хромшпинелидов использованы диаграммы, основанные на содержании в их составе трехвалентных катионов, TiO_2 , а также коэффициенты хромистости $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$ и магнезиальности $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$.

Характеристика хромититов. На основе результатов проведенного авторами картирования дунитов Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов и изучения штучного материала хромититы были подразделены на прожилково-вкрапленные и массивные. Ряд авторов [Заварицкий, 1935; Пушкарев и др., 2007] классифицируют прожилково-вкрапленные хромититы как сингенетические, а массивные — как эпигенетические по отношению к вмещающим дунитам.

Участки наибольшего скопления хромититов контролируются зонами постепенного перехода — фаціальными контактами «полей» дунитов, отличающихся по зернистости. Так, в юго-западном эндоконтакте дунитового тела (урочище Утянка и 7-й лог) Светлоборского массива в зоне перехода тонкозернистых дунитов в мелкозернистые обнаружены многочисленные жилы массивных хромититов. В пределах рудопроявления Вершинное зоны с повышенной концентрацией прожилково-вкрапленных и массивных хромититов расположены в зоне фаціального контакта мелкозернистых и среднезернистых порфировидных дунитов [Степанов и др., 2017]. В контурах дунитового ядра Вересовоборского массива наибольшая концентрация хромититов выявлена в области фаціального контакта поля, сложенного грубозернистыми дунитами и дунитовыми пегматитами, со среднезернистыми порфировидными дунитами [Степанов и др., 2017]. В верховьях р. Большая Каменушка, протекающей по дунитовому ядру Каменушенского массива, зона повышенной концентрации хромититов находится на контакте небольшого тела грубозернистых дунитов со среднезернистыми порфировидными дунитами. В целом особенности положения хромититов Светлоборского, Каменушенского и Вересовоборского массивов отвечают ранее выявленным закономерностям для Нижнетагильского [Иванов, 1997;

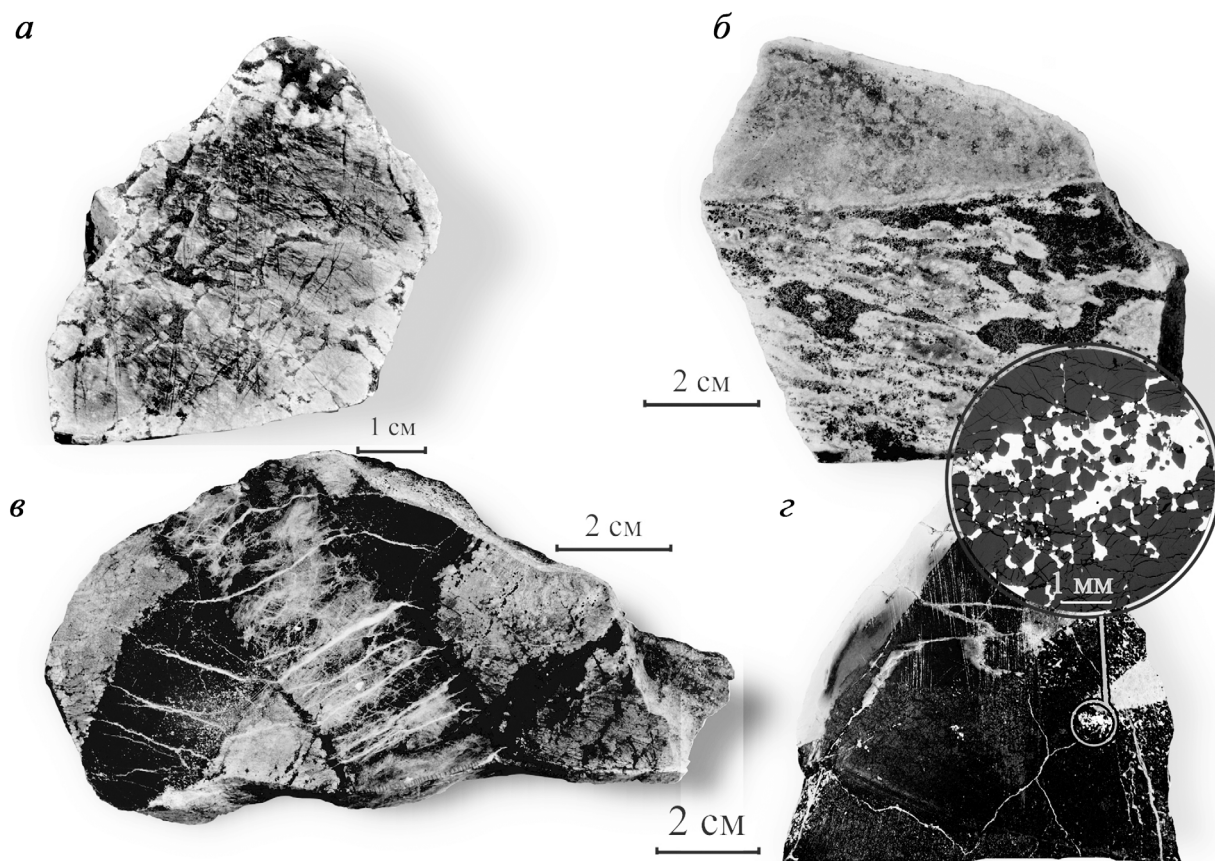


Рис. 1. Структурно-текстурные особенности хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала: *а* — редкие прожилково-вкрапленные хромититы в серпентинизированном дуните (Вересовоборский массив); *б* — густовкрапленные прожилково-вкрапленные хромититы в серпентинизированном дуните (Светлоборский массив); *в* — массивный жильный хромитит, пересеченный пироксенитовым прожилком (Каменушенский массив); *г* — крупное скопление Pt-Fe минералов в массивном жильном хромитите (Вересовоборский массив)

Пушкарев, 2007] и Кондерского [Столяров, 2002] клинопироксенит-дунитовых массивов.

Прожилково-вкрапленные хромититы представляют собой сгущение тонких прожилков в массе дунита. Наименьшее содержание хромшпинелида (60–65%) присуще маломощным скоплениям прожилково-вкрапленных хромититов (рис. 1, *а*). Многочисленные тела прожилково-вкрапленных хромититов часто объединены в более мощные жильные обособления, окруженные многочисленными обособлениями хромшпинелида, где зерна хромшпинелидов расположены цепочками, присутствие которых обуславливает плавный характер контактов этого типа хромититов с вмещающими дунитами (рис. 1, *б*). При удалении от тел прожилково-вкрапленных хромититов количество хромшпинелида в дунитах снижается по мере их перехода в хромитовые дуниты, что сопровождается ореолами дунитов с повышенным количеством вкрапленности аксессуарного хромшпинелида. Мощность тел прожилково-вкрапленных хромититов не превышает 20–25 см, а по простиранию эти тела прослеживаются на расстояние не более 1,5 м. Наиболее распространен этот тип хромититов в пределах рудопроявления Вершинное в южной

части дунитового ядра Светлоборского массива [Малич и др., 2017; Степанов и др., 2017].

Массивные жильные хромититы (рис. 1, *в*, *г*) слагают тела мощностью до 30 см, как правило, имеющие резкие контакты по отношению к дуниту. По простиранию отдельные жилы прослеживаются на расстояние до 1 м. Однако нередко жилы массивных хромититов образуют густые скопления изометричной формы, напоминающие шилры, аналогичные описанным в Господской шахте и Сырковом логу Нижнетагильского массива [Заварицкий, 1935]. Часто из-за густого скопления многочисленных жил массивных хромититов рудные тела приобретают брекчиевую текстуру. Для ряда тел массивных жильных платиноносных хромититов Вересовоборского массива установлена зональность, обусловленная присутствием в центральной части жилы крупнозернистых хромититов с постепенным уменьшением размера зерен хромшпинелида по мере приближения к границе жильного тела. Именно в таких хромититах обнаружены крупные скопления Pt-Fe минералов, диаметр которых в редких случаях достигает 5 см (рис. 1, *г*).

Индивиды аксессуарных и слагающих прожилково-вкрапленные и массивные хромититы

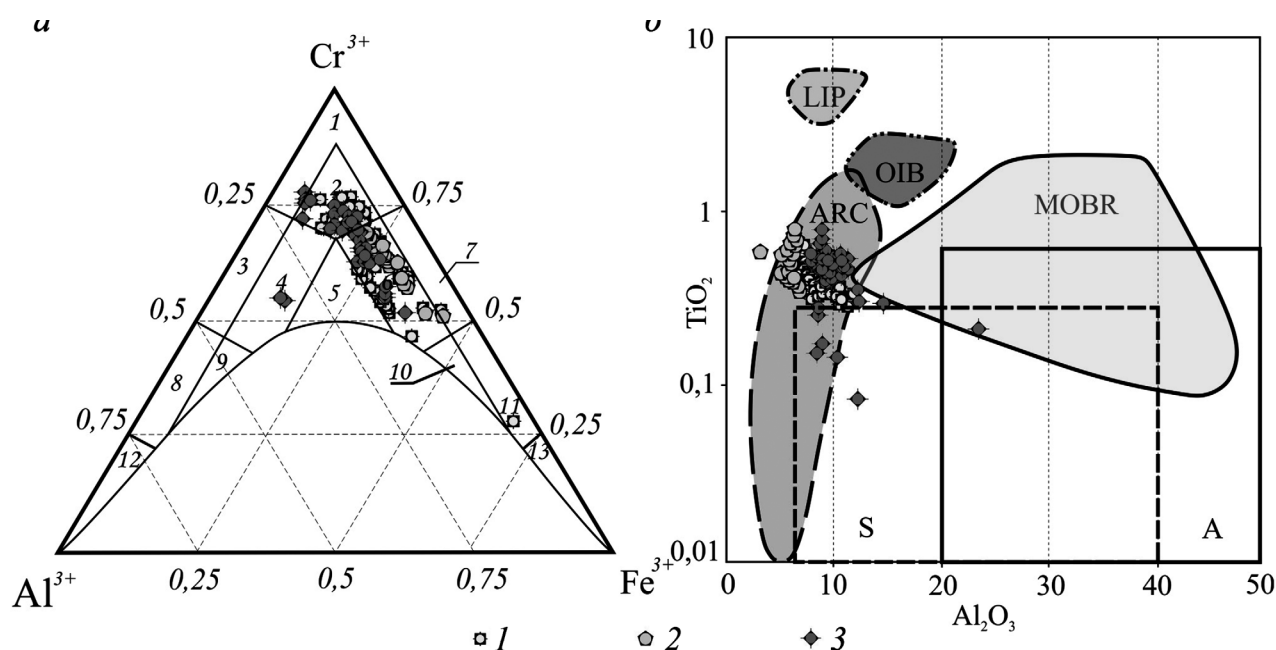


Рис. 2. Положение фигуративных точек — результатов рентгеноспектрального микроанализа хромшпинелидов на классификационной диаграмме Н.В. Павлова (а), по [Павлов и др., 1979]: 1 — хромит, 2 — субферрихромит, 3 — алюмохромит, 4 — субферриалюмохромит, 5 — ферриалюмохромит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — феррихромит, 8 — хромпикотит, 9 — субферрихромпикотит, 10 — субалюмохроммагнетит, 11 — хроммагнетит, 12 — пикотит, 13 — магнетит, а также и на дискриминационной диаграмме соотношения содержания титана и алюминия (б), по [Kamenetsky et al., 2001]: поля: LIP — крупные изверженные провинции, OIB — базальты океанических островов, ARC — вулканы островных дуг, MORB — магматические породы срединно-океанических хребтов, А — перидотиты COX, S — перидотиты из надсубдукционных зон; 1–3 — хромшпинелиды из хромититов в массивах: 1 — Светлоборский, 2 — Вересовоборский, 3 — Каменушенский

хромшпинелидов в большинстве случаев не обладают выраженной зональностью или секториальностью. Лишь для кристаллов хромшпинелида, заключенных в агрегат Pt-Fe минералов из Каменушенского массива, выявлены зональность и секториальность с существенной вариацией содержания Fe_2O_3 . В целом состав хромшпинелидов по классификации Н.В. Павлова [1979] отвечает субферрихромиту и субалюмоферрихромиту (рис. 2, а; табл. 1) и укладывается в тренд, типичный для хромшпинелидов зональных клинопироксенит-дунитовых массивов [Лазаренков и др., 1992]. Во всех исследуемых массивах хромшпинелиды обладают высокой хромистостью ($Cr\# = 0,87$) и низкой магнезиальностью ($Mg\# = 0,27$). При этом акцессорные хромшпинелиды характеризуются наименьшими значениями хромистости и магнезиальности. Для хромшпинелидов из массивных жильных хромититов, напротив, характерны максимальные значения этих коэффициентов. По соотношению $TiO_2-Al_2O_3$ проанализированные хромшпинелиды на диаграмме попадают в поле составов (рис. 2, б), характерных для вулканитов островных дуг [Kamenetsky et al., 2001].

Минералы платиновой группы. Среди минералов платиновой группы в хромититах Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов преобладают Pt-Fe интерметаллиды, по составу соответствующие изоферроплатине Pt_3Fe (табл. 2) и самородной платине с формулой Pt_2Fe

(железистая платина). Pt-Fe минералы преимущественно встречаются в виде агрегатов размером 0,2–1,0 мм и редко в виде отдельных индивидов размером $<0,1$ мм. Для хромититов Вересовоборского массива характерны довольно крупные скопления Pt-Fe минералов размером несколько сантиметров. В разведочной скважине № 109 описан самородок платины размером 2,5 см [Трушин и др., 2017]. В отвалах разведочной канавы № 110 в массивных жильных хромититах обнаружено скопление минералов платиновой группы размером 0,3×1,2 см.

Индивиды Pt-Fe минералов размером $<0,1$ мм, заключенные в хромшпинелиде, имеют преимущественно идиоморфное очертание (рис. 3, а–в). Крупные индивиды Pt-Fe минералов в большинстве случаев огранены индукционными гранями (рис. 3, г–д), сформированными при их совместном росте с хромшпинелидом, с подчиненным количеством ксеноморфных (отпечатковых) поверхностей. Крайне редки индивиды Pt-Fe минералов с собственными кристаллографическими формами с преобладанием граней {100}. В среднем для Pt-Fe интерметаллидов, без учета составов минералов группы тетраферроплатины, из хромититов Светлоборского массива содержание Pt составляет 89,8 масс.% (по данным 450 анализов), Вересовоборского — 85,6 масс.% (по данным 215 анализов) и Каменушенского — 87,5 масс.% (по данным 137 анализов). Пониженное среднее

Таблица 1

Состав хромшпинелидов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала

№ п/п	Шифр	MgO	MnO	FeO	NiO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Тип	Σ	Cr#	Mg#	Формула
Каменушешский массив														
1	K-7.2	6,32	0,12	20,60	0,12	11,20	0,45	45,90	14,50	1	99,22	0,80	0,23	(Fe _{0,65} Mg _{0,33}) _{0,98} (Cr _{1,24} Al _{0,45} Fe _{0,31} Ti _{0,01}) _{2,02} O ₄
2	K-0.3	5,79	0,29	23,80	0,12	9,95	0,38	44,80	15,50	2	100,61	0,82	0,20	(Fe _{0,70} Mg _{0,30} Mn _{0,01}) _{1,01} (Cr _{1,21} Al _{0,40} Fe _{0,37} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
3	5_13	5,89	0,58	21,70	—	8,46	0,41	35,90	26,30	3	99,29	0,81	0,21	(Fe _{0,68} Mg _{0,31} Mn _{0,02}) _{1,01} (Cr _{0,99} Fe _{0,64} Al _{0,35} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
4	5_16	6,56	0,78	24,00	0,23	7,72	0,36	49,10	12,00	3	100,82	0,86	0,21	(Fe _{0,64} Mg _{0,34} Mn _{0,02}) _{1,01} (Cr _{1,32} Al _{0,31} Fe _{0,35} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
5	K-0.1	9,30	0,10	18,00	0,15	10,20	0,53	51,50	10,70	2	100,52	0,83	0,34	(Fe _{0,52} Mg _{0,46}) _{0,98} (Cr _{1,35} Al _{0,40} Fe _{0,25} Ti _{0,01}) _{2,02} O ₄
Вересовоборский массив														
6	B-6/1	8,54	0,14	18,10	0,08	7,23	0,81	42,90	21,40	1	99,14	0,86	0,32	(Fe _{0,55} Mg _{0,44}) _{0,99} (Cr _{1,17} Fe _{0,52} Al _{0,29} Ti _{0,02}) _{2,01} O ₄
7	B-6/2	8,23	0,16	17,40	0,12	6,78	0,69	45,30	22,10	1	100,83	0,87	0,32	(Fe _{0,57} Mg _{0,42}) _{0,99} (Cr _{1,22} Fe _{0,49} Al _{0,27} Ti _{0,02}) _{2,01} O ₄
8	B-6/3	7,89	0,26	15,90	—	6,52	0,71	47,70	20,90	1	100,04	0,88	0,33	(Fe _{0,60} Mg _{0,41} Mn _{0,01}) _{1,02} (Cr _{1,30} Fe _{0,40} Al _{0,26} Ti _{0,02}) _{1,98} O ₄
9	B-1/1	9,36	0,12	16,90	0,11	6,57	0,74	44,70	20,00	2	98,55	0,87	0,36	(Fe _{0,51} Mg _{0,48}) _{0,99} (Cr _{1,22} Fe _{0,49} Al _{0,27} Ti _{0,02}) _{2,01} O ₄
10	B-1/2	9,32	0,23	17,30	0,17	6,59	0,75	45,10	19,50	2	98,91	0,87	0,35	(Fe _{0,53} Mg _{0,48} Mn _{0,01}) _{1,02} (Cr _{1,22} Fe _{0,47} Al _{0,27} Ti _{0,02}) _{1,98} O ₄
11	B-1/3	9,43	0,12	16,90	0,07	6,75	0,77	46,30	19,10	2	99,47	0,87	0,36	(Fe _{0,51} Mg _{0,48}) _{0,99} (Cr _{1,25} Fe _{0,46} Al _{0,27} Ti _{0,02}) _{2,01} O ₄
Светлоборский массив														
12	C-8/4	4,58	0,74	31,40	—	9,35	0,45	35,15	20,3	1	101,97	0,79	0,13	(Fe _{0,76} Mg _{0,23} Mn _{0,02}) _{1,01} (Cr _{0,95} Fe _{0,65} Al _{0,38} Mn _{0,02} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
13	C-3/1	8,63	0,43	23,50	—	7,05	0,55	50,37	11,45	2	101,98	0,88	0,27	(Fe _{0,57} Mg _{0,43} Mn _{0,01}) _{1,01} (Cr _{1,33} Fe _{0,37} Al _{0,28} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
14	C-3/4	10,20	0,82	20,80	—	6,78	0,70	49,75	13,10	2	101,95	0,88	0,33	(Fe _{0,50} Mg _{0,50} Mn _{0,02}) _{1,02} (Cr _{1,30} Fe _{0,40} Al _{0,26} Ti _{0,02}) _{1,98} O ₄
15	C-0/1	4,14	0,44	24,00	0,12	5,45	0,60	40,60	22,70	3	98,05	0,88	0,15	(Fe _{0,75} Mg _{0,23} Mn _{0,01}) _{0,99} (Cr _{1,16} Fe _{0,59} Al _{0,23} Ti _{0,02}) _{2,01} O ₄
16	C-0/3	9,41	0,12	18,00	0,11	6,60	0,74	44,90	19,30	3	99,18	0,87	0,34	(Fe _{0,51} Mg _{0,48}) _{0,99} (Cr _{1,21} Fe _{0,50} Al _{0,27} Ti _{0,02}) _{2,01} O ₄

Примечания. 1–3 типы: 1 — аксессуарный хромшпинелид в дуните, 2 — хромшпинелид из прожилково-вкрапленных или массивных хромитов, 3 — хромшпинелид, срastaющийся или заключенный в Pt-Fe минералы; Cr# — Cr/(Cr+Al); Mg# — Mg/(Mg+Fe²⁺). Здесь и далее прочерк — ниже предела обнаружения. Формулы рассчитаны на 4 атома О. Прибор «Camebax SX 50», аналитик Д.А. Ханин.

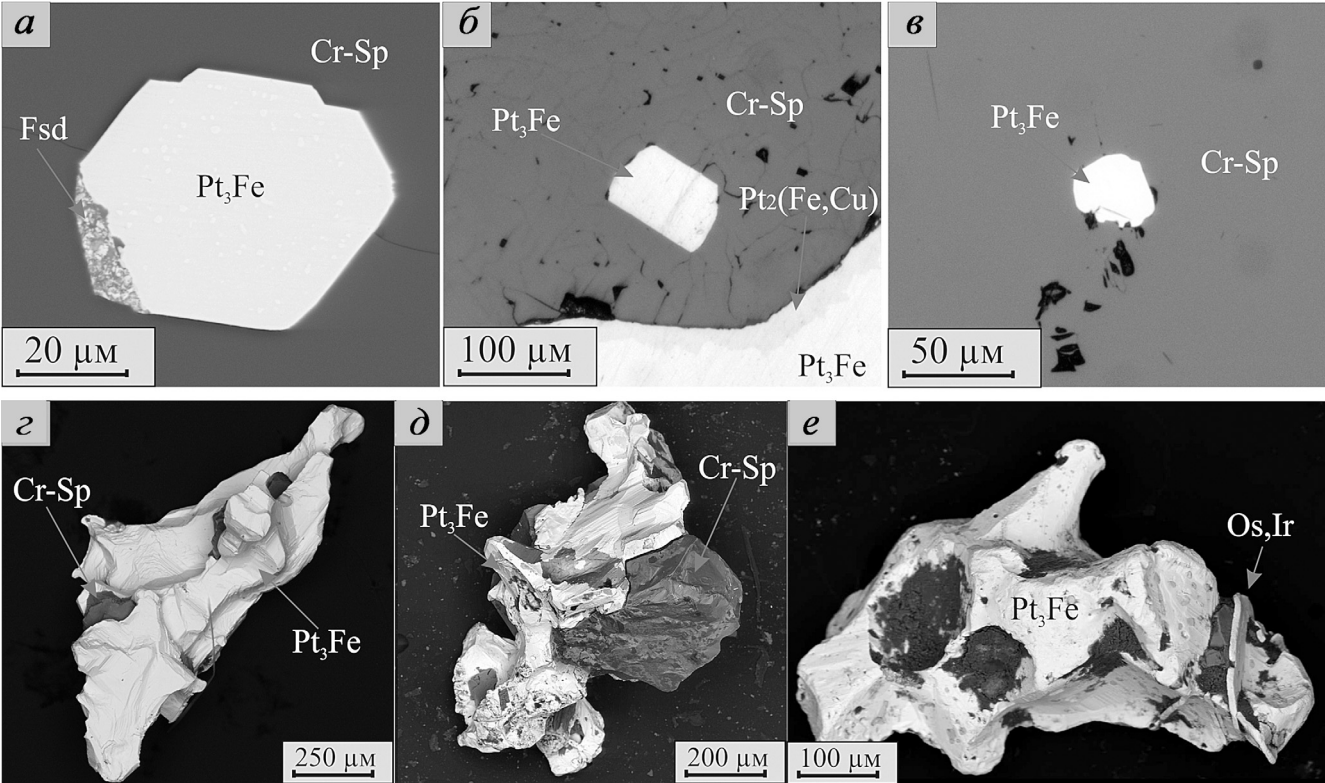


Рис. 3. Морфологические особенности индивидов и агрегатов Pt-Fe минералов из хромитов Светлоборского (а, з), Вересовоборского (б, д) и Каменушешского (в, е) клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала. Сокращения: Cr-Sp — хромшпинелид; Pt₃Fe — интерметаллиды с составом изоферроплатины; Pt₂(Fe,Cu) — туламинит; Os,Ir — иридий-осмий, Fsd — феродсит (а), Вересовоборского (б) и Каменушешского (в) массивов

Таблица 2

Состав Pt-Fe минералов из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала

№ п/п	Привязка	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Σ ЭПГ	Σ	Формула
Светлоборский массив													
1	El-Del-1	7,52	—	0,68	—	0,10	0,47	—	1,80	89,70	92,11	100,27	$(Pt_{2,97}Ir_{0,06}Pd_{0,03}Rh_{0,01})_{3,06}(Fe_{0,87}Cu_{0,07})_{0,94}$
2	El-Del-1	7,50	—	0,60	—	0,85	0,55	0,13	2,74	87,84	92,13	100,21	$(Pt_{2,89}Ir_{0,09}Rh_{0,05}Pd_{0,03})_{3,07}(Fe_{0,86}Cu_{0,06})_{0,92}$
3	El-Del-1	7,00	0,08	0,71	0,16	1,44	0,38	0,40	3,56	86,90	92,84	100,63	$(Pt_{2,86}Ir_{0,12}Rh_{0,09}Pd_{0,02}Os_{0,01}Ru_{0,01})_{3,11} \times (Fe_{0,81}Cu_{0,07}Ni_{0,01})_{0,89}$
4	Канава-36	8,76	—	0,63	—	0,82	0,71	0,27	1,15	87,67	90,62	100,01	$(Pt_{2,82}Rh_{0,05}Ir_{0,04}Pd_{0,04}Os_{0,01})_{2,95}(Fe_{0,98}Cu_{0,06})_{1,05}$
5	Канава-36	8,24	—	0,73	—	0,68	0,24	0,26	1,39	88,33	90,90	99,87	$(Pt_{2,88}Ir_{0,05}Rh_{0,04}Pd_{0,01}Os_{0,01})_{2,99}(Fe_{0,94}Cu_{0,07})_{1,01}$
6	Канава-32	8,71	—	0,53	—	0,57	0,19	0,21	0,56	88,45	89,98	99,22	$(Pt_{2,88}Rh_{0,04}Ir_{0,02}Pd_{0,01}Os_{0,01})_{2,95}(Fe_{0,99}Cu_{0,05})_{1,05}$
7	Канава-32	8,41	—	0,71	—	0,68	0,49	0,28	2,18	86,44	90,07	99,19	$(Pt_{2,82}Ir_{0,07}Rh_{0,04}Pd_{0,03}Os_{0,01})_{2,97}(Fe_{0,96}Cu_{0,07})_{1,03}$
Среднее		8,02	0,02	0,66	0,03	0,73	0,43	0,23	1,91	87,90	91,24		
Вересовоборский массив													
8	Канава-106	8,22	0,05	0,93	—	0,59	—	0,14	0,70	89,35	90,78	99,98	$(Pt_{2,90}Ir_{0,02}Rh_{0,04})_{2,96}(Fe_{0,93}Cu_{0,09}Ni_{0,01})_{1,03}$
9	Канава-106	8,35	0,09	1,02	—	0,57	0,12	0,21	0,32	90,05	91,27	100,73	$(Pt_{2,89}Rh_{0,03}Ir_{0,01}Pd_{0,01}Os_{0,01})_{2,95} \times (Fe_{0,94}Cu_{0,10}Ni_{0,01})_{1,05}$
10	Канава-106	8,17	0,20	0,38	—	0,54	0,41	—	—	90,74	91,69	100,44	$(Pt_{2,95}Rh_{0,03}Pd_{0,02})_{3,01}(Fe_{0,93}Cu_{0,04}Ni_{0,02})_{0,99}$
11	Канава-110	8,39	—	0,50	—	0,47	0,21	—	—	89,77	90,45	99,34	$(Pt_{2,95}Rh_{0,03}Pd_{0,01})_{2,99}(Fe_{0,96}Cu_{0,05})_{1,01}$
12	Канава-110	6,79	—	1,61	0,53	1,04	0,46	—	—	89,43	91,46	99,86	$(Pt_{2,93}Rh_{0,06}Pd_{0,03}Ru_{0,03})_{3,06}(Fe_{0,78}Cu_{0,16})_{0,94}$
13	Канава-110	10,58	0,86	1,33	—	0,25	0,51	—	5,64	80,60	90,90	99,87	$Pt_{0,61}Fe_{0,28}Ir_{0,04}Cu_{0,03}Ni_{0,02}Pd_{0,01}$
14	El-Del-2	11,89	—	—	—	0,07	0,11	—	0,21	88,11	88,50	100,39	$Pt_{0,68}Fe_{0,32}$
15	El-Del-2	8,81	—	0,55	—	0,42	0,14	—	—	90,60	91,16	100,52	$(Pt_{2,92}Rh_{0,03}Pd_{0,01})_{2,95}(Fe_{0,99}Cu_{0,05})_{1,05}$
Среднее		8,90	0,15	0,79	0,07	0,49	0,25	0,04	0,86	88,58	90,78		
Каменушенский массив													
16	El-Del-3	8,76	—	—	0,64	1,09	—	0,65	4,60	84,72	91,70	100,46	$(Pt_{2,73}Ir_{0,15}Rh_{0,07}Os_{0,02}Ru_{0,04})_{3,01}(Fe_{0,99}Cu_{0,00})_{0,99}$
17	El-Del-3	8,13	—	0,59	—	0,74	—	0,19	0,79	89,63	91,35	100,07	$(Pt_{2,93}Rh_{0,05}Ir_{0,03}Os_{0,01})_{3,01}(Fe_{0,93}Cu_{0,06})_{0,99}$
18	El-Del-3	7,61	—	1,29	0,53	1,07	—	0,86	0,08	88,65	91,19	100,09	$(Pt_{2,88}Rh_{0,07}Os_{0,03}Ru_{0,03})_{3,01}(Fe_{0,86}Cu_{0,13})_{0,99}$
19	El-Del-3	8,68	—	—	—	0,97	—	0,38	0,00	89,26	90,61	99,29	$(Pt_{2,93}Rh_{0,06}Os_{0,01})_{3,00}(Fe_{1,00}Cu_{0,00})_{1,00}$
20	Хр-Ув-1	7,79	—	0,92	—	0,22	—	—	0,81	89,69	90,72	99,43	$(Pt_{2,97}Ir_{0,03}Rh_{0,01})_{3,01}(Fe_{0,90}Cu_{0,09})_{0,99}$
21	Хр-Ув-2	8,15	—	0,54	0,41	1,03	—	1,02	1,16	88,09	91,71	100,40	$(Pt_{2,86}Rh_{0,06}Ir_{0,04}Os_{0,03}Ru_{0,03})_{3,02}(Fe_{0,93}Cu_{0,05})_{0,98}$
22	Хр-Ув-3	8,19	—	0,66	0,00	0,79	—	0,86	—	89,89	91,54	100,39	$(Pt_{2,92}Rh_{0,05}Os_{0,03})_{3,00}(Fe_{0,93}Cu_{0,07})_{1,00}$
23	Хр-Ув-4	7,71	0,17	0,91	0,60	1,43	0,22	—	2,29	85,86	90,40	99,19	$(Pt_{2,80}Rh_{0,09}Ir_{0,08}Ru_{0,04})_{3,01}(Fe_{0,88}Cu_{0,09}Ni_{0,02})_{0,99}$
24	Хр-Ув-5	7,90	—	—	—	1,40	—	—	0,40	88,91	90,71	98,61	$(Pt_{2,97}Rh_{0,09}Ir_{0,01})_{3,08}Fe_{0,92}$
25	Хр-Ув-6	12,10	0,33	0,19	0,94	1,35	—	—	0,85	84,85	87,99	100,61	$Pt_{0,63}Fe_{0,32}Rh_{0,02}Ir_{0,01}Ru_{0,01}Ni_{0,01}$
26	Хр-Ув-7	11,85	0,25	0,59	0,23	1,14	0,85	—	1,14	83,38	86,74	99,43	$Pt_{0,63}Fe_{0,31}Rh_{0,02}Ir_{0,01}Ru_{0,01}Cu_{0,01}Ni_{0,01}$
Среднее		8,81	0,07	0,52	0,30	1,02	0,10	0,36	1,10	87,54	90,42		

Примечания. El-Del — элювиально-делювиальные отложения, перекрывающие рудные зоны на разведочных участках Вершинный (El-Del-1), Вересовоборский (El-Del-2) и Хромитовый увал (El-Del-3); Хр-Ув — коренные выходы в пределах Хромитового увала. Анализы № 1–12, 15–24 — изоферроплатина, формула рассчитана на 4 атома; анализы № 13, 14, 25, 26 — железистая платина, формула рассчитана на 100%. Прибор «Camebax SX 50», аналитик Д.А. Ханин.

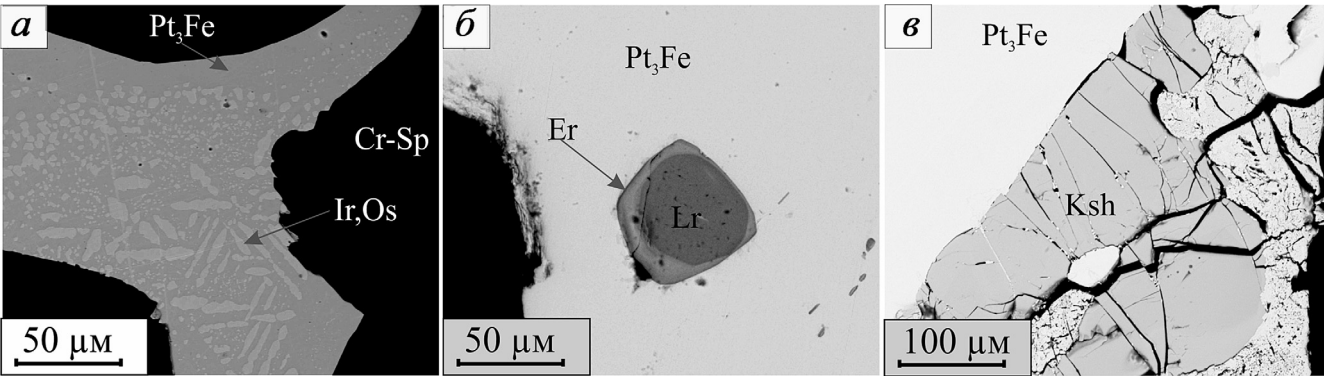


Рис. 4. Включения в Pt-Fe минералах Светлоборского массивов (а), Вересовоборского (б) и Каменушенского (в). Сокращения: Cr-Sp — хромшпинелид; Pt₃Fe — интерметаллиды с составом изоферроплатины; Ir,Os — осмистый иридий; Er — эрликманит; Lr — лаурит; Ksh — кашинит

содержание платины в Pt-Fe ассоциации из хромититов Вересовоборского массива обусловлено относительно широким распространением железистой платины Pt_2Fe .

В хромититах Вересовоборского и Каменушенского массивов первичные Pt-Fe интерметаллиды в существенной мере замещены минералами группы тетраферроплатины. Из них наибольшим распространением пользуется туламинит, формирующий каймы вокруг железистой платины или (реже) изоферроплатины. Туламинит в свою очередь замещается тетраферроплатиной и минералом с составом Cu_3Pt .

Отдельно остановимся на составе включений в Pt-Fe минералах. Отличительная особенность хромититов Светлоборского массива по сравнению с хромититами из других клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала — широкое распространение в качестве включений самородного иридия и сульфидов ЭПГ изоморфных рядов кашинит—бауит и эрликманит—лаурит, а также минералов группы Ir—Rh тиошпинелей (купроиридсит—купорродсит) [Степанов и др., 2017]. Самородный иридий образует распад твердого раствора в Pt-Fe минералах (рис. 4, а) и реже собственные агрегаты [Паламарчук, 2016]. Состав этого минерала существенно варьирует из-за изменения содержания Os и Pt. Минералы группы эрликманит—лаурит обнаружены в виде зональных идиоморфных включений в Pt-Fe матрице [Степанов и др., 2017], редко срastaющихся с хромшпинелидом. Зональность выражается в повышении содержания Os в лаурите от центральной части индивида к краевой с переходом в эрликманит (рис. 4, б). Морфологические и анатомические особенности индивидов минералов ряда кашинит—бауит в большинстве случаев аналогичны лауриту. Их зональность выражается в увеличении содержания Rh от центра кристалла к краю с переходом бауита в кашинит. Однако обнаружены индивиды и без ярко выраженной зональности (рис. 4, в).

Основные включения в Pt-Fe минералах из хромититов Вересовоборского массива — гексагональные идиоморфные пластинки самородного осмия, заключенные в Pt-Fe матрицу или реже в хромшпинелиды. В меньшем количестве распространены сульфиды ЭПГ.

В Pt-Fe минералах из хромититов Каменушенского массива широко распространены включения сульфидов ЭПГ [Козлов и др., 2011; Толстых и др., 2011]. Они образуют мелкие (25 мкм), часто зональные зерна, обычно имеющие изометричный облик. Среди минералов изоморфных рядов лаурит—эрликманит и бауит—кашинит наиболее часто встречается лаурит. Из минералов изоморфного ряда бауит—кашинит отмечен только бауит. Наряду с сульфидами ЭПГ в качестве включений широко распространены минералы системы твердых растворов Os—Ir—(Ru) — пластинки самородного

осмия и изометричные зерна самородного иридия. Уникальная особенность этих минералов — повышенное содержание Ru достигающее высоких значений (вплоть до 21 ат.%), что не характерно для Os—Ir—(Ru) минералов из хромититов других зональных клинопироксенит-дунитовых массивов.

Общая особенность хромититов исследуемых массивов заключается в преобладании Pt-Fe минералов над другими МПГ. Специфику платино-металльной минерализации для разных массивов определяет характер распространения включений в Pt-Fe матрице и особенности их химического состава.

ЭПГ в хромититах и дунитах. В ходе аналитических исследований установлено, что разные методы анализа массовой доли платины в хромитах дают существенно разные результаты (табл. 3). Так, содержание платиноидов по результатам ICP-MS без предварительной пробирной плавки значительно занижено. Данные масс-спектрометрии с предшествующей пробирной плавкой показывают более высокое содержание платины, причем наблюдается хорошая воспроизводимость анализов. В целом столь существенную разницу в результатах возможно объяснить концентрацией ЭПГ в форме собственных минералов и относительной крупностью их индивидов и агрегатов, вследствие чего точность анализа напрямую зависит от размера аналитической навески, которая существенно больше при пробирной плавке, предваряющей определение массовой доли элемента на масс-спектрометре. Отдельно необходимо рассмотреть разницу между результатами химических анализов и определением содержания платины путем взвешивания гравитационно-обогащенных скоплений МПГ. Так, для Светлоборского и Каменушенского массивов, где в хромититах не установлено распространение крупных агрегатов МПГ, наблюдается высокая сходимость результатов разных методов опробования. В то же время для хромититов Вересовоборского массива выявлена существенная разница между результатами пробирного анализа и определения массовой доли платины путем взвешивания платинового концентрата. Эту особенность можно объяснить присутствием в хромититах Вересовоборского массива весьма крупных агрегатов платиновых минералов, которые полностью учитываются при гравитационном обогащении крупных проб и обуславливают широкую вариацию результатов при химическом анализе.

Для определения содержания других элементов платиновой группы (Os, Ir, Ru, Rh, Pd) из-за их низкой концентрации даже в хромититах приемлемо использовать метод ICP-MS без предварительной пробирной плавки. При анализе концентрации платиноидов в дунитах методы пробирного анализа малопродуктивны из-за высокого предела обнаружения по сравнению с методом ICP-MS. Например, нижний предел обнаружения для Pt

Таблица 3

Содержание благородных металлов в хромититах и дунитах Светлоборского (1–3, 11,12), Вересовоборского (4–7, 13–16), Каменушенского (8–10, 17–19) клинопироксенит-дунитовых массивов, мг/т

Номер п/п	Описание	Проба	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt *	Pt**	Pt (масс)	Au
Хромититы											
1	масс	СБ-125	86,0	150	45,0	350	1 060	3 930	6 200	5 700,00	7,4
2	то же	СБ-126	32,0	60,0	5,10	230	65,0	930	1 760	1 540,00	5,1
3	пр.-вкр	КР-032	150	58,0	99,0	630,0	2710	15 900	80 600	97200,00	15,0
4	то же	КР-106	22,0	29,0	12,0	17,0	39,0	1 280	225	19200,00	82,0
5	масс	ВБ-109	67,0	95,0	41,0	210	19,0	6 220	1 730	36730,00	99,0
6	то же	СБ-130	51,0	120,0	27,0	53,0	190	1 280	8 770	29800,00	9,3
7	то же	СБ-135	7,00	31,0	13,0	61,0	23,0	6 220	2 270	24500,00	3,6
8	пр.-вкр	КР-36	74,0	77,0	6,80	54,0	110	1 150	3 200	4 530,00	14,0
9	масс	КР-60	180,4	182,4	92,8	250,0	384,4	923,2	5 750	7 900,00	37,6
10	то же	Хр-Ув	111,0	29,5	85,5	120,0	3 471,7	18 619,5	н.о.	27300,00	3,9
Среднее			78	83,2	42,7	197,5	807,2	5 645,3	12 278,3	25 440	27,7
Дуниты											
11	м-з	СБ-114	н.п.о.	н.п.о.	2,10	12,0	21,0	33,0	—	—	2,8
12	с-з	СБ-116	2,90	н.п.о.	38,0	н.п.о.	4,50	13,0	—	—	6,3
13	м-з	ВБ-2	0,90	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	4,70	28,0	—	—	4,6
14	с-з	ВБ-24	1,70	н.п.о.	н.п.о.	11,0	4,3	88,5	—	—	н.п.о.
15	г-з	СБ-113	н.п.о.	н.п.о.	2,10	н.п.о.	н.п.о.	5,00	—	—	н.п.о.
16	пегм.	СБ-111	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	42,0	—	—	4,1
17	с-з	КР-48	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	14,0	22,9	61,0	—	—	8,6
18	« »	КР-68	2,40	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	23,3	44,1	—	—	3,7
19	г-з	КР-69	0,80	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	17,7	17,2	—	—	16,6
Среднее			1,4	—	14,1	7,3	10,0	36,9	—	—	6,7
Нижний предел обнаружения			2	2	2	10	2	2	100	—	2

Примечания: Pt* — по данным масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (Центральная лаборатория ВСЕГЕИ), Pt** — по данным пробирно-атомно-эмиссионного анализа (ЗАО «РАЦ МИА»), Pt (масс) — определение содержания платины на основании взвешивания гравитационно обогащенной навески МПГ; н.п.о — ниже предела обнаружения; прочерк — не определялось; хромититы: масс — массивный, пр.-вкр — прожилково-вкрапленный; дуниты: м-з — мелкозернистые, с-з — среднезернистые, г-з — грубозернистые, пегм — пегматоидные.

при пробирно-атомно-эмиссионном анализе составляет 0,1 г/т при среднем содержании этого элемента в дунитах 0,035–0,040 г/т.

Распределение платины в хромититах по данным пробирного анализа и метода ICP-MS крайне неравномерное. Для Светлоборского массива установлено наименьшее содержание платины, равное 1,76 г/т, максимальное 80,60 г/т, среднее 22,00 г/т. В хромититах Вересовоборского массива массовая доля платины в среднем составляет 25 г/т, при максимальном значении 37,6 г/т и минимальном 2,27 г/т. Вариации содержания остальных ЭПГ меньше.

Для спектра распределения платиноидов из хромититов Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов наблюдается М-образный тип их распределения (рис. 5), характерный для хромититов зональных ультраосновных массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации [Малич и др., 2013]. Для хромититов

установлено абсолютное преобладание платины над другими ЭПГ, что обусловлено широким распространением среди минералов платиновой группы Pt-Fe твердых растворов и характерно для клинопироксенит-дунитовых массивов [Лазаренков и др., 1992; Сидоров и др., 2012]. Хромититы Светлоборского массива по сравнению с Вересовоборским и другими клинопироксенит-дунитовыми массивами Урала обладают яркой иридиевой спецификой, обусловленной нахождением самородного иридия в хромититах в виде довольно крупных агрегатов массой до нескольких граммов. Хромититы Каменушенского массива обладают повышенным содержанием Ru, что обусловлено распространением в качестве включений в Pt-Fe минералах Ru-содержащих Os-Ir твердых растворов и лаурита. Отдельного внимания заслуживает содержание золота в хромититах, так как самородное золото обнаружено в россыпях, не выходящих за пределы дунитового ядра. Максимальное со-

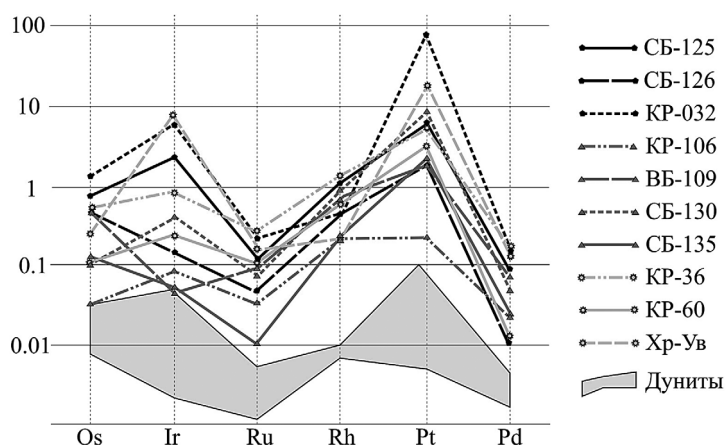


Рис. 5. Хондрит-нормализованные отношения содержания элементов платиновой группы в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых Светлоборского (СБ-125, СБ-126, КР-032), Вересовоборского (КР-106, ВБ-109, СБ-130, СБ-135), Каменушенского (КР-36, КР-60, Хр-Ув) массивов; состав хондрита по [McDonough, Sun, 1995]

держание золота в хромититах Вересовоборского массива приближается к 100 мг/т. Вероятно, в таких хромититах золото образует собственные минералы, которые в ходе разрушения хромит-платиновых рудных зон переходят в россыпи.

Среднее содержание платины в дунитах Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов составляет 0,02, 0,04 и 0,05 г/т соответственно. При этом содержание платины убывает от мелкозернистых и среднезернистых дунитов (среднее 0,05 г/т) к грубозернистым и пегматоидным разновидностям (среднее содержание 0,023 г/т). Спектр распределения платиноидов в дунитах аналогичен таковому в хромититах. Дуниты обладают Ir-Pt геохимической спецификой. Содержание платиноидов в хромититах (исключая экстремально богатые пробы) на 2 порядка выше, чем в дунитах.

Результаты исследований и их обсуждение.

Структурно-вещественные закономерности — геологическая позиция, структурно-текстурные особенности пород, состав хромшпинелидов, распределение, состав и строение индивидов и агрегатов минералов платиновой группы, распределение ЭПГ в хромититах и дунитах хромит-платиновых минерализованных зон Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов — соответствуют ранее выявленным аналогичным параметрам хромит-платиновых рудных зон Нижнетагильского массива [Лазаренков и др., 1992; Пушкарев и др., 2007; Малич и др., 2013] на Среднем Урале и Гальмознанского массива [Сидоров и др., 2012; Мочалов, 2013] в Корьякии. В ходе проведения аналитических работ по определению массовой доли платины в хромититах подтвержден крайне неравномерный характер ее распределения, что обусловлено концентрацией платины только в виде Pt-Fe минералов с образованием крупных индивидов и их агрегатов.

Для хромититов из клинопироксенит-дунитовых массивов, содержащих тела грубозернистых дунитов и дунитовых пегматитов, наиболее перспективных на выявление коренного хромит-платинового оруденения, характерно образование осо-

бо крупных агрегатов платиновых минералов, что в значительной мере усложняет процесс получения корректных данных при проведении опробования коренных руд. В целом, учитывая структурно-вещественные закономерности, для получения максимально достоверных данных о содержании и распределении платины необходимо проведение крупнообъемного опробования, что было сделано в рамках разведочных работ прииска «Красный Урал» на Нижнетагильском массиве в 1930-е гг. и подтверждено в ходе опытно-методических работ компании «Полиметалл» на Вересовоборском массиве [Трушин и др., 2017].

Закключение. Хромититы Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов обладают Ir-Pt геохимической спецификой, характерной для хромититов зональных клинопироксенит-дунитовых массивов, что подтверждается результатами изучения ассоциации минералов платиновой группы. Характер распределения платины в пределах тел хромититов отличается крайней неравномерностью. Показано, что для получения корректного результата при определении массовой доли платины в хромититах предпочтительнее использовать пробирно-атомно-эмиссионный метод анализа. Однако в случае концентрирования ЭПГ в виде крупных самородков, как в хромититах Вересовоборского массива, результаты определения массовой доли платины с использованием предварительной пробирной плавки существенно занижены по сравнению с данными, полученными при взвешивании навески МПГ, обогащенной с использованием гравитационных методов.

Таким образом, при проведении геолого-разведочных работ, направленных на выявление коренного хромит-платинового оруденения, для наиболее точного подсчета запасов необходимо значительное внимание уделять методам пробоподготовки и аналитическим работам, чтобы максимально снизить влияние крайне неоднородного распределения платины в хромититах.

Благодарности. Авторы признательны за помощь в проведении исследований Л.А. Ушинской, а также Л.Н. Шарпенюк и А.В. Козлову.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бетехтин А.Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М.: Изд-во АН СССР, 1935. 148 с.
- Заварицкий А.Н.* Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геол. комитета, 1928. 56 с.
- Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского гос. университета, 1997. 488 с.
- Козлов А.П., Чантурия В.А., Сидоров Е.Г.* и др. Крупнообъемные рудные месторождения платины в зональных базит-ультрабазитовых комплексах урало-аляскинского типа и перспективы их освоения // Геол. рудных месторождений. 2011. Т. 53, № 5. С. 419–437.
- Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О.* Платинометальная минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. Л.: Недра, 1992. 217 с.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Кнауф В.В., Мейзел Т.* Минералого-геохимические ассоциации платиноидов дунит-габбурдитовых и клинопироксенит-дунитовых массивов // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. 2013. Вып. 160. С. 255–260.
- Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В.* Коренная платиноидная минерализация зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Докл. РАН. 2017. Т. 476, № 4. С. 440–444.
- Мочалов А.Г.* Модель происхождения минералов платиновой группы в габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексах Корякского нагорья (Россия) // Геол. рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 3. С. 171–188.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В.* Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 65–79.
- Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю.* Самородный иридий Светлоборского клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал) // Сб. статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей вузов геологического профиля «Уральская минералогическая школа-2016». Екатеринбург, 2016. С. 81–84.
- Пушкарев Е.В.* Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
- Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф.* Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: Структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.
- Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д.* Гальмозанский базит-гипербазитовый массив и его платиновость. М.: Научный мир, 2012. 288 с.
- Степанов С.Ю.* Особенности платинового оруденения ультраосновных интрузивов урало-аляскинского типа на примере массивов Платиноносного пояса Урала // Мат-лы IV молодежной Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», ИГЕМ РАН. М., 2014. С. 269–272.
- Степанов С.Ю., Малич К.Н., Козлов А.В.* и др. Платиноидная минерализация Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (Россия) // Геол. рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 3. С. 238–250.
- Столяров С.А.* Петрофизическая зональность центральной части Кондерского и Нижнетагильского массивов и особенности минерализации платиноидов // Мат-лы Всеросс. науч. конф. студентов, аспирантов и молодых специалистов «Геологи XXI века». Саратов: СО ЕАГО, 2002. С. 120–123.
- Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П.* Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 775–793.
- Трушин С.И., Осецкий А.И., Черепанов А.В., Корнеев А.В.* Поиски рудной платины на Урале с использованием скважин большого диаметра // Разведка и охрана недр. 2017. № 2. С. 40–42.
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.* Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // J. Petrology. 2001. Vol. 42, N 4. P. 655–671.
- Mc Donough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

Поступила в редакцию
05.03.2018

УДК 549.514.8-9:551.22(477.75)

Э.М. Спиридонов¹, С.В. Филимонов², Е.С. Семиколенных³, Н.Н. Коротаева⁴,
Н.Н. Кривицкая⁵

ЦИРКОНОЛИТ, БАДДЕЛЕИТ, ЦИРКОН И ТОРИТ ОСТРОВОДУЖНЫХ КВАРЦЕВЫХ ГАББРО-НОРИТ-ДОЛЕРИТОВ ИНТРУЗИВА АЮ-ДАГ (ГОРНЫЙ КРЫМ)⁶

Раннебайосские островодужные кварцевые габбро-норит-долериты Аю-Дага содержат сингенетичные цирконолит и бадделеит. Цирконолит представлен Са-доминантным и необычным Y-доминантным $(Y, Ca, Th, REE)_2FeZr_2Ti_3O_{14}$. Развита два генетических типа циркона и торита. Преобладающий ксеногенный циркон-I с включениями торита, с массой лакун — следов оплавления, обогащен Hf, Th, Y, P (до 6 масс.% HfO_2 , 5% ThO_2 , 6% Y_2O_3 , 3% P_2O_5). Торит содержит 7–9% UO_2 . Циркон и торит с таким составом — типичные минералы высокорadioактивных гранитов. Изотопный возраст циркона (ксеногенного) >2 млрд лет. Редкий сингенетичный циркон-II крайне беден Th, U, Y и Hf. Таким образом, базитовая магма Аю-Дага была загрязнена веществом раннедокембрийских высокорadioактивных гранитов, тела которых, вероятно, находятся в фундаменте Горного Крыма.

Ключевые слова: реститовые циркон и торит, сингенетичные цирконолит, цирконолит-(Y), бадделеит, циркон, торит, фундамент мезозойского Горного Крыма.

Early Bajocian island arc quartz gabbro-norite-dolerites of Ayu-Dag contain syngenetic zirconolite and baddeleite. Zirconolite presents as Ca-dominant and uncommon Y-dominant $(Y, Ca, Th, REE)_2FeZr_2Ti_3O_{14}$. Two genetic types of zircon and thorite are developed. Predominant xenogenic zircon-I with thorite inclusions and a mass of lacunes — traces of reflow, is enriched with Hf, Th, Y, P (up to 6 wt.% HfO_2 , 5% ThO_2 , 6% Y_2O_3 , 3% P_2O_5). Thorite contains 7–9% UO_2 . Zircon and thorite of such composition are typical minerals of highly radioactive granites. Isotope age of zircon (xenogenic) is >2 billion years. Rare syngenetic zircon-II is sharply poor of Th, U, Y and Hf. So, basic magma of Ayu-Dag was contaminated with substance of Early Precambrian highly radioactive granites, which bodies are probably located in the Mountain Crimea substructure.

Key words: restite zircon and thorite, syngenetic zirconolite, zirconolite-Y, baddeleite, zircon, thorite, substructure of Mesozooides of the Mountain Crimea.

Введение. Акцессорные минералы магматических горных пород — индикаторы петрогенеза, нередко более информативные, чем породообразующие. Краткие сведения о мезозойских магматических горных породах Крыма приведены в работах [Лагорио, 1887; Мейстер, 1908; Попов, 1938; Лучицкий, 1939; Муратов, 1973; Спиридонов и др., 1990].

Горный Крым — часть Альпийско-Гималайского пояса, мезозойское покровно-складчатое сооружение, состоящее из северной Лозовской зоны смятия и южной Горно-Крымской тектонической зоны [Муратов, 1973; Милеев и др., 2009]. Интрузив Аю-Даг расположен в Горно-Крымской тектонической зоне.

Значительную часть складчатого комплекса Горного Крыма составляют образования островодужной стадии. Это главным образом терригенные толщи таврической и эскиординской серий (T_2-J_1), сложнодислоцированные и несогласно перекрытые среднеюрскими угленосными конгломерато-песчано-глинистыми толщами, которые заметно дислоцированы. Терригенные толщи пересечены и контактово метаморфизованы небольшими плутонами раннебайосских кварцевых габбро-норит-долеритов и кварцевых габбро-норит-диоритов до пикритовых габбро-долеритов и пикритов, с одной стороны, и до кварцевых диоритов, плагиогранитов и гранофировых гранитов — с другой [Лагорио, 1887; Мейстер, 1908; Попов, 1938;

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, профессор; e-mail: ernstspiridon@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, доцент; e-mail: sefi@geol.msu.ru

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, науч. с.; e-mail: geny_shen@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, инженер; e-mail: mineral@geol.msu.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, ст. науч. с.; e-mail: nnkriv@geol.msu.ru

⁶ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №16-05-00241).

Лучицкий, 1939; Муратов, 1973; Спиридонов и др., 1990; Морозова и др., 2012]. В.В. Плошко выделял эти магматические образования как ассоциацию пикритов и кварцевых диабазов [Плошко и др., 1979]. Э.М. Спиридонов и Т.О. Федоров [1990] выделили их в Первомайско-Аюдагский интрузивный комплекс. К нему принадлежит большая часть интрузивов Горного Крыма, которые сконцентрированы вдоль Салги́ро-Октябрьского разлома глубокого заложения северо-северо-западного простирания, поперечного к простиранию складчатых структур Горного Крыма. Можно полагать, что внедрение мантийных базитовых магм этого комплекса сопровождало и завершило процесс раннебайосской складчатости.

Интрузивы Первомайско-Аюдагского комплекса — Аю-Даг, Кушнаревский—Первомайский и иные пересечены жерловинами лавовых брекчий и дайками базальтов позднебайосской островодужной бодракско-карадагской вулканической серии [Спиридонов и др., 1990].

Интрузив Аю-Даг. К типично островодужным магматическим образованиям Горного Крыма относится интрузив кварцевых анортит-битовнитовых гиперстен-авгитовых-феррогиперстен-ферроавгитовых габбро-норит-долеритов и габбро-норитов, кварцевых габбро-диоритов Аю-Даг (Медведь-гора) размером 2,4×2 км. Ранее Аю-Даг рассматривали как типичный лакколит [Павлинов, 1946]. Интрузив внедрился механически активно, дополнительно сминая, раздвигая и пронизывая дислоцированную толщу флиша рамы интрузива. Основное интрузивное тело Аю-Дага сопровождают сателлиты долготного и северо-восточного простирания, расположенные в нескольких сотнях метров восточнее (Партенит, Медвежата). У южного контакта от основного тела в породы рамы отходят субгоризонтальные жилообразные апофизы мощностью от нескольких сантиметров до 15 м, сложенные мелкозернистыми порфировидными и резкопорфировидными габброидами. Вдоль контактов жил — апофиз — развиты зоны закалки. Интрузив окружен узким (до 5–8 м) ореолом роговиков (в том числе узловатых с андалузитом, кордиеритом, пирротином) и кварцитопесчаников. Габброиды содержат мелкие ксенолиты роговиков по породам таврической серии, в том числе по кремнистым сидеритам [Еременко, Еременко, 1972; Ананьев, Ревердатто, 1997].

Для интрузивных пород Аю-Дага характерны текстуры течения, нередко полосчатые, выраженные чередованием полос, богатых анортитом и битовнитом, и полос, богатых моноклинным и ромбическим пироксенами и титаномagnetитом (рис. 1), а также складки магматического течения. Те и другие хорошо проявлены на береговых скальных обнажениях. Габброиды с полосчатыми текстурами развиты и в привершинной части г. Аю-Даг. Широко распространены габброиды массивные

средне-крупнозернистые до крупнозернистых и редко пегматоидных, с одной стороны, и до мелко-среднезернистых — с другой. Распространены и габброиды такситовые и шлирово-такситовые, а также с брекчиевидной текстурой, с хаотичным чередованием разнозернистых, меланократовых, мезократовых и лейкократовых участков размером от нескольких сантиметров до 55 см неправильной формы, с расплывчатыми контурами.

Кварцевые габброиды Аю-Дага повсеместно содержат мелкие гнезда кварца и гранофировых микропегматитовых кварц-полевошпатовых сростаний. В отдельных участках, чаще приконтактовых, количество и размер таких гнезд существенно увеличивается, вплоть до преобладания. Соответственно, состав пород меняется от габбро-норитового через габбро-диориты и кварцевые диориты до гранофировых гранитов. Поэтому, очевидно, в ранних работах, например в [Лучицкий, 1939], отмечено преобладающее развитие гранитоидных пород в составе интрузива Аю-Даг и его сателлитов. Преобладание на Аю-Даге габброидов, богатых анортитом, установил С.М. Кравченко [Муратов, 1973].

Габброиды Аю-Дага пересечены многочисленными пологими, наклонными и крутопадающими дайками долеритов, микрогаббро, габбро-порфиров, двупироксеновых и амфибол-двупироксеновых, изредка оливинсодержащих.

Материалы и методы исследования. Многочисленные образцы кварцевых габброидов Аю-Дага распилены и изучены авторами в шлифах и аншлифах оптически и с помощью аналитического комплекса с комбинированной системой микроанализа на базе сканирующего электронного микроскопа «Jeol JSM-6480 LV» (лаборатория локальных методов исследований кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова). Фотографии в режиме отраженных электронов и микрозондовые анализы минералов выполняла аналитик-исследователь Н.Н. Коротаева, методика измерений стандартная [Рид, 2008].

Кварцевые анортит-битовнитовые габбро-норит-долериты Аю-Дага — наиболее распространенный тип горных пород Аю-Дага. Преобладающую часть их объема составляет анортит (An_{92-90}) с мелкими включениями магнезиальных авгита и субкальциевого авгита, железистого бронзита и оторочками битовнита (битовнит An_{79-73} , авгит $Ca_{40}Mg_{39}Fe_{21}$ и гиперстен $Ca_3Mg_{58}Fe_{39}$) (рис. 1). Промежутки между ними заполняют лабрадор (An_{58-52}), плавно зональные ферроавгит $Ca_{43-44}Mg_{36-17}Fe_{29-39}$ и ферросалит $Ca_{45-47}Mg_{26-11}Fe_{29-42}$ до редкого позднего геденбергита $Ca_{43}Mg_5Fe_{52}$, зональные феррогиперстен $Ca_{4-5}Mg_{32-30}Fe_{64-65}$ и близкий к нему по составу ферропижонит $Ca_6Mg_{45-30}Fe_{49-64}$, андезин (An_{48-33}) с тонкими каймами олигоклаза (An_{22}), титаномagnetит с 2 масс.% V, ильменит, акцессорные хлор-гидроксил-фторapatит с 1% Sr

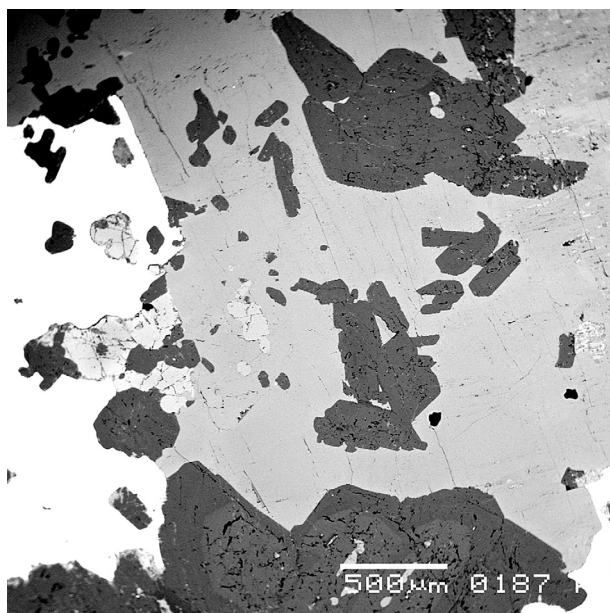


Рис. 1. Меланократовая полоса габбро-норит-долеритов. Породы сложены идиоморфными зональным анортит-битовнитом и битовнитом (черное) в преобладающем авгите и на контакте авгита (светло-серый), бронзита (светлый) и титаномagnetита (белый), а также бронзитом на контакте авгита и титаномagnetита; в отраженных электронах

и 0,5% легких лантанидов, а также цирконолит, чевкинит, бадделеит. Соотношение количества моноклинного и ромбического пироксенов варьирует от ~1:1 до ~2:1. Развитие высокожелезистых пироксенов свидетельствует о бедности аюдагской магмы водой. В отдельных участках и прослоях меланократовых и лейкократовых габброидов содержание титаномagnetита достигает 15–20 об.%. Размер его ксеноморфных кристаллов до 3–6 мм. Состав титаномagnetита — стандартный для габброидов: ~40% минала ульвошпинели Fe_2TiO_4 , ~50% минала magnetита FeFe_2O_4 , ~10% минала шпинели-герцинита $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_2\text{O}_4$. Далеко не полная степень окислительного отжига титаномagnetита, превращение его в ильменит-magnetитовые срастания свидетельствуют о бедности магматической системы водой. По той же причине интрузивные породы содержат незначительное количество магматического биотита при почти полном отсутствии первичных магматических амфиболов — паргасита, гастингсита, эденита; аксессуарный ильменит беден миналом гематита. Поздние образования габброидов (рис. 2) — ксеноморфные кварц и гранофировые срастания кварц-олигоклаз и кварц-ортоклаз, редкие титанистые паргасит и биотит с 4–5 масс.% TiO_2 , аксессуарные моноклинный пирротин Fe_7S_8 , ортит-(Ce) с каймами редкоземельного эпидота, циркон, халькопирит, торит, пирит, монацит, сфалерит, галенит, редчайшие арсенопирит, кобальтин, гессит.

Циркон. Известково-щелочные кварцевые габброиды Аю-Дага содержат два генетических типа аксессуарного циркона. Первый ранний (пре-

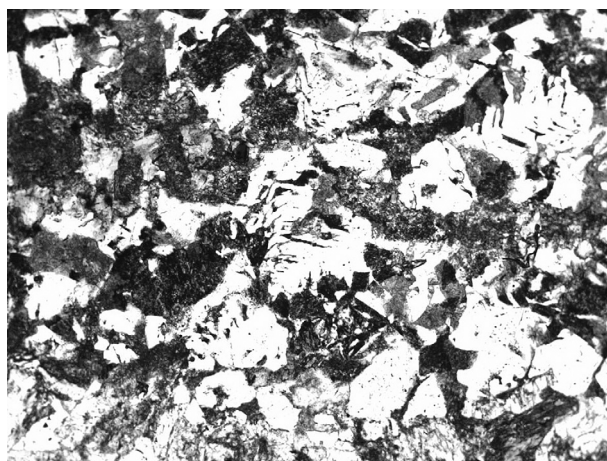


Рис. 2. Гнездо продуктов позднемагматической кристаллизации (олигоклаз, кварц, кварц-полевошпатовые срастания, биотит) в кварцевых габбро-норит-долеритах. При 1 никеле, ширина поля зрения 3 мм

Таблица 1

Химический состав (масс.%) циркона кварцевых габбро-норит-долеритов Аю-Дага, Крым

Ком- по- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
ZrO ₂	61,51	61,88	61,52	60,76	49,45	52,01	64,56	63,07
HfO ₂	5,34	5,14	1,47	0,88	0,70	0,63	0,64	0,53
UO ₂	нпо	нпо	0,45	0,56	176	1,90	нпо	нпо
ThO ₂	нпо	нпо	1,90	3,59	4,32	5,02	нпо	нпо
Nb ₂ O ₅	0,44	0,66	1,21	1,36	0,71	0,62	1,61	1,56
TiO ₂	нпо	нпо	нпо	нпо	0,20	0,18	нпо	0,15
FeO	0,23	0,16	0,53	0,16	2,02	079	0,15	0,23
Sc ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	0,14	нпо	нпо	нпо
Y ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	6,12	4,66	нпо	нпо
Yb ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0,34	1,45	1,31	нпо	нпо
SiO ₂	31,80	31,89	31,99	31,63	29,75	29,88	32,43	31,92
P ₂ O ₅	нпо	нпо	нпо	нпо	2,58	1,33	нпо	нпо
Сумма	99,32	99,73	99,07	99,28	99,20	98,33	99,19	97,54
Число атомов в формуле в расчете на два атома металлов								
Zr	0,94	0,94 ₅	0,93 ₅	0,93 ₅	0,76	0,81 ₅	0,97	0,96 ₅
Hf	0,05	0,04 ₅	0,01 ₅	0,00 ₅	0,00 ₅	0,00 ₅	0,00 ₅	0,00 ₅
U	—	—	0,00 ₅	0,00 ₅	0,01	0,01 ₅	—	—
Th	—	—	0,01 ₅	0,02 ₅	0,03	0,03 ₅	—	—
Nb	0,00 ₅	0,01	0,01 ₅	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Ti	—	—	—	—	0,00 ₅	0,00 ₅	—	0,00 ₅
Fe	0,00 ₅	0,00 ₅	0,01 ₅	0,00 ₅	0,05 ₅	0,02	0,00 ₅	0,00 ₅
Sc	—	—	—	—	0,00 ₅	—	—	—
Y	—	—	—	—	0,10	0,08	—	—
Yb	—	—	—	0,00 ₅	0,01 ₅	0,01 ₅	—	—
Si	1,00	0,99 ₅	1,00	1,00	0,93 ₅	0,96 ₅	1,00	1,00
P	—	—	—	—	0,07	0,03 ₅	—	—
Zr/Hf	19,7	20,6	71	120	120	143	174	205

Примечания. Реститовый циркон I типа — анализы № 1, 2, II типа — анализы № 3, 4, III типа — анализы № 5, 6; сингенетичный циркон — анализы № 7, 8. Здесь и далее нпо — ниже предела обнаружения, REE — не обнаружены.

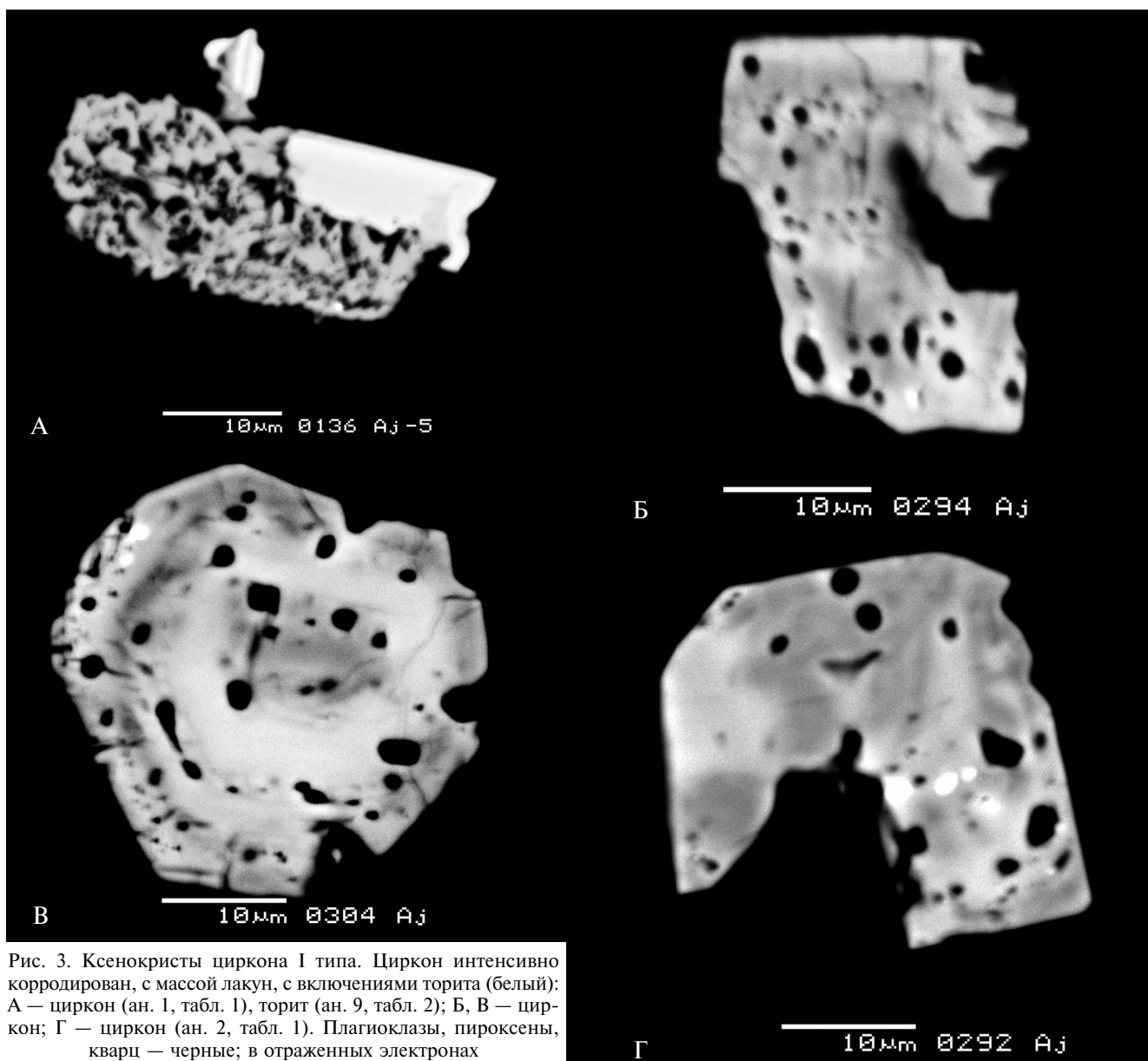


Рис. 3. Ксенокристи циркона I типа. Циркон интенсивно корродирован, с массой лакун, с включениями торита (белый): А — циркон (ан. 1, табл. 1), торит (ан. 9, табл. 2); Б, В — циркон; Г — циркон (ан. 2, табл. 1). Плагииоклазы, пироксены, кварц — черные; в отраженных электронах

обладающий) представлен обильными мелкими кристаллами, которые интенсивно корродированы, с множеством лакун, с нарушенной зональностью, с ярко выраженными следами растворения (оплавления), с включениями мелких зерен торита и срастания с торитом (рис. 3, 4). Размер кристаллов этого реликтового реститового циркона 10–60, чаще 20–30 мкм. В ряде образцов габброидов Аю-Дага развит почти исключительно реститовый циркон. По составу реститовый циркон представлен тремя разновидностями: 1) обогащенный гафнием циркон (до 6 масс.% HfO_2 , $\text{Zr/Hf} = 19,7\div 20,6$) (рис. 3, А–Г, табл. 1, анализы 1, 2) с редкими мельчайшими включениями торита; 2) бедный гафнием и обогащенный торием циркон (до 4% ThO_2 , $\text{Zr/Hf} = 71\div 120$) с более крупными включениями торита, это ограниченный твердый раствор циркон–торит (рис. 4, А–В, табл. 1, анализы 3, 4); 3) бедный гафнием и обогащенный иттрием, фосфором и торием циркон (до 6 масс.% Y_2O_3 ,

3% P_2O_5 , 5% ThO_2 , $\text{Zr/Hf} = 120\text{--}143$) с массой мельчайших включений торита, это твердый раствор циркон–ксенотим–торит (рис. 4, Г, табл. 1, анализы 5, 6).

Очевидно, именно для ксеногенного циркона получена оценка изотопного возраста более 2 млрд лет [Шнюкова, 2013].

Второй тип — новообразованный, сингенетичный габброидам циркон, он слагает стандартные мелкие, правильные, короткопризматические кристаллы (рис. 5, А, Б). Наблюдались кристаллы реститового циркона с наросшими тонкими каймами сингенетичного. Этот циркон крайне беден Th, U, Y и Hf, содержит 0,5–0,6 масс.% HfO_2 , $\text{Zr/Hf} = 174\div 205$ (табл. 1, анализы 7, 8).

Торит — характерный акцессорный минерал щелочных магматических пород, высоко- и среднетемпературных щелочных метасоматитов, адамеллитов, лейкогранитов, аляскитов, высокотемпературных послегранитных метасоматитов

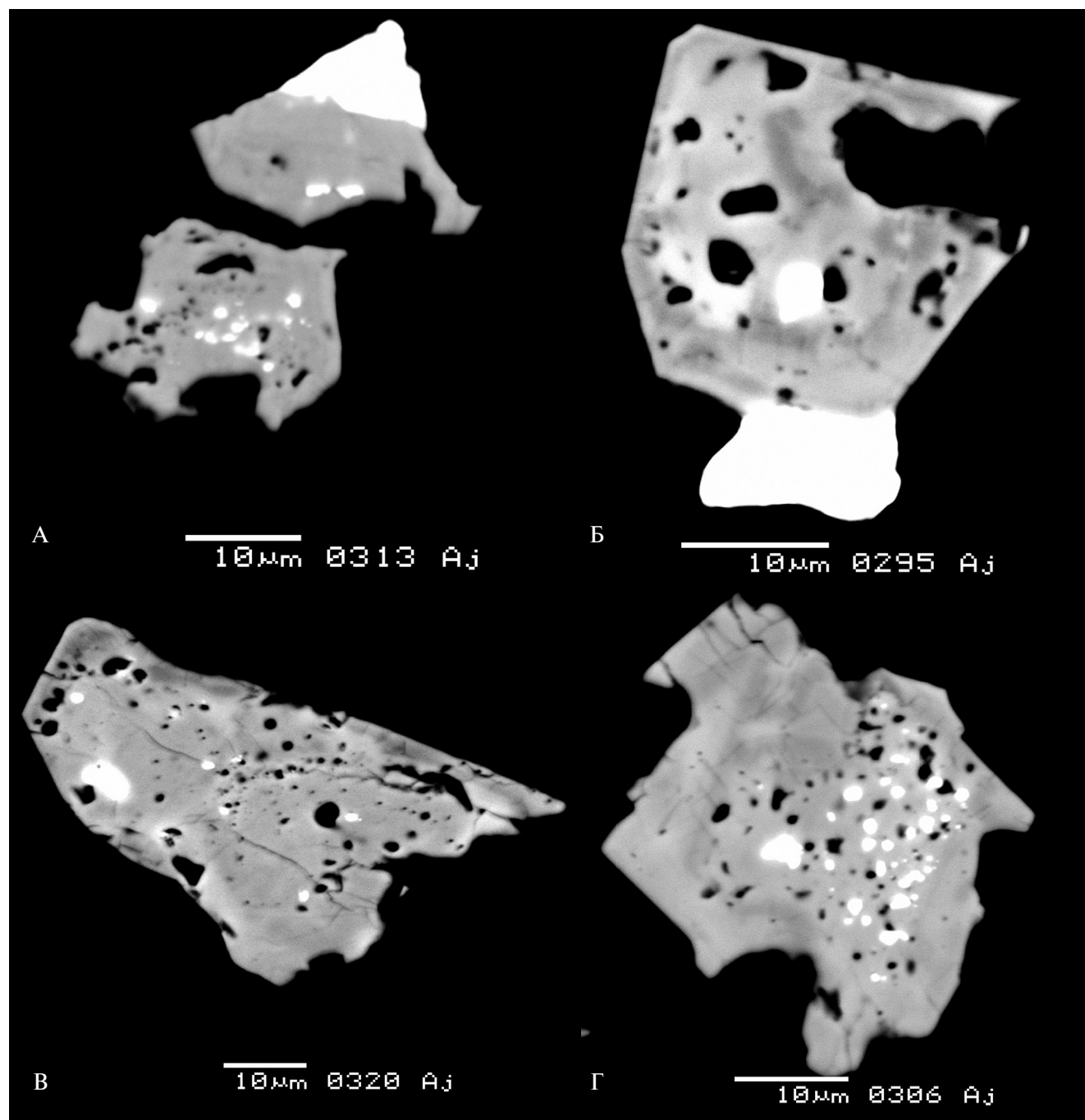


Рис. 4. Ксенокristы циркона II типа (А–В) и III типа (Г). Циркон интенсивно корродирован, с серией мелких лакун: А — циркон (ан. 3, табл. 1) в сростании с торитом (белый) (ан. 10, табл. 2); Б — циркон (ан. 4, табл. 1); В — корродированный кристалл циркона; Г — циркон (ан. 5, 6, табл. 1) с массой мелких включений торита (белый) (ан. 11, табл. 2). Плаггиоклазы, пироксены, кварц — черное; в отраженных электронах

[Геохимия, 1964; Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1971; Cassilas et al., 1995; Gübelin, Peretti, 1997; Sørensen, 1997; Philpotts, Ague, 2009], а не островодужных габброидов.

Известково-щелочные высокоглиноземистые кварцевые габброиды Аю-Дага содержат два генетических типа акцессорного торита. Первый ранний (преобладающий) тип представлен мелкими вростками торита в ксенокristах и на ксенокristах циркона (рис. 3, 4). Размер выделений этого торита колеблется от долей до 25 мкм, обычно

менее 5 мкм. Торит ксенокristов богат ураном, содержит 7,4–8,5% UO_2 , $Th/U = 8,3 \div 9,4$ (табл. 2, анализы 9–11). Второй тип — редкий новообразованный торит, сингенетичный габброидам, он вырос на сингенетичный циркон и слагает обособленные короткопризматические кристаллы размером до 15 мкм (рис. 5, А, Б). Сингенетичный торит беден U, $Th/U = 40,3$, содержит заметное количество Y и HREE, Ca и Fe; в его составе преобладают тяжелые лантаниды: $Dy > Ho > Sm > Er > Nd$ (табл. 2, анализ 12).

Таблица 2

Химический состав торита в кварцевых габбро-норит-долеритах Аю-Дага, Крым

Состав, масс.%					Число атомов в формуле в расчете на два атома металлов				
Комп- нент	9	10	11	12	Комп- нент	9	10	11	12
ThO ₂	67,76	68,24	67,22	68,62	Th	0,79	0,78 ₅	0,77 ₅	0,73 ₅
UO ₂	8,45	7,63	7,39	1,75	U	0,09 ₅	0,08 ₅	0,08	0,02
Y ₂ O ₃	1,13	0,91	1,54	1,74	Y	0,03	0,02 ₅	0,04	0,02 ₅
CaO	0,45	1,60	0,83	2,13	Ca	0,02 ₅	0,038 ₅	0,04 ₅	0,10 ₅
Fe ₂ O ₃	0,74	0,41	0,76	1,38	Fe ³⁺	0,03	0,01 ₅	0,03	0,05
ZrO ₂	0,73	0,35	0,88	0,50	Zr	0,02	0,01	0,02	0,01
TiO ₂	0,17	нпо	0,22	нпо	Ti	0,00 ₅	—	0,01	—
Sc ₂ O ₃	0,17	нпо	0,12	0,17	Sc	0,00 ₅	—	0,00 ₅	0,00 ₅
Nd ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0,23	Nd	—	—	—	0,00 ₅
Sm ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0,33	Sm	—	—	—	0,00 ₅
Dy ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0,43	Dy	—	—	—	0,00 ₅
Ho ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0,35	Ho	—	—	—	0,00 ₅
Er ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0,30	Er	—	—	—	0,00 ₅
SiO ₂	19,04	19,33	18,79	20,16	Si	0,97	0,97 ₅	0,95	0,95 ₅
P ₂ O ₅	0,38	0,35	0,86	1,06	P	0,01 ₅	0,01 ₅	0,03 ₅	0,04
SO ₃	0,19	0,17	0,27	0,22	S	0,01	0,00 ₅	0,01	0,01
сумма	99,42	100,14	99,61	99,57	Th/U	8,3	9,2	9,4	40,3

Примечания. Реститовый торит — анализы № 9–11; сингенетичный торит — анализ № 12; нпо — см. примечания к табл. 1.

Бадделеит — моноклинный диоксид циркония, характерный акцессорный минерал бедных кремнеземом щелочных магматических горных пород — кимберлитов, нефелиновых сиенитов, щелочных габбро и связанных с ними высокотемпературных щелочных метасоматитов [Franco, Loewenstein, 1948; Геохимия..., 1964; Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1971; Widenfalk, Gorbatshev, 1971; Scatena-Wachel, Jones, 1984; Sørensen, 1997]. Бадделеит развит также в недосыщенных кремнеземом нещелочных магматических горных породах с заметным содержанием циркония — в оливинных габброидах, анортозитах и т.п. [Годлевский, Надеждина, 1970] и недосыщенных кремнеземом высокотемпературных нещелочных метасоматитах — магнезиальных скарнах [Gübelin, Peretti, 1977]. Кроме того, известен его особый тип — бадделеит в импактных стеклах, продукт ударного метаморфизма циркона [El Goresy, 1965].

В габброидах Аю-Дага ненасыщенные кремнеземом сингенетичные габброидам бадделеит, цирконолит и чевкинит ассоциируют с продуктами ранней кристаллизации базитовой аюдагской магмы. Бадделеит слагает мелкие (до 60, обычно менее 15 мкм) уплощенные кристаллы, сростания с чев-

Таблица 3

Химический состав бадделеита в кварцевых габбро-норит-долеритах Аю-Дага, Крым

Состав, масс.%					Число атомов в формуле в расчете на один атом металлов				
Комп- нент	13	14	15	16	Комп- нент	13	14	15	16
ZrO ₂	93,52	93,14	94,59	94,58	Zr	0,94 ₅	0,92 ₅	0,95	0,95
HfO ₂	2,43	2,37	1,72	1,68	Hf	0,01 ₅	0,01 ₅	0,01	0,01
Nb ₂ O ₅	2,45	1,88	2,07	1,96	Nb	0,02 ₅	0,01 ₅	0,02	0,02
FeO	0,17	1,65	0,88	0,92	Fe ²⁺	0,00 ₅	0,03	0,01 ₅	0,01 ₅
TiO ₂	0,77	1,10	0,35	0,43	Ti	0,01	0,01 ₅	0,00 ₅	0,00 ₅
Sc ₂ O ₃	0,08	нпо	нпо	нпо	Sc	—	—	—	—
сумма	99,42	100,14	99,61	99,57	Zr/Hf	66	67	94	96

Примечания. Y, Th, U, REE — не обнаружены; нпо — см. примечания к табл. 1.

Таблица 4

Химический состав цирконолита в кварцевых габбро-норит-долеритах Аю-Дага, Крым

Компоненты, масс.%				Число атомов в формуле в расчете на 8 атомов металлов			
Комп- нент	17	18	19	Комп- нент	17	18	19
CaO	3,70	2,91	5,54	Ca	0,54 ₅	0,41 ₅	0,80
Y ₂ O ₃	7,92	5,72	4,02	Y	0,57	0,40 ₅	0,28 ₅
Sc ₂ O ₃	0,12	0,13	0,15	Sc	0,01 ₅	0,01 ₅	0,01 ₅
La ₂ O ₃	0,24	0,40	0,79	La	0,01	0,02	0,04
Ce ₂ O ₃	3,53	2,46	3,23	Ce	0,17 ₅	0,12	0,16
Pr ₂ O ₃	0,36	0,42	0,29	Pr	0,02	0,02	0,01 ₅
Nd ₂ O ₃	3,86	4,07	3,33	Nd	0,19	0,19 ₅	0,16
Sm ₂ O ₃	1,30	1,46	0,84	Sm	0,06	0,07	0,04
Gd ₂ O ₃	1,55	1,78	0,75	Gd	0,08	0,08	0,03 ₅
Tb ₂ O ₃	0,52	0,52	0,43	Tb	0,02 ₅	0,02 ₅	0,02
Dy ₂ O ₃	1,69	1,85	0,92	Dy	0,07 ₅	0,08 ₅	0,04
Er ₂ O ₃	0,81	0,86	0,67	Er	0,03 ₅	0,03 ₅	0,03
Yb ₂ O ₃	0,86	0,90	0,58	Yb	0,03 ₅	0,03 ₅	0,02 ₅
UO ₂	0,47	0,97	2,03	U	0,01 ₅	0,03	0,06
ThO ₂	2,81	4,38	8,99	Th	0,08 ₅	0,13	0,27 ₅
Fe ₂ O ₃	5,63	10,54	5,07	Fe ³⁺	0,58	1,06 ₅	0,51
FeO	4,47	—	1,15	Fe ²⁺	0,51	—	0,13
MnO	0,16	0,20	0,17	Mn	0,02	0,02	0,02
MgO	нпо	2,78	1,38	Mg	—	0,55 ₅	0,37
ZrO ₂	28,86	26,86	27,26	Zr	1,93	1,75 ₅	1,79
HfO ₂	0,54	0,53	0,92	Hf	0,02	0,02	0,03 ₅
TiO ₂	28,86	28,87	30,74	Ti	2,97 ₅	2,88 ₅	3,12
Nb ₂ O ₅	0,43	0,36	0,45	Nb	0,02 ₅	0,02	0,02 ₅
сумма	98,69	98,79	99,70	O/OH	14/0	13,8/0,2	14/0

Примечания. Количество FeO и Fe₂O₃ рассчитано по балансу зарядов; нпо — см. примечания к табл. 1.

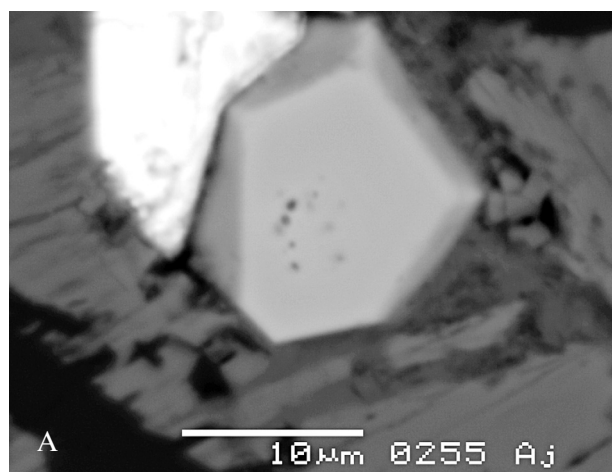


Рис. 5. Кристаллы сингенетичного циркона (серые), на них выросли кристаллы сингенетичного торита (белые): А — циркон (ан. 7, табл. 1), торит (ан. 12, табл. 2); Б — циркон (ан. 8, табл. 1). Плагииоклазы, пироксены, кварц — черные; в отраженных электронах

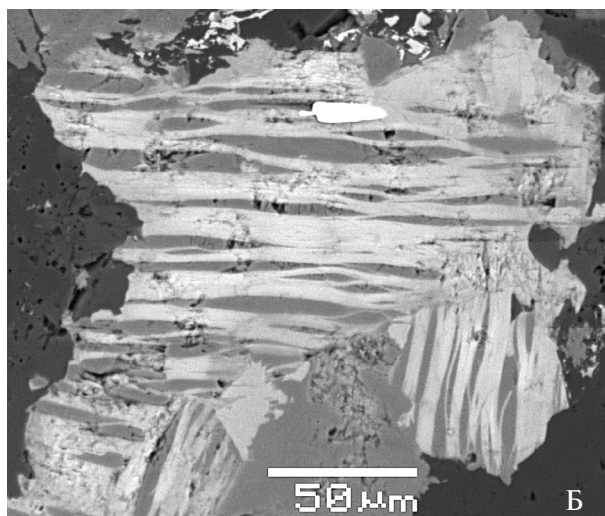
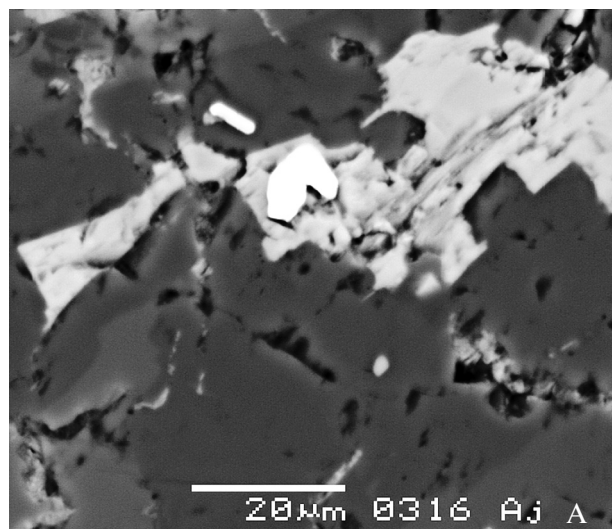
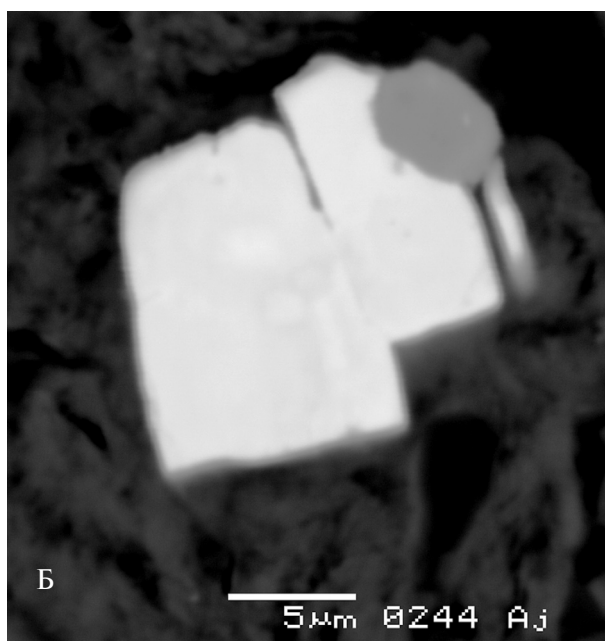


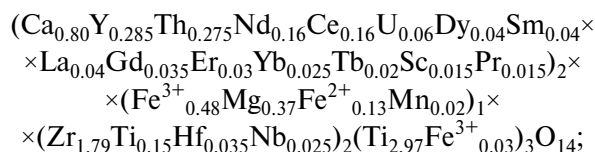
Рис. 6. Включения кристаллов бадделеита (белый): А — в ильмените (серый) (ан. 13, 14, табл. 3) и в плагииоклазе; Б — в биотите (ан. 15, табл. 3). Плагииоклазы, пироксены, кварц — черные; в отраженных электронах

кинитом, включения в ильмените, халькопирите и биотите (рис. 6). Аюдагский бадделеит содержит 1,7–2,4 масс.% HfO_2 , $\text{Zr}/\text{Hf} = 66\div 96$, 1,9–2,5% Nb_2O_5 , 0,4–1,1% TiO_2 (табл. 3, анализы 13–16). Это типичный состав бадделеита магматических пород [Sørensen, 1997; Philpotts, Ague, 2009].

Цирконолит — сложный оксид Zr-Ti-Ca-Y-Fe , открытый Л.С. Бородиным в щелочных магматических породах — кальцитовых карбонатитах, а также связанных с ними высокотемпературных щелочных метасоматитах — камафоритах [Бородин и др., 1956, 1973]. В дальнейшем цирконолит был описан в карбонатитах разнообразного состава; в фенитах, окружающих интрузивы нефелиновых сиенитов [Геохимия..., 1964; Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1971; Меньшиков и др., 2014]. В известково-щелочных магматических породах установлен впервые. Цирконолит в габброидах Аю-Дага слагает уплощенные призматические кристаллы

размером от 10–20×2–5 до 60×3–5 мкм, чаще их сростания имеют размер до 30×25 и 90×40 мкм (рис. 7). Цирконолит нередко тяготеет к ксенокристам циркона и торита, изредка непосредственно вырос на них. Цирконолит содержит до 9 масс.% ThO_2 , 8% Y_2O_3 , 4% Nd_2O_3 , 2% UO_2 , переменное количество Fe и Mg (табл. 4). Состав цирконолита Аю-Дага отвечает цирконолиту 30 по классификации Г. Штрунца [Strunz, Nickel, 2001] и варьирует от обычного Ca-доминантного (анализы 18, 19) до редкого Y-доминантного (анализ 17).

Формула цирконолита, бедного Y (анализ 19):



формула цирконолита, умеренно богатого Y (анализ 18):

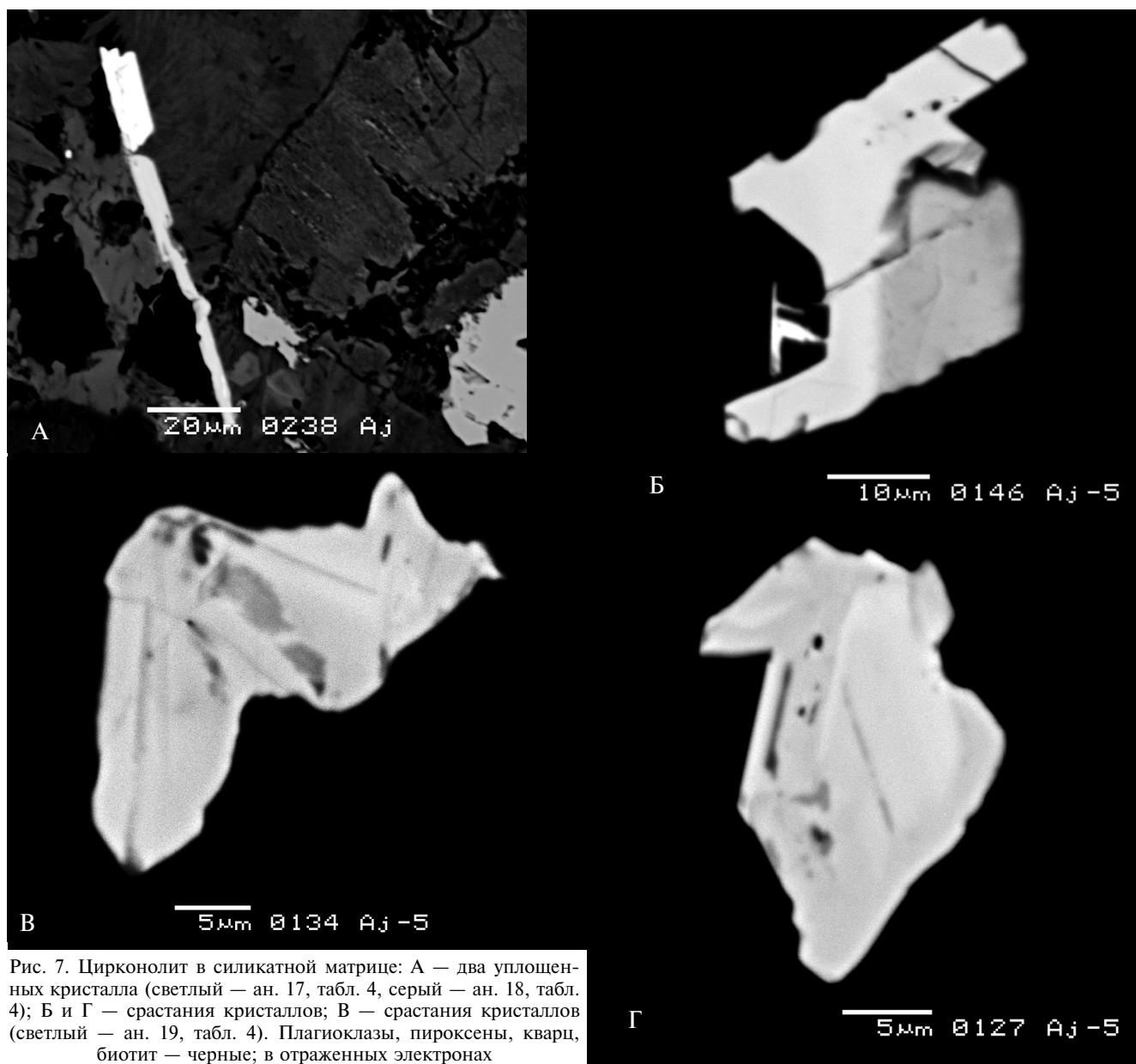
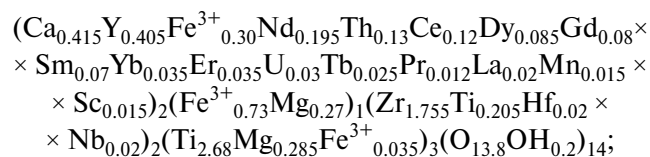
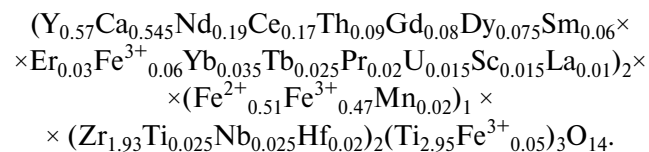


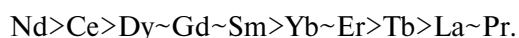
Рис. 7. Цирконолит в силикатной матрице: А — два уплощенных кристалла (светлый — ан. 17, табл. 4, серый — ан. 18, табл. 4); Б и Г — срастания кристаллов; В — срастания кристаллов (светлый — ан. 19, табл. 4). Плаггиоклазы, пироксены, кварц, биотит — черные; в отраженных электронах



формула Y-доминантного цирконолита (анализ 17):



Распределение лантанидов в цирконолите весьма специфичное —



Результаты исследований и их обсуждение. Островодужные анортит-битовнитовые кварцевые габбро-норит-долериты интрузива Аю-Даг со-

держат, помимо сингенетичных циркона, торита, цирконолита и бадделеита, заметное количество реститовых циркона и торита. Реститовый циркон, содержащий до 6 масс.% HfO_2 , 5% ThO_2 , 6% Y_2O_3 , 3% P_2O_5 , и торит, содержащий до 9 масс.% UO_2 , в габброидах Аю-Дага по составу и облику отвечают типичным образованиям высокорadioактивных гранитов [Геохимия, 1964; Cassilas et al., 1995; Zircon, 2000; Philpotts, Ague, 2009]. Изотопный возраст циркона (ксеногенного) в габброидах Аю-Дага, по данным Е.Е. Шнюковой, составляет >2 млрд лет [Шнюкова, 2013]. Таким образом, магма Аю-Дага была загрязнена веществом раннедокембрийских высокорadioактивных гранитов, сквозь которые она прорвалась. Ситуация в районе Аю-Дага похожа на ситуацию территории Камбалды, где базиты содержат ксенокристы циркона из древних метаморфических пород подложки [Compston, 1986]. За счет вещества растворявшихся ксенокристов циркона и торита базитовая магма

Аю-Дага была обогащена Zr, Y, Th, U, что привело к кристаллизации цирконолита и бадделеита, а в дальнейшем торита. Возможная причина того, что цирконолит сохранился в кварцевых габброидах Аю-Дага, заключается в том, что в этом мало-глубинном и бедном флюидами интрузиве слабо проявлены позднемагматические поцессы.

Заключение. На основании приведенных фактических данных высказано предположение, что в составе фундамента Горно-Крымской тек-

тонической зоны, в которой находится интрузив Аю-Даг, присутствуют блоки древней зрелой континентальной коры с телами высокорadioактивных гранитов; возможно, что это продолжение на юг структур Украинского щита Восточно-Европейской платформы. Полученные нами данные согласуются с моделью строения земной коры Горного Крыма, предложенной в работе [Ковалевский, 1966].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьев В.А., Реввердатто В.В. Уникальная ассоциация Fe-апатит–Fe-кордиерит–фаялит Аю-Дага — результат контактового метаморфизма // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 3. С. 362–364.
- Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченков А.Г. Редкометалльные камафориты: формация апатит-форстерит-магнетитовых пород в щелочных-ультраосновных и карбонатитовых массивах. М.: Наука, 1973. 176 с.
- Бородин Л.С., Назаренко И.И., Рихтер Т.Л. О новом минерале цирконолите — сложном окисле типа AB_3O_7 // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110, № 5. С. 845–848.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 2 / Ред. К.А. Власов. М.: Наука, 1964. 830 с.
- Годлевский М.Н., Надеждина Е.Д. Бадделеит из габбро-долеритовой интрузии Норильск-I (Сибирская платформа) // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М.: Наука, 1970. С. 177–182.
- Еременко Г.К., Еременко Е.И. Метакарбонатные контактовые роговики Аю-Дага // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1972. № 7. С. 585–589.
- Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971. 288 с.
- Ковалевский С.А. Корни Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171, № 3. С. 673–676.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.
- Лагорио А.Е. К геологии Крыма. О некоторых массивных горных породах Крыма и их геологическом значении // Зап. Варш. ун-та. 1887. № 5. С. 1–16. № 6. С. 17–48.
- Луцицкий В.И. Петрография Крыма. Петрография СССР. Сер. 1. Региональная петрография. Вып. 8. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 98 с.
- Мейстер А.К. Материалы по петрографии Крыма // Изв. Геолкома. СПб., 1908. Т. 27, № 10. С. 669–706.
- Меньшиков Ю.П., Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А. и др. Минералы группы цирконолита из фенитизированных ксенолитов в нефелиновых сиенитах Хибинского и Ловозерского массивов // Зап. ВМО. 2014. Ч. 143. Вып. 4. С. 60–72.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Рогов М.А. и др. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 3. С. 3–21.
- Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Суфиев А.А. U-Pb цирконовый (Shrimp) возраст Джидайской интрузии как реперного объекта для геологии Крыма // Вестн. СПбГУ. Сер. Геология и география. 2012. Вып. 4. С. 25–33.
- Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. М.: Недра, 1973. 192 с.
- Павлинов В.Н. Форма и механизмы образования малых интрузивных массивов типа лакколитов. М., МГРИ, 1946. 411 с.
- Плошко В.В., Сиденко О.Г., Иванов В.И., Сукач В.С. Ассоциация пикритов и кварцевых диабазов Крыма // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244, № 2. С. 442–445.
- Попов С.П. Минералогия Крыма. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 352 с.
- Рид С.Дж.Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М.: Техносфера, 2008. 232 с.
- Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Ст. 1, 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 4. С. 119–134; вып. 6. С. 102–112.
- Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты: Автореферат докт. дисс. Киев, 2013. 40 с.
- Cassilas R., Nagy G., Panto G. Occurrence of Th, U, Y, Zr, and REE-bearing accessory minerals in late-Variscan granitic rocks from the Sierra de Guadarrama (Spain) // Eur. J. Mineral. 1995. Vol. 7. P. 989–1006.
- Compston W. Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones belt // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 76. P. 229–311.
- El Goresy A. Baddeleyite and its significance in impact glasses // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70. P. 3453–3456.
- Franco R.R., Loewenstein W. Zr from the region of Poços de Caldas // Amer. Mineral. 1948. Vol. 33. P. 142–151.
- Gübelin E.J., Peretti A. Sapphires from Andranondambo mine in SE Madagascar: evidence for metasomatic skarn formation // J. Gemm. 1997. Vol. 25. P. 453–470.
- Philpotts A.R., Ague J.J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge: Cambridge University Press, 2009. 667 p.
- Scatena-Wachel D.E., Jones A.P. Primary baddeleyite (ZrO_2) in kimberlite from Benfontein, South Africa // Mineral. Mag. 1984. Vol. 48. P. 257–261.
- Sørensen H. The agpaitic rocks: an overview // Mineral. Mag. 1997. Vol. 61. P. 485–498.
- Strunz H., Nickel E.H. Strunz mineralogical tables. Stuttgart, 2001. 870 s.
- Widenfalk L., Gorbatshev R. A note on a new occurrence of baddeleyite in larvikite from Larvik, Norway // Norsk Geol. Tidsskr. 1971. Vol. 51. P. 93–94.
- Zircon / Eds. J.M. Hancilar, P.W.O. Hoskin // Rev. Mineral. Geochem. 2004. Vol. 53. 500 p.

УДК 550.424:550.46

А.В. Савенко¹, В.С. Савенко²

КИСЛОТНАЯ МОБИЛИЗАЦИЯ АЛЮМИНИЯ ИЗ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

Экспериментально изучено выщелачивание алюминия из минералов (роговая обманка, биотит, мусковит, микроклин, лабрадорит, альбит) и горных пород (гранит, туфопесчаник, кристаллический сланец) подкисленной речной водой. Установлена зависимость концентрации алюминия от кислотности раствора: $\lg[Al] = A - BpH$, в которой угловой коэффициент B имеет примерно одинаковое значение для всех образцов, равное $0,74 \pm 0,06$. Сделан вывод, что в растворе преобладают полимерные гидроксокомплексы алюминия. Критическая величина pH, ниже которой концентрация растворенного алюминия превышает ПДК для рыбохозяйственных водоемов, составляет $6,6 \pm 0,3$.

Ключевые слова: алюминий, мобилизация, выщелачивание, алюмосиликаты, закисление поверхностных вод.

Leaching of aluminum from minerals (hornblende, biotite, mica, microcline, labradorite, albite) and rocks (granite, tuff sandstone, schist) by the acidified river water was experimentally studied. The relationship between aluminum concentration and solution acidity $\lg[Al] = A - BpH$ in which slope coefficient B has roughly the same value for all samples, equal 0.74 ± 0.09 , was established. It was drawn a conclusion on prevailing of polymeric hydroxocomplexes of aluminum into solution. The critical pH value below which concentration of dissolved aluminum exceeds the maximum allowable concentration (MAC) for fishery water bodies makes 6.6 ± 0.3 .

Key words: aluminum, mobilization, leaching, aluminosilicates, acidizing of surface waters.

Введение. Изучение закономерностей распределения и миграции алюминия в природных водах в последнее время вызывает повышенный интерес в связи с обнаружением высокой токсичности его растворенных форм в отношении растений, животных и человека [Ершов, Плетнева, 1989; Кабата-Пендиас, Пендиас, 1989; Овчинников, 1990; Башкин, 2008]. Предельно допустимая концентрация (ПДК) алюминия для вод хозяйственно-питьевого и культурно-бытового использования в России установлена на уровне $0,2\text{--}0,5$ мг/л [ГН 2.1.5.1315-03, 2003] (в некоторых странах она снижена до $0,1$ мг/л); для рыбохозяйственных водоемов эта величина существенно ниже и составляет $0,04$ мг/л [Нормативы..., 2016]. Последнее значение совпадает со средней концентрацией алюминия в речных водах ($0,032\text{--}0,050$ мг/л [Martin, Meybeck, 1978; Martin, Whitfield, 1983; Гордеев, 1983; Gaillardet et al., 2004]) и чуть выше среднего содержания алюминия в грунтовых водах разных природно-климатических зон ($0,015\text{--}0,037$ мг/л [Шварцев, 1998]). Поэтому любые процессы, приводящие даже к не очень значительному повышению концентрации растворенного алюминия, могут вызывать резкое ухудшение экологического состояния водных объектов.

Характерная черта распределения алюминия в поверхностных и подземных водах — зависимость

его концентрации от кислотности среды, эта зависимость наиболее отчетливо проявляется при $pH < 5,0\text{--}5,5$ [Hendry, Brezonik, 1984; Hooper, Shoemaker, 1985; Cronan, Goldstein, 1989; Neal, Nils, 1989; Thomas et al., 1992]. Основным источником алюминия в природных водах служат горные породы, состоящие преимущественно из алюмосиликатов. Имеются многочисленные доказательства того, что мобилизация алюминия из горных пород и почв усиливается с увеличением кислотности вод [Cronan, Schofield, 1979; Johnson et al., 1981; Steinnes, Henriksen, 1993; Hindar, Lydersen, 1994 и др.]. При этом значительный вклад в кислотность поверхностных и подземных вод вносят органические кислоты, которые, образуя комплексные соединения с алюминием, также способствуют его мобилизации из горных пород и почв [Urban et al., 1990; Agren, Jacks, 1991; Berggren, 1992]. В естественных условиях эффекты совместного действия кислотности и комплексообразования разделить чрезвычайно сложно, что затрудняет оценку роли каждого из этих факторов в мобилизации алюминия. Цель наших исследований состояла в экспериментальном определении параметров зависимости мобилизации алюминия из главных пороодообразующих минералов и горных пород от кислотности водной среды в отсутствие растворенных органических веществ.

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

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

Материалы и методы исследований. Методика экспериментов. В опытах использовали 6 мономинеральных фракций основных породообразующих алюмосиликатов (роговая обманка, биотит, мусковит, микроклин, лабрадорит, альбит) и 3 образца горных пород (гранит, туфопесчаник, кристаллический сланец) с химическим составом, приведенным в табл. 1. Растертые до состояния пудры (<100 мкм) образцы смешивали в соотношении 1:100 с водой из р. Москва, величину pH которой варьировали в интервале от 2,1 до 8,0 добавлением небольшого количества 1 М серной кислоты. Содержание главных ионов в речной воде было следующим, мг/л: Na^+ 6,6; K^+ 1,9; Mg^{2+} 16,5; Ca^{2+} 61,1; Cl^- 7,0; SO_4^{2-} 12,5; HCO_3^- 246,5; минерализация (*M*) составила 352 мг/л. Для контроля установления равновесного состояния была выполнена дополнительная серия экспериментов с переменным отношением твердая фаза : раствор. В течение 9 мес. опыты выдерживали при периодическом перемешивании, после чего растворы отфильтровывали через мембранный фильтр 0,45 мкм и измеряли в них величину pH потенциометрическим методом с точностью $\pm 0,005$, а также содержание алюминия и кремния спектрофотометрическими методами с применением эриохромцианина и молибдата аммония соответственно [Лурье, 1971] с относительной погрешностью $\pm 3\%$.

Результаты исследований и их обсуждение. Проведенные нами эксперименты показали (табл. 2), что практически во всем изученном интервале pH растворение алюмосиликатов происходило инконгруэнтно, о чем свидетельствует сопоставление отношения количества перешедших в раствор алюминия и кремния с соответствующим отношением в твердой фазе. Для большинства мономинеральных фракций (роговая обманка, биотит, мусковит и лабрадорит) отношение равновесных концентраций алюминия и кремния во всем диапазоне кислотности было ниже, чем в твердой фазе. Для микроклина, альбита и горных пород при $\text{pH} > 4$ также отмечалось избыточное выделение в раствор кремния, тогда как при $\text{pH} < 4$, напротив, выделялся избыток алюминия.

Для всех минералов и горных пород наблюдалась линейная зависимость между логарифмом концентрации растворенного алюминия ($[\text{Al}]$, М) и величиной pH (рисунок):

$$\lg[\text{Al}] = A - B\text{pH}, \quad (1)$$

в которой значения углового коэффициента *B* близки для разных образцов и в среднем составляют $0,74 \pm 0,06$ (табл. 3).

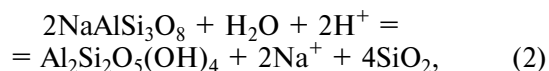
Факт инконгруэнтного растворения и примерно одинаковая величина коэффициента *B* для разных образцов позволяют предположить, что конечный состав растворов во всех случаях контролируется одной и той же реакцией. Наиболее вероятными представляются две следующие схемы.

Таблица 1

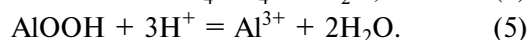
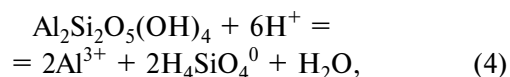
Химический состав минералов и горных пород, масс.%

Компонент	Роговая обманка	Биотит	Мусковит	Микроклин	Лабрадорит	Альбит	Гранит	Туфопесчаник	Кристаллический сланец
SiO_2	37,63	36,37	46,26	68,11	51,61	67,93	71,44	63,29	44,30
TiO_2	1,87	1,54	0,46	<0,01	1,23	<0,01	0,39	0,71	1,78
Al_2O_3	13,86	19,01	32,63	16,55	23,32	18,97	14,61	16,40	15,41
Fe_2O_3	19,57	21,06	2,46	0,12	5,85	0,22	3,20	4,30	11,09
MnO	0,16	0,45	0,04	<0,01	0,06	<0,01	0,01	н/о	0,09
MgO	11,93	8,03	1,26	0,01	1,36	0,01	0,32	1,46	7,79
CaO	10,68	0,05	0,10	0,26	9,59	0,06	1,10	3,04	7,44
Na_2O	2,12	0,21	0,62	2,86	4,26	11,28	2,37	2,33	1,84
K_2O	0,36	9,34	10,30	10,66	0,84	0,24	3,96	2,34	0,86
P_2O_5	0,02	<0,01	0,02	0,05	0,29	<0,01	0,23	0,22	0,16
п.п.п.	1,34	3,31	5,02	0,49	0,96	0,34	н/о	н/о	н/о
Сумма	99,54	99,37	99,17	99,11	99,37	99,05	97,63	94,09	90,76

По первой схеме при взаимодействии исходной твердой фазы с кислым раствором образуется вторичный алюмосиликат — каолинит, являющийся в этих условиях наиболее устойчивой фазой. По второй схеме в силу кинетических ограничений (медленная скорость образования каолинита) твердофазными продуктами взаимодействия минералов и горных пород с кислым раствором становятся кремнезем и труднорастворимые оксигидроксиды алюминия и железа. Эти два варианта иллюстрируют реакции (2) и (3) на примере растворения альбита:

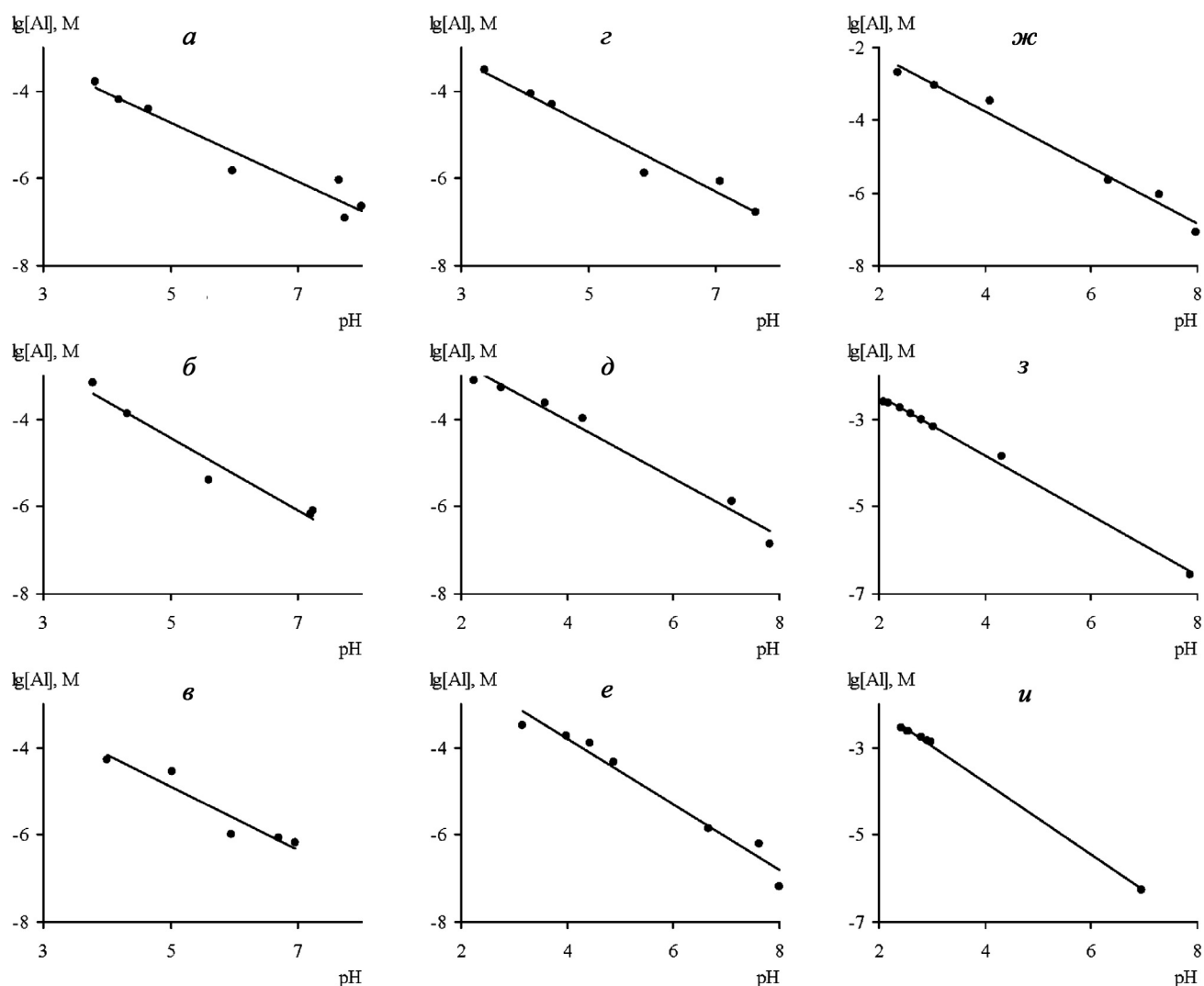


Отсюда следует, что концентрация алюминия должна контролироваться растворимостью либо каолинита, либо оксигидроксидов алюминия и зависеть от величины pH. При $\text{pH} < 5$ в растворе преобладают ионы Al^{3+} [Назаренко и др., 1979], что приводит к следующей форме записи реакций растворения каолинита и оксигидроксида алюминия (гиббсита):



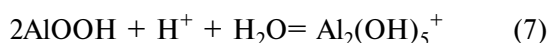
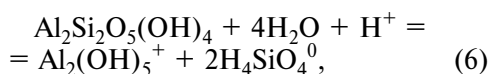
Стехиометрия реакций (4) и (5) дает величину углового коэффициента *B* в зависимости (1), равную 3, что в 4 раза превышает наблюдавшееся в экспериментах значение.

Указанное несоответствие можно объяснить тем, что, помимо мономерного растворенного алюминия, в природных водах присутствуют его поли-

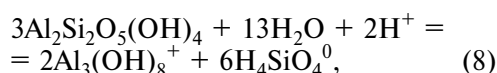


Зависимость логарифма концентрации растворенного алюминия от величины pH при кислотном выщелачивании из основных породообразующих минералов и горных пород: *a* — роговая обманка, *б* — биотит, *в* — мусковит, *г* — микроклин, *д* — лабрадорит, *е* — альбит, *ж* — гранит, *з* — туфопесчаник, *и* — кристаллический сланец

мерные формы $Al_2(OH)_5^+$, $Al_3(OH)_8^+$, $Al_2(OH)_4^{2+}$, $Al_4(OH)_{10}^{2+}$ и др. [Sillen, Martell, 1964], важную роль которых отмечали многие авторы [Матвеева и др., 1976; Bourrie et al., 1989; May, 1992]. Для реакций растворения каолинита или гиббсита с образованием полимерных форм растворенного алюминия угловой коэффициент в зависимости (1) оказывается существенно меньше. При доминировании в растворе $Al_2(OH)_5^+$



угловой коэффициент B равен 0,5; при преобладании $Al_3(OH)_8^+$



угловой коэффициент B еще меньше и составляет $1/3$. В зависимости от преобладания тех или иных

форм алюминия в растворе величина B может изменяться в широких пределах, но ее постоянство означает неизменность определенного соотношения форм нахождения алюминия в данных условиях. Таким образом, присутствие полимерных гидроксокомплексов алюминия способно снижать угловой коэффициент B до наблюдаемого в наших экспериментах значения $0,74$ ($\sim 3/4$).

Экспериментально установленные параметры зависимости концентрации растворенного алюминия от кислотности водной среды позволяют определить критические значения pH, ниже которых концентрация алюминия будет превышать ПДК для водоемов рыбохозяйственного назначения ($0,04$ мг/л, или $1,48$ мкМ). Для всех изученных минералов и горных пород критическая величина pH мало отличается и составляет $6,6 \pm 0,3$. Кислотность поверхностных вод довольно часто превосходит это значение, и в таких случаях в целях экологической мелиорации водных объектов необходимо проводить известкование, высокая эффективность которого показана в ряде работ, например в [Grieve, 1990].

Таблица 2

Выщелачивание алюминия из основных породообразующих минералов и горных пород при закислении
поверхностных вод (отношение твердая фаза : раствор 1:100)

Равновес- ный pH	Равновесная концентрация в растворе		Атомное отношение Al/Si в растворе
	Al, мкМ	Si, мМ	
Роговая обманка (Al/Si _{атом} = 0,434)			
7,99	0,23	0,169	0,001
7,74	0,12	0,176	0,001
7,64	0,90	0,197	0,005
5,98	1,50	0,224	0,007
4,66	38,9	0,264	0,147
4,18	64,6	0,297	0,218
3,83	160	0,477	0,335
Биотит (Al/Si _{атом} = 0,616)			
7,24	0,80	0,308	0,003
7,19	0,67	0,366	0,002
5,61	4,03	0,772	0,005
4,31	135	1,37	0,099
3,77	675	1,99	0,339
Мусковит (Al/Si _{атом} = 0,831)			
6,96	0,66	0,192	0,003
6,70	0,83	0,223	0,004
5,95	1,03	0,331	0,003
5,02	28,8	0,376	0,077
4,01	53,3	0,611	0,087
Микроклин (Al/Si _{атом} = 0,286)			
7,64	0,16	0,201	0,001
7,08	0,83	0,248	0,003
5,88	1,29	0,317	0,004
4,43	49,6	0,436	0,114
4,09	89,5	0,541	0,165
3,37	302	0,878	0,344
Лабрадорит (Al/Si _{атом} = 0,533)			
7,81	0,14	0,202	0,001
7,12	1,35	0,282	0,005
4,30	108	0,752	0,144
3,57	231	1,69	0,137
2,77	549	3,25	0,169
2,25	798	2,75	0,290

Равновес- ный pH	Равновесная концентрация в растворе		Атомное отношение Al/Si в растворе
	Al, мкМ	Si, мМ	
Альбит (Al/Si _{атом} = 0,329)			
8,02	0,06	0,185	0,0003
7,62	0,62	0,193	0,003
6,67	1,43	0,214	0,007
4,88	46,9	0,264	0,178
4,42	125	0,409	0,306
3,98	185	0,486	0,381
3,15	327	0,560	0,584
Гранит (Al/Si _{атом} = 0,241)			
7,97	0,083	0,276	0,0003
7,29	0,87	0,340	0,003
6,32	2,21	0,510	0,004
4,09	345	0,841	0,410
3,04	872	1,08	0,807
2,35	2020	1,88	1,07
Туфопесчаник (Al/Si _{атом} = 0,305)			
7,87	0,28	0,265	0,001
4,32	138	0,546	0,253
3,03	669	0,941	0,711
2,80	993	1,38	0,720
2,61	1370	1,74	0,787
2,40	1900	2,38	0,798
2,17	2300	3,15	0,730
2,08	2490	3,14	0,793
Кристаллический сланец (Al/Si _{атом} = 0,410)			
6,94	0,55	0,224	0,002
2,97	1330	1,78	0,747
2,92	1470	1,96	0,750
2,79	1760	2,27	0,775
2,56	2310	2,95	0,783
2,55	2400	3,09	0,777
2,43	2890	3,81	0,759

Таблица 3

Таблица 3

Параметры зависимости (1) для разных минералов
и горных пород

Заключение. При взаимодействии моно-минеральных фракций алюмосиликатов (роговая обманка, биотит, мусковит, микроклин, лабрадорит, альбит) и горных пород (гранит, туфопесчаник, кристаллический сланец) с подкисленной речной водой концентрация выщелоченного алюминия зависит от кислотности раствора: $\lg[Al] = A - BpH$. Угловой коэффициент B в этой зависимости близок для всех образцов и в среднем составляет $0,74 \pm 0,06$. Такая величина B свидетельствует о том, что в растворе преобладают полимерные гидроксокомплексы алюминия. Критическое значение pH, ниже которого концентрация растворенного алюминия превышает ПДК для водоемов рыбохозяйственного использования, для всех минералов и горных пород находится в интервале $6,6 \pm 0,3$.

Образец	A	B	Коэффициент корреляции, r
Роговая обманка	-1,35	0,68	0,969
Биотит	-0,27	0,83	0,978
Мусковит	-1,29	0,72	0,951
Микроклин	-1,03	0,75	0,984
Лабрадорит	-1,38	0,66	0,988
Альбит	-0,81	0,75	0,984
Гранит	-0,66	0,77	0,991
Туфопесчаник	-1,09	0,68	0,998
Кристаллический сланец	-0,46	0,83	0,999
Среднее	—	$0,74 \pm 0,06$	—

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Башкин В.Н.* Биогеохимия. М.: Высшая школа, 2008.
- ГН 2.1.5.1315-03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. М.: Минздрав России, 2003.
- Гордеев В.В.* Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983.
- Ершов Ю.А., Плетнева Т.А.* Механизмы токсического действия неорганических соединений. М.: Медицина, 1989.
- Кабата-Пендиас А., Пендиас Х.* Микроэлементы в почвах и растениях. М.: Мир, 1989.
- Лурье Ю.Ю.* Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971.
- Матвеева Л.А., Васильева Л.А., Рождественская З.С.* Особенности поведения алюминия в разбавленных растворах, условия и формы его осаждения // Кора выветривания. Вып. 15. М.: Наука, 1976. С. 201–227.
- Назаренко В.А., Антонович В.П., Невская Е.М.* Гидролиз ионов металлов в разбавленных растворах. М.: Атомиздат, 1979.
- Нормативы качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативы предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения (утверждены приказом Минсельхоза России от 13 декабря 2016 г. № 552). М.: Минсельхоз России, 2016.
- Овчинников Л.Н.* Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990.
- Шварцев С.Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998.
- Agren S., Jacks G.* Aluminium from two glacial tills — flows and retention mechanism // *Aqua Fennica*. 1991. Vol. 21, N 1. P. 29–37.
- Berggren D.* Speciation and mobilization of aluminium and cadmium in podzols and cambisols of S. Sweden // *Water, Air, and Soil Pollut.* 1992. Vol. 62, N 1–2. P. 125–156.
- Bourrie G., Grimaldi C., Regeard A.* Monomeric versus mixed monomeric-polymeric models for aqueous aluminium species: Constraints from low-temperature natural waters in equilibrium with gibbsite under temperate and tropical climate // *Chem. Geol.* 1989. Vol. 76, N 3–4. P. 403–417.
- Cronan C.S., Goldstein R.A.* ALBIOS: A comparison of aluminum biogeochemistry in forested watersheds exposed to acidic deposition // *Advances in Environmental Science. Acidic Precipitation*. Vol. 1. N.Y.: Springer-Verlag, 1989. P. 113–135.
- Cronan C.S., Schofield C.L.* Aluminum leaching response to acid precipitation: Effects on high-elevation watersheds in the Northeast // *Science*. 1979. Vol. 204, N 4390. P. 304–306.
- Gaillardet J., Viers J., Dupre B.* Trace elements in river waters // *Treatise on Geochemistry*. Vol. 5. Amsterdam: Elsevier-Pergamon, 2004. P. 225–272.
- Grieve I.C.* Effects of catchment liming and afforestation on the concentration and fractional composition of aluminium in the Loch Fleet catchment, SW Scotland // *J. Hydrol.* 1990. Vol. 115, N 1–4. P. 385–396.
- Hendry C.D., Brezonik P.L.* Chemical composition of softwater Florida lakes and their sensitivity to acid precipitation // *Water Res. Bull.* 1984. Vol. 20, N 1. P. 75–86.
- Hindar A., Lydersen E.* Extreme acidification of a lake in southern Norway caused by weathering of sulphide-containing bedrock // *Water, Air, and Soil Pollut.* 1994. Vol. 77, N 1–2. P. 17–25.
- Hooper R.P., Shoemaker C.A.* Aluminum mobilization in an acidic headwater stream: Temporal variation and mineral dissolution disequilibria // *Science*. 1985. Vol. 229, N 4712. P. 463–465.
- Johnson N.M., Driscoll C.T., Eaton J.S. et al.* «Acid rain», dissolved aluminum and chemical weathering at the Hubbard Brook experimental forest, New Hampshire // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1981. Vol. 45, N 9. P. 1421–1437.
- Martin J.M., Meybeck M.* Major elements contents in river dissolved and particulate loads // *Biogeochemistry of Estuarine Sediments*. Paris: UNESCO, 1978. P. 95–110.
- Martin J.M., Whitfield M.* The significance of the river input of chemical elements to the ocean // *Trace Metal in Sea Water*. N.Y.: Plenum Press, 1983. P. 265–296.
- May H.M.* The hydrolysis of aluminum: Conflicting models and the interpretation of aluminum geochemistry // *Water-Rock Interaction*. Rotterdam: Balkema, 1992. P. 13–21.
- Neal C., Nils C.* Inorganic aluminium-hydrogen ion relationships for acidified streams; the role of water mixing processes // *Sci. Total Environ.* 1989. Vol. 80, N 2–3. P. 195–203.
- Sillen L.G., Martell A.E.* Stability constants of metal-ion complexes. L.: Chemical Society, Burlington House, 1964.
- Steinnes E., Henriksen A.* Metals in small Norwegian lakes: Relation to atmospheric deposition of pollutants // *Water, Air, and Soil Pollut.* 1993. Vol. 71, N 1–2. P. 167–174.
- Thomas R., Meybeck M., Beim A.* Lakes and reservoirs // *Water Quality Assessments*. L.: Chapman and Hall, 1992. P. 317–369.
- Urban N.R., Gorham E., Underwood J.K. et al.* Geochemical processes controlling concentrations of Al, Fe, and Mn in Nova Scotia lakes // *Limnol. and Oceanogr.* 1990. Vol. 35, N 7. P. 1516–1534.

Поступила в редакцию
13.02.2018

УДК 55; 624.131. (035.3)

Т.И. Аверкина¹

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕСКОВ РАЗНОГО ВОЗРАСТА И ГЕНЕЗИСА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ²

В инженерной геологии пески исследуют с разных позиций, в том числе с точки зрения особенностей их пространственного распределения. Последнее особенно актуально для обширной территории нашей страны. Составлены схематические карты распространения песчаных грунтов дочетвертичного и четвертичного возраста на территории России. Описаны закономерности их распределения по площади и разрезу в пределах платформенных и горно-складчатых регионов.

Ключевые слова: пески, четвертичные, дочетвертичные, карта, закономерности распространения, Россия.

In engineering geology sands are investigated from different positions, including from the point of view of their spatial distribution. The latter is especially important for the vast territory of our country. Schematic maps of the distribution of pre-Quaternary and Quaternary sandy soils on the Russian territory are compiled. The regularities of their distribution by area and section within platform and mountain regions are described.

Key words: sands, Quaternary, Pre-Quaternary, map, regularities of distribution, Russia.

Введение. Пески — важный компонент осадочной оболочки Земли, особенно широко представленный в ее верхней части, где сосредоточена хозяйственная деятельность человечества. Они залегают в основаниях или служат вместилищем инженерных сооружений, используются в качестве стройматериалов, к ним приурочены горизонты подземных вод, с ними связаны проявления некоторых неблагоприятных геологических процессов (эоловые, суффозия и др.).

В инженерной геологии пески исследуют с разных позиций, в том числе с точки зрения особенностей их распределения по разрезу и площади. Последнее особенно актуально для обширной территории нашей страны. Региональные аспекты изучения песчаных грунтов отражены в многотомных монографиях о инженерной геологии СССР и России, изданных в 1976–1978, 1990–1992, 2011–2015 гг. Опубликованы три схематические карты распространения песков [Фадеев, 1951; Платов, 1973; Потапов и др., 2009], но они охватывают только территорию европейской части бывш. СССР и касаются только песков четвертичного возраста. Обобщающая карта-сводка о песчаных грунтах всей России пока не опубликована.

В статье обсуждаются закономерности пространственного распределения песков разного возраста и генезиса на территории России. Описание сопровождается двумя схематическими картами. Первая отражает распространение четвертичных песчаных грунтов, на ней показаны первые от поверхности стратиграфо-генетические комплексы четвертичных отложений, содержащие пески

(рис. 1). На вторую вынесены дочетвертичные формации, содержащие пески (рис. 2), это формации, залегающие первыми от поверхности коренных пород, т.е. залегающие непосредственно под четвертичными отложениями или выходящие на поверхность (реже).

При составлении этих карт были использованы опубликованные в интернете на сайте Всероссийского научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) листы Государственной геологической карты (Карта четвертичных отложений) масштаба 1:1 000 000 2-го и 3-го поколений, Карта четвертичных образований территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000 и Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1: 2 500 000 [<http://www.vsegei.ru> ..., 2016, 2017]. Часть информации заимствована с Инженерно-геологической карты Западно-Сибирской плиты масштаба 1:1 500 000 (1972), Карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР масштаба 1: 2 500 000 (1974), а также из материалов 1-го и 2-го изданий монографии «Инженерная геология СССР» (1976–1977 и 1990–1992 гг.).

Четвертичные песчаные грунты. На территории России пески можно встретить почти во всех генетических комплексах четвертичных отложений: морских, аллювиально-морских, ледниково-морских, ледниковых, водно-ледниковых, озерно-ледниковых, аллювиальных, озерных, озерно-аллювиальных, эоловых, элювиальных, пролювиальных, делювиальных, вулканогенных, а также оползневых, обвальных, осыпных и антропогенных. Одни из них имеют площадной характер

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: averkina@geol.msu.ru

² Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 17-05-00944а).



Рис. 1. Схематическая карта распространения четвертичных песчаных грунтов на территории России: 1 — стратиграфо-генетические комплексы, содержащие пески; 2 — граница зоны распространения многолетнемерзлых пород; 3 — граница зоны совместного распространения многолетнемерзлых и талых пород

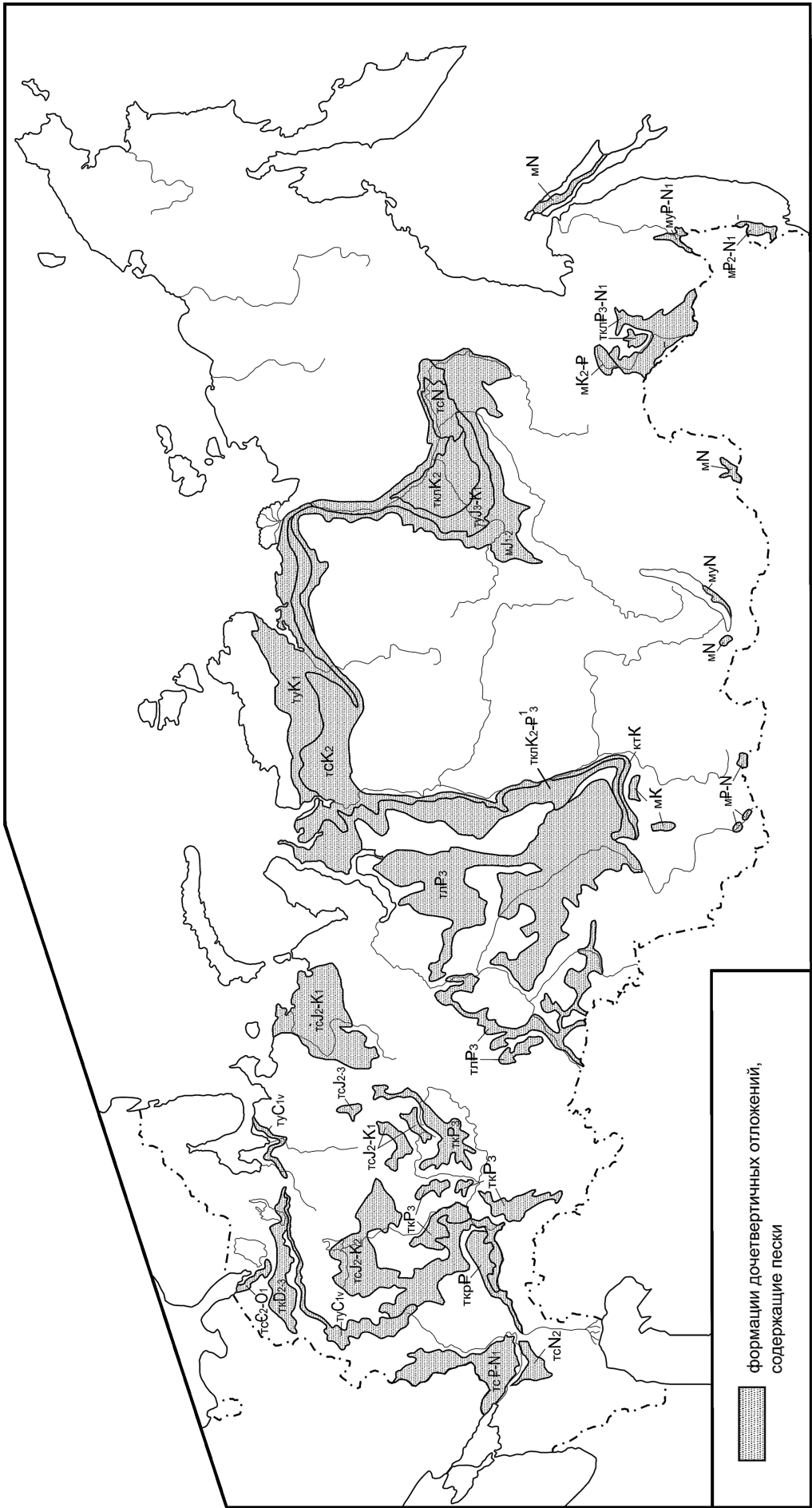


Рис. 2. Схематическая карта распространения дочетвертичных песчаных грунтов на территории России: тк — терригенная красноцветная, тс — терригенная сероцветная, ту — терригенная угленосная, тл — терригенная лигнитоносная, ткл — терригенная каолиновая, м — молассовая или молассовидная, му — молассовая угленосная, кт — карбонатно-терригенная, ткр — терригенно-кремнистая

развития, другие — локальный. В большинстве комплексов пески обычно сочетаются с другими видами грунтов (глинистыми или крупнообломочными), в ледниковых (моренных) являются исключением, а в эоловых и водно-ледниковых всегда преобладают.

Самые большие площади распространения четвертичных песчаных грунтов приурочены к *платформенным территориям европейской части России и Западной Сибири* (рис. 1). В приморских районах здесь развиты *морские* отложения, включающие пески и слагающие морские террасы. Они окаймляют узкой полосой берега Балтийского моря, а также Белого и Баренцева морей от Кандакшского залива до Пай-Хоя включительно. На баренцевоморском побережье отложения датируются *поздним плейстоценом—голоценом*, на балтийском и беломорском — *голоценом* (более древние были уничтожены ледниками).

Значительно масштабнее морские отложения развиты в Прикаспийском прогибе. Низменные условия впадины способствовали тому, что при наступлении моря воды Каспия проникали далеко в глубь платформы, и край акватории отодвигался на сотни километров от современного берега. На поверхность здесь выходят отложения *верхнеплейстоцен-голоценового комплекса*. В верхнеплейстоценовой части толщи пески занимают подчиненное положение, а в голоценовой, наоборот, преобладают (отложения новокаспийской трансгрессии). Их характерная особенность — засоленность, а в прибрежной части еще и высокое содержание ракушки. Пески этого комплекса участвуют, помимо прочего, в строении особых форм рельефа — бэровских бугров. Однако некоторые авторы считают их образованиями аллювиально-морского, эолового или даже «потопного» генезиса [Пояснительная..., 2013]. В среднеплейстоценовой части разреза Прикаспийской впадины вторым или третьим слоем от поверхности залегают пески хазарской трансгрессии.

На севере Западной Сибири морские отложения (иногда трактуемые как озерно-ледниковые) тоже занимают обширные площади и распространяются до северных склонов Сибирских увалов. На поверхности преобладают *верхнеплейстоценовые* комплексы, которые представлены песками, супесями, суглинками и глинами, нередко перекрытыми торфяниками. Отложения находятся преимущественно в многолетнемерзлом состоянии.

В северных и центральных районах Восточно-Европейской платформы верхняя часть разреза выполнена *отложениями ледникового комплекса ранне-среднеплейстоценового* возраста — водно-ледниковыми, озерно-ледниковыми и собственно ледниковыми. Они сменяются по площади и разрезу. Возраст отложений, выходящих на поверхность, омолаживается в направлении с юго-востока на северо-запад. Полных разрезов, включающих осад-

ки всех оледенений, очень мало, так как каждое следующее оледенение уничтожало следы предыдущего. Пески встречаются во всех видах ледниковых отложений, при этом во флювиогляциальных они преобладают, в озерно-ледниковых сочетаются с глинистыми разностями, а в морене представляют, скорее, исключение.

Морена песчаного состава выделяется на Балтийском щите. Это *верхнеплейстоценовые* валунные пески (осташковский горизонт), которые слагают водоразделы и на юге щита постепенно замещаются валунными суглинками и глинами — отложениями, более характерными для морены. Пески *озерно-ледниковых и водно-ледниковых* комплексов обычно приурочены к пониженным участкам рельефа. Озерно-ледниковые пески встречаются также в разрезах камов — холмов высотой от нескольких метров до 40 м и длиной в несколько десятков, реже сотен метров. Особая разновидность водно-ледниковых образований — озы — протяженные (несколько километров и десятков километров) гряды высотой 15–50 м, редко до 100 м, сложенные песками крупными и гравелистыми с включениями гальки и валунов. У южной границы ледниковой зоны флювиогляциальные пески слагают обширные зандровые равнины и поlessья — залесенные и заболоченные низменности (Мещерская, Горьковско-Марийская). На севере ледниковой зоны (Кольский п-ов, север Кулойского плато, Мало- и Большеземельская тундра) пески могут находиться в многолетнемерзлом состоянии.

В Западной Сибири область развития пород ледникового комплекса, где пески входят в состав *средне-верхнеплейстоценовых водно-ледниковых и озерно-ледниковых* отложений, протягивается до широтного отрезка Оби. В первых пески, как всегда, преобладают, а в озерно-ледниковых толщах, особенно широко развитых на восточном продолжении плиты — в Хатангском прогибе, имеют более глинистый состав. Последние накапливались в обширных гляциодепрессиях, которые вытянуты вдоль современных речных долин и в которых до сих пор сохранились крупные озера. Сейчас эти породы находятся в основном в многолетнемерзлом состоянии.

За границами материковых оледенений распространены пески озерно-аллювиального и эолового генезиса. *Озерно-аллювиальные* пески на Волго-Камском междуречье датируются *средним плейстоценом*, а в Заволжье относятся к категории *зоплейстоценовых* образований. Последние входят в состав так называемой сыртовой песчано-глинистой толщи. В Западной Сибири в озерно-аллювиальных комплексах, слагающих обширные террасы-равнины, пески переслаиваются с суглинками и глинами, а завершаются разрезы нередко торфом (мощность до 5–6 м).

Обширные районы развития *эоловых* песков известны в Прикаспии. Это *голоценовые* Рын-пески

в междуречье Волги и Урала, Астраханские пески на правом берегу Волги, а также крупные песчаные образования в Черных степях и Нагайской степи (в междуречье Терека и Кумы). В основном они относятся к категории полужакрепленных и в рельефе образуют безлесные мелкобугристые или бугристо-барханные поверхности. Крупные ареалы эоловых отложений приурочены к террасам нижнего Дона, где выделяются Кундрюченские и Цимлянские, Арчигинско-Донские и Голубинские пески, датируемые *поздним плейстоценом-голоценом*. Обширные песчаные массивы того же возраста развиты на террасах Оби.

В формировании речных долин европейской части РФ и Западной Сибири большую роль сыграли оледенения. На Восточно-Европейской платформе отчетливо выражена следующая закономерность. С северо-запада на юго-восток по мере уменьшения количества ледников, прошедших через территорию, на реках увеличивается число террас. На крайнем северо-западе, в пределах распространения последнего валдайского оледенения, в долинах выражены только поймы и лишь у самой крупной реки — Северной Двины — еще и 1-я терраса. В зоне московского оледенения добавляется следующая терраса, в зоне донского — еще одна. Самое большое число террас присутствует во внеледниковой зоне на реках южного стока: у Дона — до 6 террас, у Волги — до 8, их возраст изменяется *от эоплейстоценового до голоценового*. В разных районах в разрезах террас на пески приходится разная доля. В дельтах рек пески входят в состав *аллювиально-морских* комплексов, особенно обширные ареалы которых выделяются на Волге, Дону, Кубани, Оби, Енисее и др.

На территории *Восточной Сибири и горно-складчатых сооружений Сибири и Дальнего Востока* пески имеют ограниченное распространение и часто сочетаются в разрезах с крупнообломочными отложениями. Пески, как правило, находятся в многолетнемерзлом состоянии либо попадают в зону совместного распространения талых и многолетнемерзлых пород. Пески встречаются в составе *озерно-ледниковых, водно-ледниковых, озерно-аллювиальных, морских, эоловых и аллювиальных* генетических комплексов, возраст которых изменяется *от эоплейстоценового до голоценового*. Площадь распространения отложений ледникового комплекса здесь существенно меньше, чем на европейской части РФ и в Западной Сибири, так как скромнее были масштабы оледенений.

Во впадинах Забайкальского и Алтае-Саянского орогенов и Байкальского рифтогена выделяются крупные песчаные, слабозадернованные массивы, своеобразные минипустыни. Они сложены песками, которые в одних источниках обозначают как эоловые, в других — как полигенетические.

Аллювиальные дисперсные песчано-глинистые отложения встречаются в долинах крупных плат-

форменных рек — Лены и ее притоков, Колымы, Индигирки. В некоторых районах на террасах развиты крупные песчаные массивы *верхнеплейстоцен-голоценовых* или *голоценовых эоловых* отложений, которые образуют дюны и бугристые скопления, в том числе развеваемые. На Лене и Вилюе их называют тукуланами [Пояснительная..., 2013]. Их характерная особенность — глубокое залегание кровли многолетнемерзлых пород (за счет наличия надмерзлотных реликтовых таликов). На горных реках преобладает крупнообломочный аллювий. Дисперсные песчаные отложения, причем, как правило, в сочетании с крупнообломочными, встречаются здесь реже, чем на платформах. Значительные ареалы распространения такого аллювия выделены на Сахалине, Камчатке, в долине Амура.

На Камчатке в районе действующих вулканов формируется редкий тип песков, генезис которых обозначается как *вулканогенный эффузивный*. Это *современные* пепловые образования, пока в инженерно-геологическом отношении изученные мало.

На *шельфах* морей, омывающих территорию России и принадлежащих бассейнам Северного Ледовитого, Атлантического и Тихого океанов, пески распространены широко. Среди разнообразия видов донных отложений, выделяемых на современных картах (нефеловидный, перлювиальный, деклювиальный и др.), они наиболее характерны для *флювиальных и волновых* генетических комплексов. Ареалы таких отложений выделяются в прибрежных мелководьях, заливах и на мелководных банках, лайдах и косах. При этом на подводных продолжениях платформ полоса развития песков начинается непосредственно от берега, а на шельфах орогенов обычно сначала отлагается гравийно-галечный материал и только за ним — песчаный. Восточнее Урала отложения шельфа в полосе шириной несколько десятков—несколько сотен метров находятся преимущественно в многолетнемерзлом состоянии, за ней выделяется полоса с распространением реликтовой мерзлоты, при дальнейшем движении в глубь акваторий встречаются только охлажденные донные грунты, т.е. имеющие отрицательную температуру, но не являющиеся мерзлыми.

Дочетвертичные песчаные грунты. Дочетвертичные пески входят в состав континентальных и морских, терригенных сероцветных и красноцветных (иногда угленосных и молассовых), а также карбонатно-терригенных и терригенно-кремнистых формаций. Их возрастной диапазон очень широк — от кембрия до неогена (рис. 2).

В составе морских формаций пески обычно отвечают мелководным или литоральным фациям. Континентальные образования гораздо разнообразнее морских. Они могут включать породы аллювиального, озерного, озерно-аллювиального, элювиального, делювиального, пролювиального,

олового и другого генезиса. В терригенных формациях пески чаще всего сочетаются с глинами или сцементированными породами — песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Мощность собственно песчаных слоев изменяется от нескольких метров до нескольких десятков метров. При этом чем древнее формация, тем меньше в ней дисперсных пород и больше сцементированных.

Основные площади распространения дочетвертичных песчаных грунтов приурочены к платформам. Близко к поверхности, непосредственно под четвертичными отложениями они залегают в пределах положительных структур или в краевых частях отрицательных тектонических структур. В орогенах пески развиты ограниченно, преимущественно во впадинах.

Самые древние, *палеозойские, формации*, включающие пески, выделяются на Восточно-Европейской платформе. На южном склоне Балтийского щита под четвертичным покровом вскрыта *терригенная сероцветная формация среднего кембрия—нижнего ордовика*. Она представлена песчаниками и песками с прослоями глин и алевролитов и включает, в том числе, знаменитую оболую толщу [Рухин, 1939; Натальин, 2001]. Формация залегает в основании Волховской и Нарвской ГЭС и других сооружений в Ленинградской области.

На востоке Главного Девонского поля распространена *континентальная терригенная красноцветная формация средне-позднедевонского возраста*, которая залегает на глубине от нескольких метров до 200 м и тянется широкой полосой, параллельной западному борту Московской синеклизы. Она сложена переслаивающимися песками, песчаниками, алевролитами, глинами и мергелями.

В западном и юго-западном бортах Московской синеклизы от Белого моря до верховьев Дона почти сплошной полосой протягивается *континентальная терригенная угленосная формация визейского яруса нижнего карбона*. Она представлена чередованием песчаных и глинистых слоев, на долю песков приходится около 30% разреза [Инженерная..., 1991]. В бортах синеклизы формация вскрывается непосредственно под четвертичным покровом, а к центру впадины ее кровля погружается на несколько сотен метров. К отложениям визейского яруса приурочены месторождения Подмосковского и Тихвинского угольных бассейнов.

В пределах Волго-Уральской антеклизы и на восточном борту Московской синеклизы развита *терригенная красноцветная* (иногда трактуемая как молассовидная) *формация татарского яруса верхней перми* (в новой стратиграфической шкале основная часть этого яруса отнесена к татарскому отделу пермской системы). Толща представлена переслаивающимися глинами, алевролитами, песками, песчаниками с прослоями аргиллитов, мергелей и известняков. С запада на восток по мере приближения к Уралу — области сноса ма-

териала — укрупняется гранулометрический состав отложений, уменьшается их карбонатность и увеличивается мощность. Формация местами залегает под тонким покровом четвертичных отложений, а местами выходит непосредственно на дневную поверхность (что не свойственно всем ранее рассмотренным формациям). На отложениях татарского яруса построены крупные волжские гидроэлектростанции — Чебоксарская, Горьковская (Нижегородская) и другие сооружения.

Мезозойско-кайнозойские формации, содержащие пески, распространены значительно шире. На Восточно-Европейской платформе в бортах Московской синеклизы и на склонах Воронежской антеклизы, а также на Тимано-Печорской плите залегает *мезозойская морская терригенная сероцветная формация*, возраст которой в разных районах датируется по-разному: J_2-K_2 , J_2-K_1 , J_2-3 . Во всех случаях в ее состав входят пески и глины. В Центральных районах, в том числе в Москве, на них возведено множество самых разных инженерных сооружений, например, они залегают в основании комплекса зданий МГУ имени М.В. Ломоносова на Воробьевых горах, в них проходят некоторые туннели московского метрополитена.

На Приволжской возвышенности на глубине до 30 м вскрывается *палеогеновая терригенно-кремнистая формация*, сложенная опоками, диатомитами и трепелами, переслаивающимися с глинами, песками и песчаниками. К юго-западному склону Воронежской антеклизы приурочена морская *терригенная сероцветная формация палеоген-миоценового возраста*, объединяющая пески, глины и алевролиты. В пределах Ергенинской возвышенности более молодая *плиоценовая формация* представлена однородной косослоистой толщей так называемых ергенинских песков. Их накопление связывают либо с деятельностью древней Ергень-реки [Карандеева, 1957], либо с водными потоками, стекавшими с центральных районов Русской плиты [Инженерная..., 1978].

На древней Сибирской платформе основной район развития дочетвертичных песков — Вилуйская синеклиза и сочлененный с ней Предверхо-янский прогиб. Здесь под четвертичными отложениями выделяются четыре согласно залегающих *терригенных формации: молассовидная нижней и средней юры, угленосная верхней юры—нижнего мела, каолиновая верхнего мела и неогеновая терригенная сероцветная*. До глубины 400–600 м породы находятся преимущественно в многолетнемерзлом состоянии [Инженерная..., 1977]. Молассовидная и угленосная формации имеют близкий состав (пески, песчаники, алевролиты, глины, аргиллиты, конгломераты), только во второй присутствуют слои углей (с ними связан Ленский угольный бассейн). Терригенная каолиновая формация заметно отличается от предыдущих, во-первых, однородностью (почти полностью сложена песками), во-

вторых, высоким содержанием каолина, особенно в верхней части разреза. Неогеновая формация представлена песчано-глинистыми отложениями.

Молодая Западно-Сибирская платформа — территория практически сплошного распространения песчано-глинистых формаций под четвертичным покровом, но неглубоко они залегают только в краевых частях платформы, а в центре погружены на 200–500 м. При этом севернее широтного отрезка Оби значительная часть песков находится в многолетнемерзлом состоянии. В пределах платформы и ее восточного продолжения (Енисей-Хатангский прогиб) выделено 5 формаций, включающих пески: *карбонатно-терригенная меловая, терригенная угленосная нижнемеловая, терригенная сероцветная верхнемеловая, терригенная каолиновая верхнемеловая — нижнеолигоценовая и терригенная лигнитоносная олигоценовая*. В их составе в разных долях сочетаются пески, глины, песчаники, алевролиты, иногда аргиллиты. В карбонатно-терригенной, кроме того, присутствуют доломиты и мергели, в нижнемеловой — прослой угля, в олигоценовой — прослой лигнитов и бурых углей. В каолиновой верхнемеловой—олигоценовой формации пески преобладают, насыщены каолинитом и содержат прослой каолиновых глин. Более молодая — олигоцен-миоценовая — каолиновая формация выделена на Зeya-Буреинской платформе.

В пределах горно-складчатых сооружений пески развиты преимущественно во впадинах и входят в состав терригенных молассовых формаций мезозойско-кайнозойского возраста. Их характерная особенность — присутствие грубообломочных пород, иногда туффигов. В некоторых впадинах обнаружена угленосная моласса.

Выводы. 1. На территории России пески можно встретить почти во всех генетических комплексах *четвертичных* отложений: морских, аллювиально-морских, ледниково-морских, ледниковых, водно-ледниковых, озерно-ледниковых, аллювиальных, озерных, озерно-аллювиальных, эоловых, элювиальных, пролювиальных, делювиальных, вулканогенных, а также оползневых, обвальных, осыпных и антропогенных. Одни из них имеют площадной характер развития, дру-

гие — локальный. В большинстве комплексов пески могут сочетаться с другими видами грунтов, в ледниковых (моренных) они представляют исключение, а в эоловых и водно-ледниковых всегда преобладают.

2. Самые большие площади распространения *четвертичных* песчаных грунтов приурочены к платформенным территориям европейской части России и Западной Сибири, где их можно встретить на всех элементах рельефа. На древней Сибирской платформе и в пределах горно-складчатых сооружений значительные песчаные массивы распространены в основном в долинах крупных рек или отдельных впадинах.

3. На северо-востоке Балтийского щита, северной окраине Русской плиты и на Тимано-Печорской платформе, в северной и центральной частях Западно-Сибирской плиты, в пределах Сибирской, Яно-Колымской и Зeya-Буреинской платформ, а также в орогенах Сибири и Дальнего Востока часть *четвертичных* песков находится в многолетнемерзлом состоянии.

4. *Дочетвертичные* пески входят в состав континентальных и морских, терригенных сероцветных и красноцветных (иногда угленосных и молассовых), а также карбонатно-терригенных и терригенно-кремнистых формаций. Мощность песчаных слоев в их составе изменяется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Формации, практически полностью сложенные песками, выделяются только в толщах молодых мезозойско-кайнозойских отложений.

5. Основные площади распространения песчаных грунтов *дочетвертичного* возраста приурочены к древним и молодым платформам. Близко к поверхности, непосредственно под четвертичными отложениями они залегают в пределах положительных структур или в краевых частях отрицательных тектонических структур. В орогенах пески развиты ограниченно, преимущественно во впадинах.

6. В бортах Западно-Сибирской плиты, в Хатангском прогибе, на Зeya-Буреинской платформе и в Вилюйской синеклизе встречаются толщи *дочетвертичных* песков, которые находятся в многолетнемерзлом состоянии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1: 2 500 000. СПб., 2012. URL: <http://vsegei.ru/ru/info/gk-2500/jpeg/index.php> (даты обращения: январь — декабрь 2016, 2017).

Государственная геологическая карта. (Карты четвертичных отложений) масштаба 1:1000 000 2-го и 3-го поколений. URL: <http://webmapget.vsegei.ru/index.html> (даты обращения: январь — декабрь 2016, 2017).

Инженерная геология России. Т. 1. Грунты России / Под ред. В.Т. Трофимова, Е.А. Вознесенского, В.А. Королева. М.: КДУ, 2011. 672 с.

Инженерная геология России. Т. 3. Инженерно-геологические структуры России / Под ред. В.Т. Трофимова, Т.И. Аверкиной. М.: КДУ, 2015. 710 с.

Инженерная геология СССР. Т. 1. Русская платформа. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. 528 с.

Инженерная геология СССР. Т. 3. Восточная Сибирь. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 660 с.

Инженерная геология СССР. Платформенные регионы европейской части СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1991. 271 с.

Инженерно-геологическая карта Западно-Сибирской плиты масштаба 1:1 500 000. М.: ГУГК, 1972.

Карандеева М.В. Геоморфология европейской части СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1957. 315 с.

Карта осадочных и вулканогенных формаций территории СССР масштаба 1: 2 500 000. Л.: ГУГК, 1979.

Карта четвертичных образований территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000. СПб., 2013.

URL: <http://www.vsegei.ru/ru/info/quaternary-2500/> (даты обращения: январь — декабрь 2016, 2017).

Натальин Н.А. Саблино — природная жемчужина окрестностей Санкт-Петербурга // Экскурсии в геологию. СПб.: ОМ-ПРЕСС, 2001. 279 с.

Платов Н.А. Краткий обзор о распространении и некоторых физико-химических свойствах песчаных пород европейской части СССР // Жизнь Земли. 1973. Вып. 9. С. 129–135.

Потапов А.Д., Платов Н.А., Лебедева М.Д. Песчаные грунты. М.: Изд-во Ассоциации строительных вузов, 2009. 256 с.

Пояснительная записка к Карте четвертичных образований Российской Федерации масштаба 1:2 500 000. СПб., 2013. URL: <http://www.vsegei.ru/ru/info/quaternary-2500/> (даты обращения: январь — декабрь 2016, 2017).

Рухин Л.Б. Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области // Уч. зап. ЛГУ. Сер. геолого-почвенных наук. 1939. Вып. 4. 176 с.

Фадеев П.И. Пески СССР. Ч. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1951. 290 с.

Поступила в редакцию
12.05.2018

УДК 553.98(571.121)

Т.Б. Микерина¹, Н.П. Фадеева²

ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН НЕФТЕГЕНЕРАЦИИ ПО ИНФРАКРАСНЫМ СПЕКТРАМ ХЛОРОФОРМЕННЫХ БИТУМОИДОВ В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ АЗОВО-КУБАНСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

Применение метода инфракрасной спектроскопии для изучения структурно-группового состава хлороформных битуминозных компонентов рассеянного органического вещества в мезозойских и кайнозойских отложениях Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна позволило получить важную информацию об условиях седиментогенеза и диагенеза отложений, вмещающих органическое вещество, и степени его катагенетической преобразованности. Характеристика инфракрасных спектров, представленных 15-ю генетическими типами хлороформного битумоида, позволяет выделять зоны отсутствия нефтегазоматеринских пород, генерации углеводородов и зоны, где эти процессы завершились.

Ключевые слова: инфракрасный спектр, хлороформный битумоид, генетический тип, углеводороды, мезозойские и кайнозойские отложения.

Use of infrared spectrometry method for examination of bituminous components of dispersed organic matter in Mesozoic and Cenozoic deposits of the Azov-Kuban petroleum basin gave very important information about conditions of formation of source rocks containing organic matter and the degree of its diagenetic or catagenetic transformation level. Character of infrared spectrums represented by 15 genetic types of chloroform bitumen allows to subdivide the zones with the source beds absence, zones of oil generation and zones where this processes have come to the end.

Key words: infrared spectrum, chloroform bitumen, genetic type, hydrocarbons, Mesozoic and Cenozoic deposits.

Введение. Закономерности пространственного размещения залежей нефти и газа, условия их сохранения или разрушения определяются совокупностью различных геологических, тектонических, литофациальных, геохимических, геотермических и др. факторов. Геохимические и геотермические исследования при поисково-разведочных работах на нефть и газ всегда направлены на выяснение взаимосвязи состава и преобразованности рассеянного органического вещества (РОВ) пород, теплового режима и наличия залежей нефти и газа, поэтому выявление геохимических и геотермических критериев, отражающих условия нефтегазообразования, формирования и размещения залежей углеводородов (УВ) в регионе имеет большое значение.

Систематизация и обобщение результатов геохимических исследований по определению качественного и количественного состава ОВ и его нейтральных битуминозных компонентов, особенностей изменения параметров теплового режима в нефтегазоносных комплексах за весь период нефтегазопромысловых работ в мезозойско-кайнозойских отложениях Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна (АК НГБ) позволило

выделить и оценить ряд действенных геохимических, геотермических качественных и количественных параметров, характерных для каждого этапа геологического развития нефтегазоносного бассейна и определяющих направление процессов нефтегазогенерации и миграции УВ.

К геохимическим критериям относятся такие показатели, как содержание, состав и генетический тип РОВ, содержание УВ в групповом составе хлороформных битумоидов (ХБА), величина битумоидного коэффициента и др., но, как правило, основные из них — содержание и тип РОВ, степень его катагенетической преобразованности.

Цель работы — определение основных геохимических критериев потенциально нефтематеринских, нефтепроизводящих и нефтепроизводивших толщ в мезозойско-кайнозойских отложениях в Западном Предкавказье по результатам изучения качественного и количественного состава ОВ и его битуминозных компонентов с применением метода инфракрасной спектроскопии (ИКС). Изученные площади показаны на рис. 1.

Материалы и методы исследований. Инфракрасная спектроскопия — один из основных геохимических методов изучения структурно-хи-

¹ Кубанский государственный университет, геологический факультет, кафедра региональной и морской геологии, доцент; e-mail: bitumoid@bk.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, вед. науч. с.; e-mail: fadееva_nataly@mail.ru

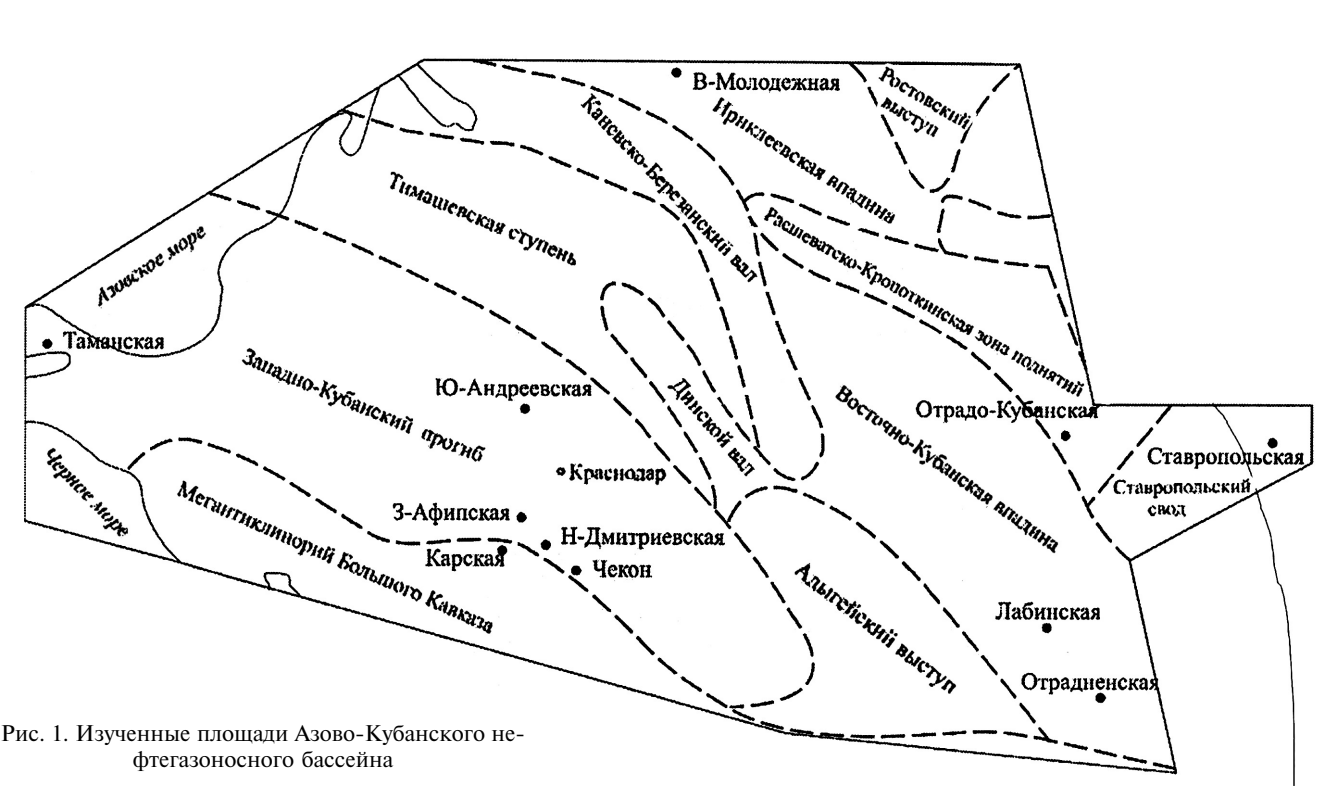


Рис. 1. Изученные площади Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна

мического состава жидкой части рассеянного ОВ (нефракционированных битумоидов) и нефтей. Метод ИКС стали разрабатывать с 1947 г. во ВНИГРИ под руководством М.В. Волькенштейна. В начале 1960-х гг. метод уже широко использовался при поисках нефти и газа в отраслевых нефтяных лабораториях для изучения нефтей, битумоидов и их фракций. В 1971 г. Е.А. Глебовской были опубликованы результаты исследования методом ИКС битумоидов РОВ, а также методика интерпретации инфракрасных спектров и диагностики, приведены эталонные спектры битумоидов ОВ различных типов и степени их метаморфизма и др. [Глебовская, 1971]. Химическая структура битумоидов и нефтей характеризуется наличием в инфракрасном спектре (ИКС) многих функциональных групп, полосы поглощения (п.п.) которых и их интенсивность несут информацию об основных типах структур вещества (парафиновых, ароматических, кислородных) и их связей (валентных и деформационных) (табл. 1).

В зависимости от набора, соотношения, интенсивности полос поглощения в ИК-спектре делается вывод о структурно-групповом составе битумоидов, генетическом типе битумоидов и его преобразовании в литогенезе.

В соответствии с методикой Е.А. Глебовской мы использовали следующие показатели ИКС: максимумы полос поглощения (п.п.) в области 1740–1700 см⁻¹ (кислородные структуры), 1660 см⁻¹ (зрелость ОВ), 1600 см⁻¹ (содержание ароматических структур), 1290 см⁻¹ (показатель интенсивности окисления ОВ в диагенезе), 1040, 1020, 970, 870, 810 и 750 см⁻¹ (типы ароматических

Таблица 1
Диагностические полосы поглощения в ИКС битумоидов, по [Микерина, 1996]

Характеристическая частота, см ⁻¹	Соответствующие функциональные группы	Тип структур
Макс. 1740 (+1170 см ⁻¹)	(O=C=O)	Структуры насыщенных алифатических эфиров, хорошо сохраняются, малоподвижны
Макс. 1720–1700 (+1270–1250 см ⁻¹)	(C=O)	Альдегиды, кислоты, ароматические эфиры, мобильные, миграционно-способные
Макс. 1680–1650	(C=O)	Ненасыщенные цепи, их содержание обычно зависит от типа и метаморфизма ОВ
1600–1610	(C=C)	Ароматические структуры
1460	(C-H)	Алифатические УВ, алифатические УВ в боковых цепях нафтеновых и ароматических УВ
1378	(CH ₃)	Конечные группы алифатических цепей
1170	C-O в (-O-C=O)	Алифатические эфиры
950 см ⁻¹	(COOH)	Карбоновые кислоты
870–810 (750)	(C-H) различных форм	Различные типы замещения ароматических колец
720	(CH ₂) _n > 4	Парафиновые структуры

соединений в ОВ), 720–730 см⁻¹ (наличие парафиновых структур с длиной цепи более 4 атомов углерода). Отметим, что полосы поглощения часто состоят из большого числа полос с близкими максимумами интенсивности, что отражает сложный характер ИК-спектров.

Материалом для исследования и обобщения послужили результаты геохимического изучения качественного и количественного состава РОВ и его битуминозных компонентов, полученные в течение 1967–2007 гг. в Краснодарском ВНИПИ-термнефть (в настоящее время НК «Роснефть» — НТЦ). Структурно-групповой состав ХБА определялся на инфракрасных спектрофотометрах ИКС-14, УР-20, «Спекорд М-75», «Спекорд М-80».

В процессе погружения пород катагенетическое преобразование РОВ сопровождается изменением состава РОВ и его битуминозных компонентов, перераспределением последних сначала внутри нефтематеринской толщи, а затем и в коллекторах. Состав ХБА в процессе передвижения к коллекторам также претерпевает различные изменения, как и состав остаточных битуминозных компонентов. В нефтематеринских породах, в результате отрыва образующихся УВ и их дальнейшего ухода из материнской матрицы формируются разные типы битумоидов по отношению к вмещающей породе (сингенетичные незрелые, сингенетичные в различной степени преобразованные, битумоиды нефтематеринской и нефтепроизводившей породы, миграционные или вторичные, вторичные, в разной степени окисленные и др.). Определение степени катагенетической преобразованности РОВ и генетического типа ХБА в породах — одна из главных задач при поисках нефти.

Результаты исследований и их обсуждение. Исследования методом ИКС по определению структурно-группового состава битуминозных компонентов РОВ пород АК НГБ позволили дифференцировать мезозойские и кайнозойские отложения, вмещающие различные генетические типы ХБА, по площади и по разрезу, и на основе катагенетической превращенности РОВ выделить зоны и этапы генерации жидких УВ [Микерина, 1996, 2003, 2009].

В целом определение по структурно-групповому составу генетического типа ХБА не дает четких градаций катагенеза, но позволяет выделить отложения, в которых отсутствуют процессы генерации жидких УВ, вмещающие сингенетичные битумоиды, породы нефтематеринские (ХБА нефтематеринской породы или ХБА^{нмп}); нефтепроизводившие (с остаточными ХБА или ХБА^{ост}) и отложения, в которых наблюдаются процессы миграции жидких УВ (ХБА^{втор} — вторичные и вторичные окисленные ХБА). За весь период проведения нефтегазопромысловых работ в АК НГБ в мезозойско-кайнозойских осадочных отложениях по характеристикам инфракрасных спектров было

выявлено 15 типов хлороформных битумоидов, отличающихся как содержанием в породах, так и групповым и структурно-групповым составом, характеристика которых приводится ниже.

По структурно-групповому и групповому составу ХБА выделены незрелые сингенетичные битумоиды, в различной степени окисленные и преобразованные; сингенетичные битумоиды фона и из осадочных пород, отобранных вблизи интрузий; сингенетичные ХБА, в различной степени ароматизированные, находившиеся или находящиеся в главной зоне нефтеобразования, но вследствие бедности пород ОВ или его окисленности так и не ставшие нефтепроизводящими (ХБА^{син.ар}); также выделены битумоиды нефтематеринской породы (ХБА^{нмп}); вторичные или миграционные (ХБА^{втор}) и вторичные окисленные (ХБА^{втор.ок}); сингенетичные остаточные, потерявшие способность генерировать жидкие УВ (ХБА^{ост}).

Первый тип ИК-спектров (1-й тип) ХБА отмечается в отложениях различного возраста — мезозойских и кайнозойских и в соответствии с классификацией Е.А. Глебовской относится к спектрам рассеянных сингенетичных битумоидов. ИКС этих битумоидов характеризуются глубоким окислением: в спектрах присутствуют обе характерные для СО-группы п.п. 1700–1720 и 1740 см⁻¹, а также сопровождающие последнюю — 1250 и 1170 см⁻¹. Эти ХБА в структурно-групповом составе содержат парафиново-нафтенковые структуры с длинными парафиновыми цепями, ароматические структуры отсутствуют (рис. 2.1).

Второй тип ИКС отличается от 1-го наличием ароматических структур (п.п. 1600 см⁻¹), но в небольшом количестве (рис. 2.2). Содержание ХБА в породах составляет <0,1% на породу. В групповом составе ХБА содержание масел колеблется в широких пределах — от 8 до 60%.

Третий тип (сингенетичный) ИКС ХБА отличается от ИКС ХБА 1-го и 2-го типов отсутствием поглощения в области 1740 см⁻¹ и наличием п.п. кислородсодержащих структур в области 1700 см⁻¹ (рис. 2.3). Спектры такого вида получены в битумоидах миоцененовых и олигоцененовых пород. Содержание ХБА в породах увеличивается до 0,02–0,1% и более, содержание масел в ХБА составляет обычно 20–30%.

Четвертый тип — среди рассеянных сингенетичных породам битумоидов встречаются ХБА, в структурно-групповом составе которых доминируют нафтенковые структуры, на что указывает интенсивное поглощение в области 1010–1024 см⁻¹ при полном отсутствии ароматических структур, а содержание длинных парафиновых цепей невелико (рис. 2.4). Такие битумоиды характерны для отложений кайнозойского возраста. По сравнению с вышеописанными типами рассеянных сингенетичных ХБА в групповом составе содержание масел снижается до 10–25%.

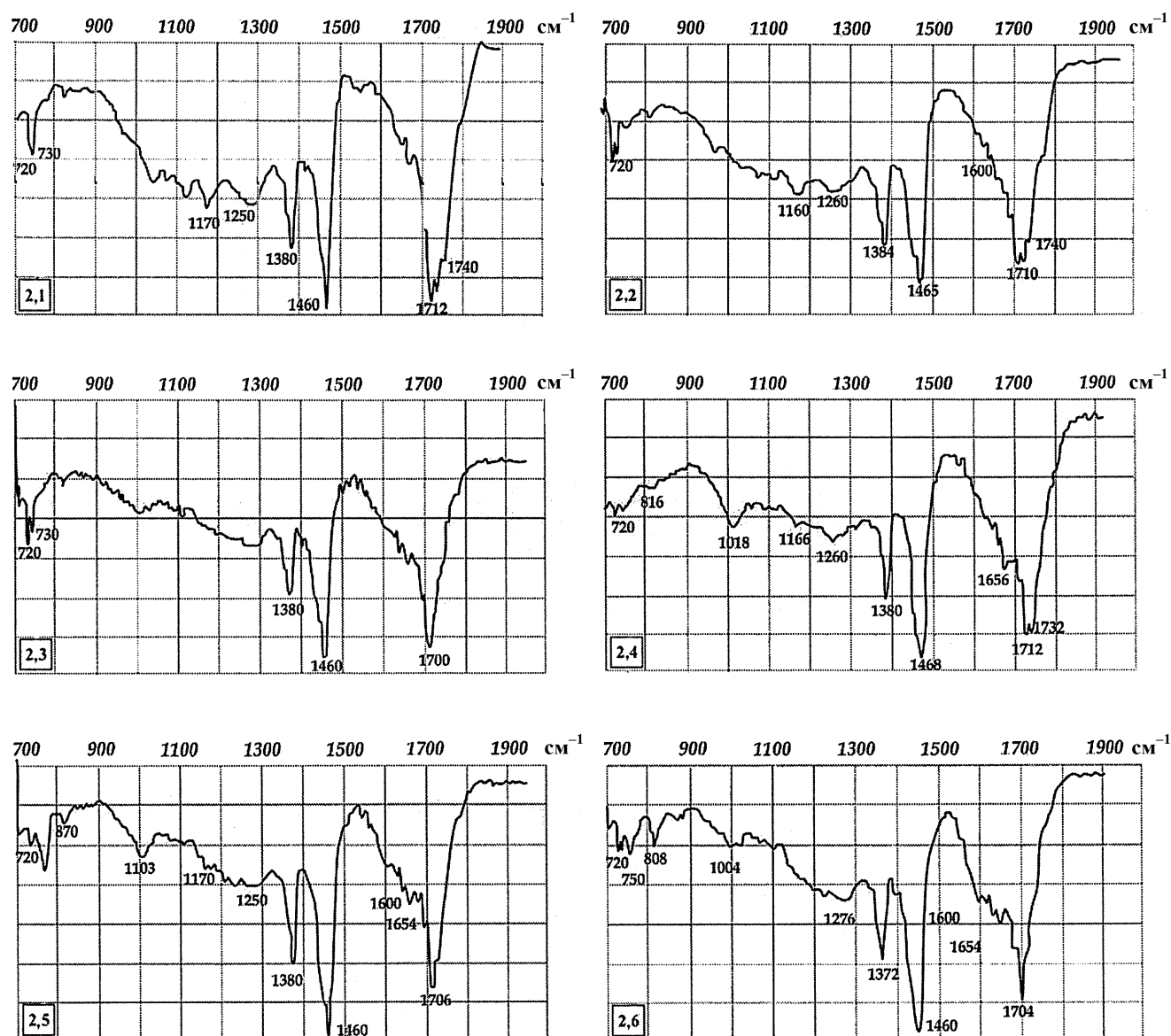


Рис. 2. Инфракрасные спектры битумоидов потенциально нефтематеринских пород: 2.1. — площадь Карская, интервал 219–222 м, ХБА 0,055%, масла 8,5%, асфальтены 14,3% (миоцен); 2.2. — площадь Чекон, интервал 1020–1026 м, ХБА 0,025%, масла 34,7%, асфальтены 4,8% (майкоп); 2.3. — площадь Южно-Андреевская, интервал 1995–2000 м, ХБА 0,037%, масла 26,6%, асфальтены 7,99% (сармат); 2.4. — площадь Отраденская, интервал 1200–1205 м, ХБА 0,229%, масла 19,2%, асфальтены 11,6% (майкоп); 2.5. — площадь Южно-Андреевская, интервал 2200–2208 м, ХБА 0,052%, масла 26,3%, асфальтены 4,8% (сармат); 2.6. — площадь Южно-Андреевская, интервал 2357–2363 м, ХБА 0,065%, масла 26,6%, асфальтены 8,9% (караган)

Пятый тип ИКС ХБА относится также к рассеянному, сингенетичным породам битумоидам. В ИКС этих битумоидов, умеренно- или глубокоокисленных, содержатся все обычные для продуктов окисления в ХБА п.п.: 1740, 1700–1720, 1250, 1170 cm^{-1} , но в спектрах снижается роль парафиново-нафтеновых структур (рис. 2.5).

Шестой тип ХБА подобен 5-му, но заметную роль начинают играть замещенные ароматические структуры (рис. 2.6). Такие спектры характерны в основном для палеоценовых, меловых и юрских отложений. Содержание ХБА в породах <0,1%, масел — 20–65%.

Седьмой тип инфракрасных спектров ХБА нефтематеринской породы характерен в основном для отложений кумской и майкопской свит, реже

встречается в юрских и среднемиоценовых отложениях (рис. 3.7). Основная характерная особенность ИКС — интенсивное поглощение в области 1650–1660 cm^{-1} . ХБА с таким типом спектров характеризуется большой ароматичностью (глубокие максимумы в области 1600 см, 1010–1030 cm^{-1} , характерный триплет в области 870, 810 и 750 cm^{-1}), малым содержанием длинных парафиновых цепей, умеренным окислением, полным отсутствием полос поглощения в области 1740, 1250 и 1170 cm^{-1} . Содержание ХБА в породах колеблется в широком диапазоне — от 0,05 до 0,15%, в отдельных образцах возрастает до 0,3–0,4% и выше. Содержание масляной фракции, как правило, составляет 35–50%. Согласно данным Е.А. Глебовской, такой вид спектров свидетельствует о зрелости нефтема-

теринской породы, не отдавшей в силу каких-то причин подвижные углеводородные компоненты.

Восьмой тип спектра ХБА содержит п.п. 1740, 1710 и 1660 см^{-1} примерно равной интенсивности, что характеризует остаточный тип битумоида нефтематеринской породы (рис. 3.8). Для ИКС остаточных битумоидов характерно, по-видимому, относительное обогащение их хиноидными $\text{C}=\text{O}_3$ -группами по сравнению с другими типами $\text{C}=\text{O}$ -групп, что выражается в появлении отчетливого максимума при 1660 см^{-1} . Содержание ХБА в породах изменяется в пределах 0,01–0,05%. Для группового состава ХБА характерно низкое содержание масел и высокое асфальтенов (до 20–50%). Подобные типы ИКС встречаются в юрских, реже в меловых и кайнозойских отложениях. Е.А. Глебовская рассматривает появление п.п. 1660 см^{-1} в качестве отличительного признака сингенетично-остаточных битумоидов. Их химический характер обусловлен главным образом процессами отдачи миграционных компонентов в поры соседних и более далеких пород.

Девятый тип (миграционный) — подобные типы спектров, как правило, чаще присутствуют в нефтематеринских отложениях майкопской и кумской свит. В инфракрасных спектрах ХБА полоса поглощения СО-группы расположена в области $1700\text{--}1710\text{ см}^{-1}$, полностью отсутствуют п.п. 1740, 1250 и 1170 см^{-1} , которые сопутствуют обычно алифатическим эфирам жирных кислот (рис. 3.9). В отдельных образцах встречается небольшой максимум в области $1017\text{--}1024\text{ см}^{-1}$, что связывают с наличием нафтеново-ароматических структур. Эти ХБА характеризуются малой окисленностью, а по составу слагающих углеводородных структур (720 , $1017\text{--}1024$, 1600 см^{-1}) могут быть как парафиново-нафтеновыми, так и нафтеново-ароматическими. Содержание ХБА в породах в среднем варьирует в пределах 0,2–0,4%, в отдельных образцах достигает 1–2,5% на породу. В групповом составе ХБА содержание масляной фракции составляет 60–75%. В целом спектры этих битумоидов очень напоминают спектры нефтей; такие битумоиды по Е.А. Глебовской относятся к заведомо вторичным (миграционным).

Десятый тип спектров ХБА (окисленный миграционный) отличается от 9-го типа возрастанием интенсивности полосы поглощения $1700\text{--}1720\text{ см}^{-1}$ и появлением полосы поглощения 1250 см^{-1} , что позволяет отнести их к вторичным окисленным (рис. 3.10). Для вторично-остаточных битумоидов характерно сочетание интенсивного поглощения $\text{C}=\text{O}_2$ -групп и отчетливой п.п. 720 см^{-1} наряду с заметным поглощением ароматических структур, которое, однако, всегда менее интенсивно, чем для остаточных сингенетичных битумоидов. В групповом составе ХБА также снижается содержание масляной фракции. Этот тип битумоида встречается в отложениях самого различного возраста.

Одиннадцатый тип рассеянных сингенетичных ХБА характеризуется большей или умеренной окисленностью. Полосы поглощения О-групп имеют сложное строение: присутствуют обе п.п. 1700 и 1740 см^{-1} (рис. 3.11). Кроме того, интенсивное поглощение в области 1600, 870, 810 и 750 см^{-1} указывает на преобладание в них ароматических и нафтеново-ароматических структур с различными типами замещения (моно-, ди- и поли-). Такого вида ИКС получены в ХБА из юрских и меловых отложений.

Двенадцатый тип ИКС (рис. 3.12) — в спектрах этой группы присутствует также п.п. 1660 см^{-1} , содержание смол и асфальтенов несколько выше — это может говорить об остаточном осмолении ХБА, но в значительно меньшей степени, чем в ХБА 8-го типа (остаточных). Содержание ХБА в породах колеблется от 0,01 до 0,05% на породу, а содержание масел — 30–40%.

ИКС *тринадцатого типа* битумоидов характеризуются наиболее простым видом, что выражается в наличии кислородсодержащих структур с одним резко очерченным пиком в области 1740 см^{-1} и сопутствующими ему п.п. 1250 и 1170 см^{-1} . В спектрах присутствуют нафтеново-парафиновые структуры с длинными парафиновыми цепями и отсутствуют ароматические структуры (рис. 4.13). Такие спектры в небольшом количестве выделены в ХБА палеозойских, триасовых, юрских и меловых пород, характерны для битумоидов, бедных ОВ ($\text{C}_{\text{орг}} < 0,5\%$ на породу, $\text{ХБА} < 0,01\%$), и выделяются как спектры фона. Содержание масляной фракции в групповом составе ХБА увеличивается до 30–40%.

Для *четырнадцатого типа* ХБА характерно глубокое окисление, набор частот $1720\text{--}1740\text{ см}^{-1}$ и сопровождающая их п.п. 1290 см^{-1} , уменьшающаяся по интенсивности п.п. 1170 см^{-1} ; характерен резкий пик п.п. $1070\text{--}1080\text{ см}^{-1}$. ИКС подобных ХБА содержат очень мало ароматических структур (1600 и 750 см^{-1}). Кроме того, для всех градаций катагенеза выше МК₃ ИКС содержат интенсивную полосу поглощения 1290 см^{-1} , обычно превосходящую по интенсивности п.п. 1375 см^{-1} , относительная интенсивность последней с повышением степени катагенеза заметно уменьшается (рис. 4.14). Такие спектры встречаются в зонах распространения интрузий, в изверженных породах и в породах, подвергшихся сильному метаморфизму, и очень редко в осадочных породах, как будто никогда не попадавших в зону таких жестких температурных условий.

Пятнадцатый тип — битумоиды этого типа ранее были выделены в областях с высокой тектонической напряженностью. Отличительная особенность ИКС этих битумоидов — интенсивное поглощение в области спектра $1280\text{--}1290\text{ см}^{-1}$, сопряженное с п.п. 1730 см^{-1} , причем интенсивность первой полосы сопоставима с соседней п.п. 1380 см^{-1} , а иногда даже превосходит ее (рис. 4.15).

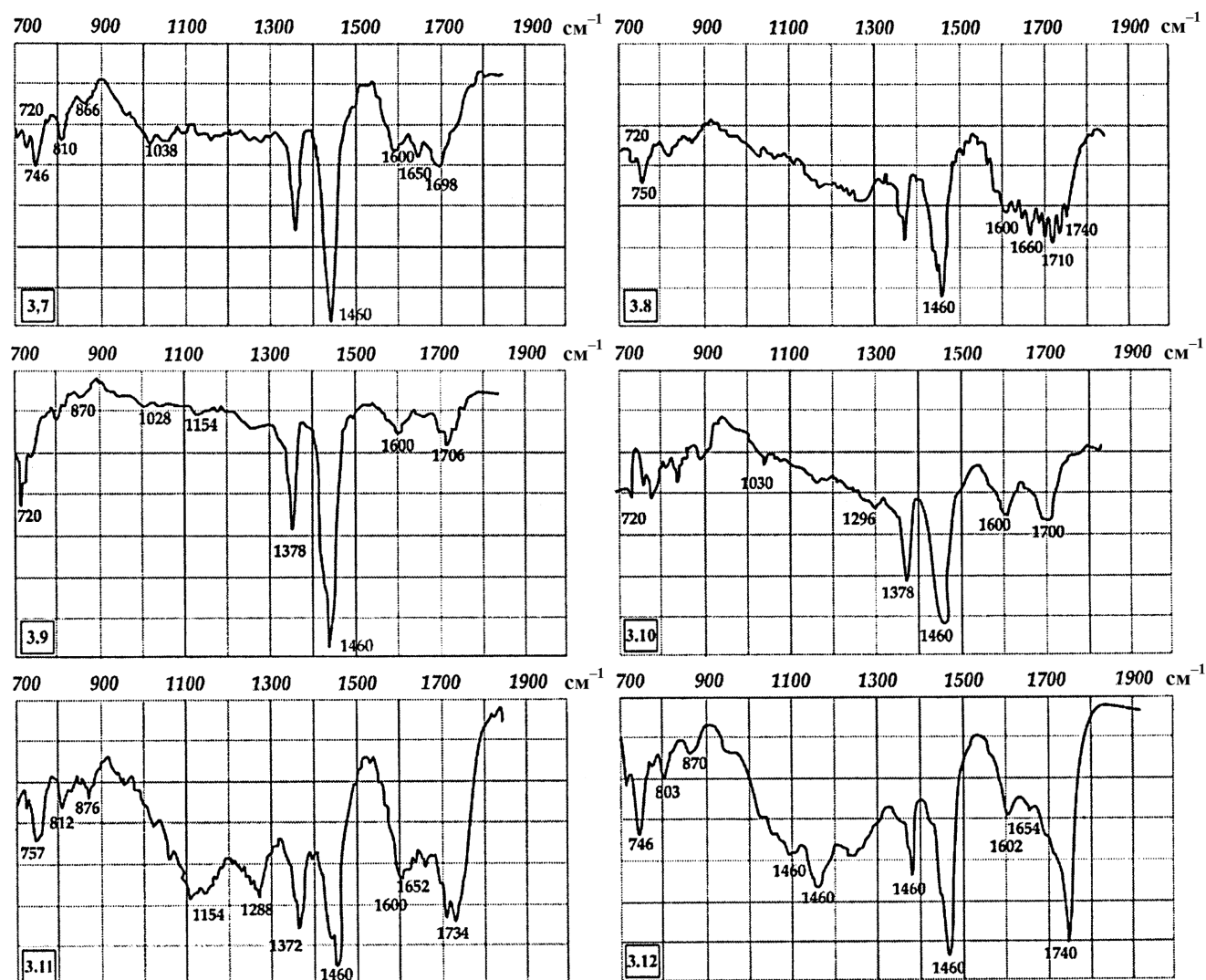


Рис. 3. Инфракрасные спектры битумоидов нефтематеринских и нефтепроизводящих пород: 3.7. — площадь Южно-Андреевская, интервал 3039–3045 м, ХБА 0,72%, масла 48,1%, асфальтены 6,6% (майкоп); 3.8. — площадь Южно-Андреевская, интервал 2897–2902 м, ХБА 0,018%, масла 29,5%, асфальтены 21,4% (чокрак); 3.9. — площадь Таманская, интервал 4909–4914 м, ХБА 0,309%, масла 73,1%, асфальтены 10,9% (майкоп); 3.10. — площадь Ново-Дмитриевская, интервал 4717–4719 м, ХБА 0,399%, масла 57%, асфальтены 8,8% (альб); 3.11. — площадь Восточно-Молодежная, интервал 2210–2418 м, ХБА 0,007%, масла 32,1%, асфальтены 13,1% (альб); 3.12. — площадь Отрадо-Кубанская, интервал 3610–3615 м, ХБА 0,021%, масла 31,5%, асфальтены 22,1%

Малоинтенсивное поглощение в области 1600 см^{-1} также часто характерно для этих ХБА. Спектры, содержащие комплекс поглощения специфических кислородных соединений с неопредельными связями, — 1730 , 1290 , 1170 , 1080 , 970 , 750 см^{-1} , по-видимому, можно относить к остаточным битумоидам сапропелевого ОВ, формирующегося на стадии диагенеза в резко окислительных условиях. Интенсивность специфической п.п. 1290 см^{-1} в этом случае можно использовать в качестве возможной количественной меры силы окислительных воздействий [Глебовская, 1971]. Резко выраженные полосы 1110 , 1070 и 970 см^{-1} также постоянно присутствуют в спектрах с близкими интенсивностями. Такие спектры битумоидов могут быть результатом влияния резко окислительной обстановки, сопутствующей диагенетической фазе образования осадков; они встречены в эоценовых

и среднемиоценовых отложениях Западно-Кубанского прогиба.

В результате систематизации полученных данных о составе и распространении генетических типов ХБА нефтегазоносные комплексы были подразделены на породы потенциально нефтематеринские (типы 2.1–2.6), нефтегазопроизводящие (тип 3.7), нефтепроизводящие (тип 3.8), вмещающие миграционные или вторичные (тип 3.9), вторичные окисленные (тип 3.10), сингенетичные ароматизированные битумоиды, т.е. прошедшие главную зону нефтеобразования, но так и не ставшие нефтепроизводящими (типы 3.11–3.12) [Микерина, 1996, 2003, 2009]. ИКС типов 4.13–4.15 аномальны, очень редко встречаются в процессе нефтегазопроисхождения.

Таким образом, средний состав битуминозных компонентов РОВ отражает процесс погружения

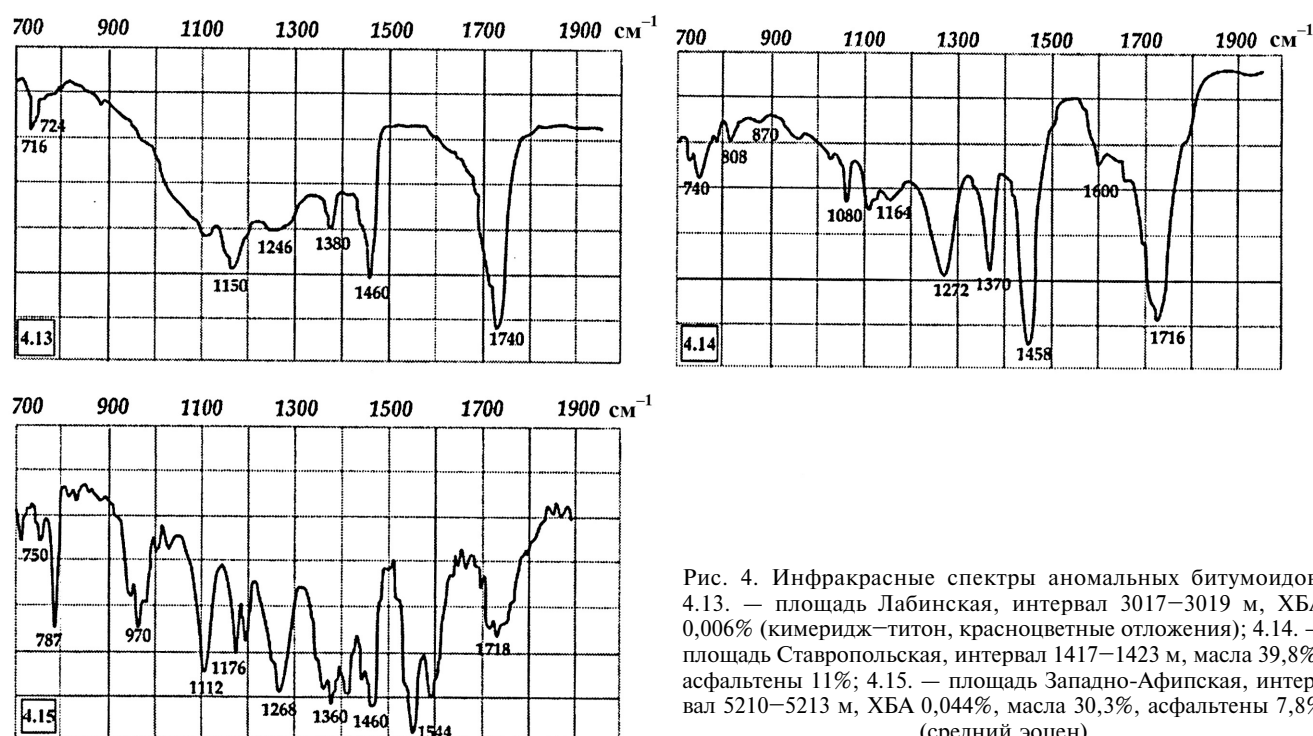


Рис. 4. Инфракрасные спектры аномальных битумоидов: 4.13. — площадь Лабинская, интервал 3017–3019 м, ХБА 0,006% (кимеридж–титон, красноцветные отложения); 4.14. — площадь Ставропольская, интервал 1417–1423 м, масла 39,8%, асфальтены 11%; 4.15. — площадь Западно-Афипская, интервал 5210–5213 м, ХБА 0,044%, масла 30,3%, асфальтены 7,8% (средний эоцен)

потенциально нефтематеринских отложений в главную зону нефтегазообразования и начало генерации жидких УВ (ХБА^{НМП}), увеличение интенсивности генерации УВ (появление ХБА^{ВТОР} в закрытых системах), что сопровождается значительным увеличением содержания ХБА и средней величины битумоидного коэффициента, возрастанием роли масел в групповом составе ХБА^{НМП} и снижением содержания смол и асфальтенов (табл. 2). Отложения с такими типами битумоидов встречаются преимущественно в кайнозойском комплексе Азово-Кубанского НГБ. Снижение содержания $C_{орг}$, ХБА, битумоидного коэффициента, количества масел и увеличение доли смолисто-асфальтеновых компонентов в групповом составе ХБА наблюдает-

ся в породах, вмещающих окисленные вторичные битумоиды (по сравнению с вторичными, но не окисленными ХБА) [Микерина, 2013].

Для отложений, находящихся в более жестких термобарических условиях, но так и не реализовавших по каким-то причинам свой нефтематеринский потенциал, характерно наиболее низкое среднее содержание РОВ и сингенетичных ароматизированных битумоидов, в групповом составе которых увеличивается среднее содержание асфальтенов. Отметим, что при прочих равных условиях (глубина залегания, пластовая температура и др.) среднее содержание ОВ и сингенетичных ароматизированных ХБА в кайнозойских породах значительно выше по сравнению с мезозойскими,

Таблица 2

Геохимическая характеристика РОВ и генетических типов ХБА в мезозойско-кайнозойских отложениях

Тип ХБА	$C_{орг}$, %	ХБА, %	$\beta^{ХБ}$, %**	Групповой состав ХБА, %			Температура пластовая, °С
				масла	смолы	асфальтены	
Сингенетичный	0,07 – 2,92* 0,86	0,004 – 0,17 0,038	0,5 – 13,4 4,7	6,17 – 67,61 24,23	22,78 – 82,54 62,62	1,7 – 32,81 13,15	15 – 130,8 47
Сингенетичный	0,34 – 3,69 1,29	0,009 – 0,41 0,068	1,3 – 12 4,8	8,88 – 59,75 24,68	12,55 – 83,28 64,63	2,6 – 26,58 10,69	17,8 – 95,6 49
Нефтематеринский	0,1 – 6,16 1,33	0,008 – 0,81 0,150	2,3 – 27 12,5	21,35 – 84,25 51,16	12,88 – 69,34 36,92	0,31 – 37,45 11,92	77,5 – 162 117
Вторичный	0,06 – 3,64 1,16	0,016 – 1,2 0,269	0,09 – 33 22,4	43,33 – 93,5 69,61	9,35 – 47,22 23,96	0,71 – 32,65 6,43	25,5 – 174 140
Вторичный окисленный	0,08 – 1,71 0,68	0,013 – 0,26 0,084	2,3 – 54,4 14,8	27,2 – 68,88 49,31	12,28 – 60,18 34,45	0,28 – 45,2 16,24	83,7 – 166,4 123
Сингенетичный ароматизированный	0,04 – 4,22 0,64	0,007 – 0,46 0,029	0,4 – 11 5,9	16,87 – 74,36 45,42	14,43 – 78,26 39,62	1,72 – 48,6 14,94	45,4 – 151 120
Сингенетичный остаточный	0,12 – 2,27 0,85	0,002 – 0,17 0,043	0,1 – 25 5,3	16,87 – 59,46 32,74	12,91 – 63,63 37,82	9,42 – 55,14 29,44	75 – 145 123,3

* Над чертой — мин—макс, под чертой — среднее, ** $\beta^{ХБ}$ — битумоидный коэффициент ($ХБА \times 100 / C_{орг}$).

а в групповом составе ХБА выше процентное содержание масел и ниже содержание асфальтенов.

Завершает картину преобразования РОВ в процессе погружения геохимическая характеристика РОВ и ХБА^{ост} нефтепроизводивших отложений, полностью реализовавших свой нефтематеринский потенциал (мезозойский комплекс). В этих отложениях средний групповой состав сингенетичных остаточных ХБА характеризуется значительным снижением содержания масел и заметным возрастанием доли асфальтенов. Обращает на себя внимание, что отдача жидких УВ прекращается при минимальном содержании масел (<20%) в групповом составе ХБА.

Заключение. Таким образом, результаты исследования битуминозных компонентов РОВ

мезозойско-кайнозойских отложений АК НГБ методом ИКС позволяют оценить степень его преобразованности и соотнести интенсивность преобразования ОВ с определенной градацией катагенеза, что позволяет выделять зоны генерации УВ и временные этапы нефтегазогенерации в осадочном чехле [Микерина, 2013]. Особенности и закономерности изменения структурно-группового и группового состава нейтральных битуминозных компонентов РОВ в процессе погружения мезозойских и кайнозойских отложений Азово-Кубанского НГБ могут быть использованы при поисках нефти и газа в потенциально нефтегазоносных и нефтегазоносных осадочных бассейнах России и других регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Глебовская Е.А. Применение инфракрасной спектроскопии в нефтяной геохимии. Л.: Недра, 1971. 140 с.

Микерина Т.Б. The characteristic of dispersed organic matter and its bituminous components in Chokrakian sediments of the West-Kuban Foredeep // Materials of Symposium Neogene Stratigraphy and Paleontology of Kerch and Taman Peninsulas of the IGCP Project «Parathetys, Neogene». Moscow; Krasnodar; Anapa, 1996. P. 14–16.

Микерина Т.Б. Infrared spectrum of bituminous components in lower-middle Miocene Rocks on Pre-Caucasia how reflection of dipositional Environment of oil source rock sedimentation condition // 21 International Meeting on Organic Geochemistry, September 8–12. Krakov, Poland, 2003.

Микерина Т.Б. Катагенетическая преобразованность органического вещества меловых отложений Западного Предкавказья и Северо-Западного Кавказа // Геология,

геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. Вып. 9. М.: ВНИИОЭНГ, 2009. С. 37–44.

Микерина Т.Б. Геолого-геохимические критерии перспектив нефтегазоносности юрских отложений Западного Предкавказья // Геология, бурение, разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений. Вып. 2. М.: ГАЗПРОМ, 2009. С. 14–23.

Микерина Т.Б. Основные геохимические, геотермические и гидрогеологические критерии нефтегазоносности мезокайнозойских отложений Западного Предкавказья // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. Вып. 2. М.: ВНИИОЭНГ, 2013. С. 25–32.

Микерина Т.Б. Этапы нефтегазообразования в мезозойских отложениях Западного Кавказа // Геология нефти и газа. 2013. № 2. С. 61–66.

Поступила в редакцию
16.11.2016

УДК 550:552.52(571.1)

Е.С. Казак¹, Н.А. Харитонов², А.В. Казак³**МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И МАКРОКОМПОНЕНТЫЙ СОСТАВ ПОРОВЫХ ВОД ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ, АЧИМОВСКОЙ И ГЕОРГИЕВСКОЙ СВИТ (ПО ДАННЫМ ВОДНЫХ ВЫТЯЖЕК)⁴**

Впервые представлены данные о минерализации и солевом составе поровых вод слабопроницаемых сланцевых пород баженовской, ачимовской и георгиевской свит, полученные методом водных вытяжек из экстрагированных и неэкстрагированных образцов. Проведены термодинамические расчеты равновесия полученных растворов с рядом минералов и выполнен корреляционный анализ соотношений Na/Cl , Ca/SO_4 , Mg/SO_4 , Ca/Cl , Ca/HCO_3 , Fe/SO_4 . Установлено, что концентрации таких макрокомпонентов, как кальций, магний, железо, гидрокарбонат-ион и сульфат-ион в поровых растворах нельзя определить с использованием метода водных вытяжек, однако достаточно достоверно можно оценить условную минерализацию поровых вод. Показана необходимость использовать неэкстрагированные образцы керн с максимально сохраненной остаточной водонасыщенностью для изучения состава поровых вод слабопроницаемых сланцевых пород.

Ключевые слова: баженовская свита, ачимовская свита, георгиевская свита, поровые воды, водные вытяжки, остаточное водосодержание.

The paper presents for the first time a reliable dataset on formation water salinity and salt composition for tight shale formations of Bazhenov, Achimov and Georgiev suites. The data were obtained in the result of laboratory analysis of aqueous extracts from rock samples before and after its hydrocarbon extraction (cleaning). Based on the experimental data a thermodynamic modeling of solution-mineral equilibrium was performed followed by Na/Cl , Ca/SO_4 , Mg/SO_4 , Ca/Cl , Ca/HCO_3 , Fe/SO_4 correlation analysis. The results shown that concentrations of certain macro-components, including Ca, Mg, Fe, hydrocarbonate and sulfate ion in pore solutions cannot be reliably determined using aqueous extract data. At the same time a reliable estimate nominal salinity of formation water could be provided using the obtained data. The paper concludes that a reliable study of macro-components' chemical composition in formation waters of tight shale formations requires laboratory analysis of non-extracted rock core samples with maximal preservation of water content.

Key words: formation pore water, aqueous extract, residual water saturation, Bazhenov formation, Achimov formation, Georgiev formation.

Введение. Баженовская свита (БС) распространена на площади более 1 млн км² практически на всей территории Западной Сибири, на глубине около 2–3 км. Ее мощность обычно составляет 15–30 м, иногда достигает 60 м. По данным агентства «Energy Information Administration» (EIA, США), БС обладает наибольшим в мире объемом технически извлекаемых ресурсов нефти. Соответственно, исследования, направленные на повышение эффективности использования ее огромного потенциала, весьма актуальны.

Поскольку при разработке пород баженовской свиты нигде в скважинах не встречена водонасыщенная или водонефтяная зона пласта, в течение длительного промежутка времени преобладала точка зрения, что породы БС (до 80%) гидрофобны [Nesterov, 2009], а если эти породы содержат воду,

то только связанную [Дорофеева и др., 1983; Кириева, Казак, 2017; Силич, 1985]. Однако недавние исследования показали, что наряду со связанной водой образцы керн содержат и свободную воду в поровом пространстве [Kazak et al., 2017; Казак и др., 2017]. При этом количество остаточной поровой воды, т.е. свободной, и части физически связанной, находящийся в поровом пространстве породы и снижающей ее проницаемость для нефти, составляет 0,42–3,65 масс.% [Казак и др., 2017]. Опубликованных данных о минерализации и составе поровой воды практически нет, за исключением работ [Kazak et al., 2017; Казак и др., 2017; Казак и др., 2016; Силич, 1985].

Условный зарубежный аналог БС — черные сланцы формации Баккен, содержащие пластовую воду с минерализацией 30–350 г/л [Thyne, Brady,

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, докт. геол.-минерал. н., кафедра гидрогеологии, профессор, гл. науч. с.; e-mail: tchenat@mail.ru

³ Сколковский институт науки и технологий, вед. науч. с., канд. физ.-мат. н.; e-mail: A.Kazak@skoltech.ru

⁴ Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ (проект № 17-77-20120).

2016], в химическом составе которой преобладают ионы натрия и хлора, также присутствует некоторое количество калия, кальция и магния, бикарбоната и сульфата, небольшое количество железа, бария, бора и стронция. При этом наряду с хлоридными натриевыми водами в формации Баккен присутствуют и воды сульфатно-натриевого состава.

Основная цель работы — исследование минерализации и солевого состава поровых вод слабопроницаемых сланцевых пород баженовской, ачимовской и георгиевской свит. Учитывая затруднения с выделением реального порового раствора, основным методом, применяемым для выполнения исследований, был метод водных вытяжек. Кроме того, изучено влияние экстракции толуолом на качество и достоверность оценки макрокомпонентного состава поровых вод.

Материалы и методы исследований. Минерализация и макрокомпонентный состав поровых вод исследованы на представительной коллекции образцов керн (18 образцов), 15 из них принадлежат баженовской свите Южного и Вынгайхинского месторождений; 2 — ачимовской (1дв, 2дв) и один — георгиевской свите (13дв) Южного месторождения. Интервал отбора проб составлял в среднем 10 м.

Результаты исследования поровых вод существенно зависят от корректности отбора и упаковки образцов керн, а также от условий их транспортировки и хранения. Чтобы минимизировать ошибки при аналитических исследованиях, после вскрытия герметизированных стеклопластиковых метровых сегментов керноприемной трубы с керном для лучшего сохранения начальной водонасыщенности отобранные образцы керн сразу плотно заворачивали в полиэтиленовую пленку и парафинировали (рис. 1). Порода отбирали из центральной части образца, что практически исключало использование загрязненной буровым раствором пробы, затем быстро измельчали и незамедлительно анализировали в день вскрытия парафиновой оболочки (рис. 1). В ходе исследований не учитывались возможные потери пластовой

воды в процессе бурения, отбора и подъема керн на поверхность, поскольку их считали несущественными. Для изготовления и отбора образцов жидкости не применяли.

Известно, что химический состав порового раствора пород БС главным образом регулируется условиями формирования материнской породы и степенью ее постдиагенетических изменений. В мировой практике состав и минерализацию поровой воды сланцевых пород стараются определять путем прямого анализа состава непосредственно выделенного порового раствора. При невозможности его прямого выделения используют методы увлажненных паст или метод водной вытяжки [Fernández et al., 2014; Sacchi et al., 2001].

При лабораторных исследованиях низкопроницаемых нефтематеринских сланцевых пород БС неизбежно возникают трудности, которые связаны со сложностью прямого отжима поровых растворов. Поэтому нами для оценки минерализации и состава поровых вод был выбран косвенный метод водных вытяжек, модифицированный с учетом особенностей отложений БС.

Водная вытяжка — наиболее старый, но все еще актуальный метод исследования грунтов и горных пород, впервые описанный в России в 1788 г. И.М. Комовым. Водная вытяжка представляет собой извлечение из породы поровых растворов, простых (преимущественно легкорастворимых) солей методом водного экстрагирования при массовом соотношении дистиллированная вода:порода = 5:1 [Аринушкина, 1970]. Действие воды на породу состоит в разбавлении порового раствора, растворении простых солей, частично органических веществ и кремнекислых соединений, разложении сложных силикатов, а также в растворении поровых растворов. Соответственно, при анализе водной вытяжки, приготовленной при определенном соотношении количества воды и породы, а также времени их взаимодействия, можно получить представление о минерализации и составе поровых растворов.

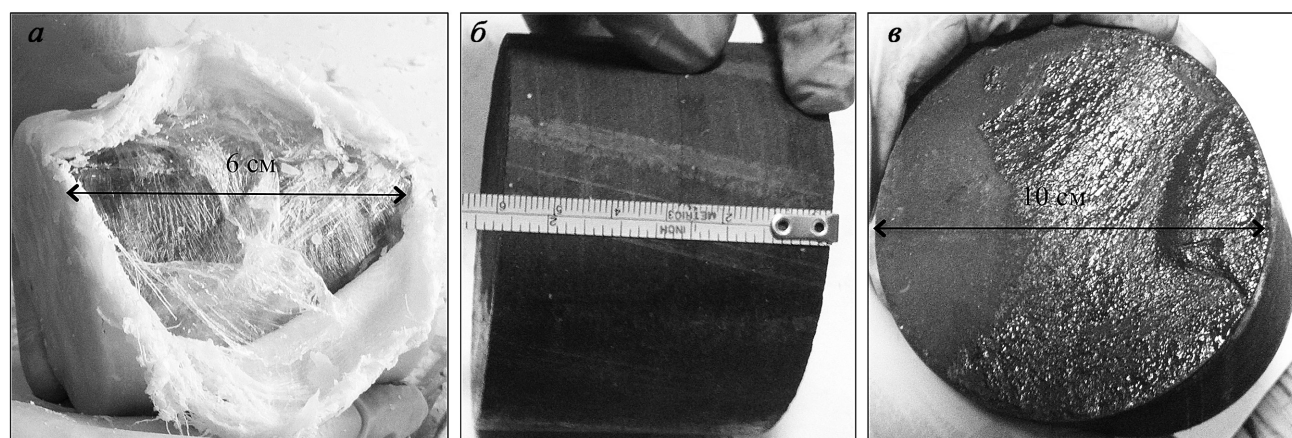


Рис. 1. Исследуемый образец керн баженовской свиты: а — вскрытие парафиновой оболочки; б, в — вскрытый полноразмерный образец керн

Несмотря на то что метод водных вытяжек достаточно распространен и существует много работ, посвященных изучению поровых растворов в почвах, морских грунтах и кернах пород, для пород БС таких исследований явно недостаточно [Kazak et al., 2017; Казак и др., 2017; Казак и др., 2017].

Водные вытяжки выполнялись из неэкстрагированных пород естественной влажности и из пород после экстракции толуолом по стандартной методике определения водонасыщенности на аппарате Дина–Старка при соотношении вода:порода, равном 3:1. Время взаимодействия при взбалтывании не превышало 3 мин. В ходе экстракции толуолом из порового пространства образца удаляются все жидкие компоненты, и в ловушку поступает только обессоленная вода, а растворенные в ней соли, по данным [Котяхов, 1976], остаются и концентрируются в поровом пространстве породы. Принимая это во внимание, интересно было изучить минерализацию и состав поровых вод как из экстрагированных, так и из неэкстрагированных образцов пород.

При приготовлении водных вытяжек использовали дистиллированную воду, не содержащую углекислого газа, так как в его присутствии растворяются карбонаты кальция и магния в ходе образования растворимых бикарбонатов. Бикарбонаты увеличивают минерализацию и общую щелочность водной вытяжки, что искажает результаты анализа.

В полученной суспензии с помощью рН-метра «ЭКСПЕРТ-001» измеряли рН раствора (погрешность измерения составляет $\pm 0,02$ рН). В отфильтрованных растворах водных вытяжек методами объемного титрования определяли содержание гидрокарбонат-иона (± 8 отн.%), катионов кальция и магния (± 5 отн.%), хлор-иона (± 3 отн.%). Определение содержания сульфат-иона и катиона железа

(± 15 отн.%) выполняли спектрофотометрически. Концентрацию катионов натрия (до 15 отн.%) и калия (до 15 отн.%) определяли методом пламенной фотометрии.

Результаты исследований и их обсуждение.

В табл. 1 приведены результаты анализа макрокомпонентного состава исследуемых водных фаз растворов. Состав вод также представлен на тройной диаграмме Пайпера (рис. 2–4). В большинстве проб превалирует катион натрия, однако его концентрация варьирует от 10 до 422 мг/л. Содержание калия, кальция и магния также сильно изменяется и, вероятно, регулируется минеральным составом водовмещающих пород (табл. 2). Калий, видимо, поступает в воды либо в результате обменных процессов в глинистых минералах, либо при растворении К-содержащих плагиоклазов. Наиболее возможным поставщиком кальция и магния пред-

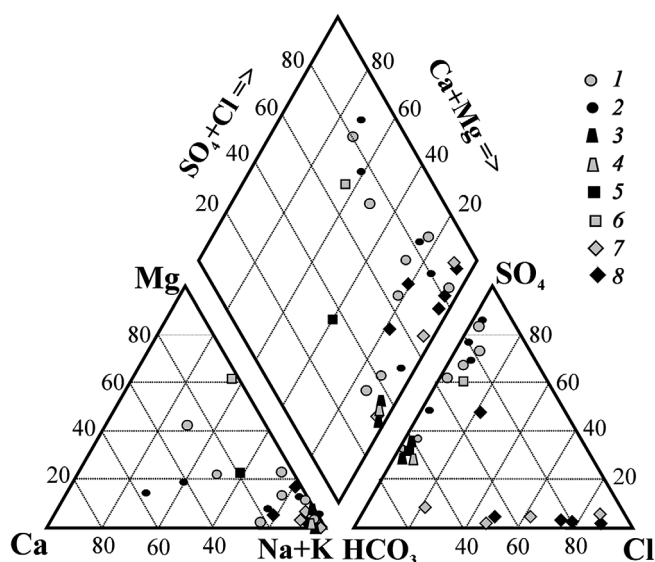


Рис. 2. Тройная диаграмма Пайпера химического состава исследуемых проб водных вытяжек. Номера проб соответствуют данным в табл. 1: 1 — пробы 3 дв–11 дв; 2 — 3 дв_э–11 дв_э; 3 — 1 дв, 2 дв; 4 — 1 дв_э, 2 дв_э; 5 — 12 дв, 13 дв; 6 — 12 дв_э, 13 дв_э; 7 — 1 п–5п; 8 — 1 п_э–5п_э

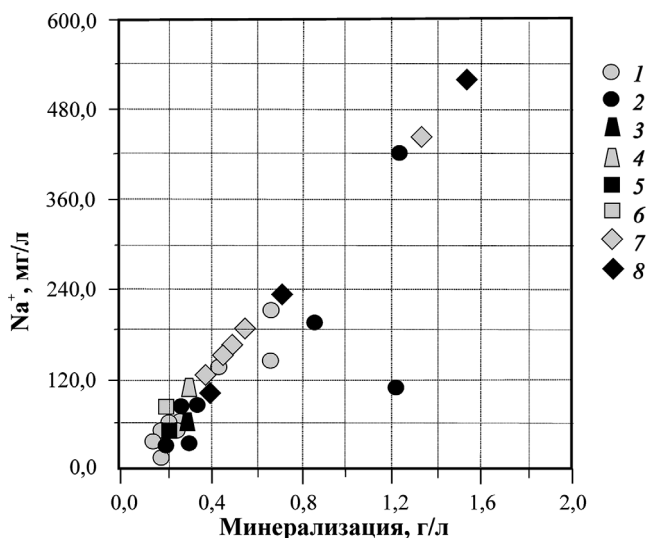


Рис. 3. Корреляционные соотношения между содержанием в растворах катиона натрия и минерализацией. Условные обозначения см. на рис. 2

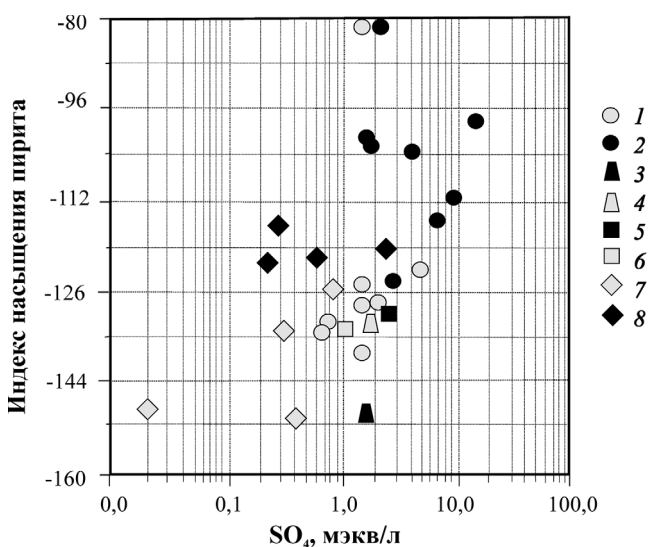


Рис. 4. Соотношение индекса насыщения пирита и концентрации сульфат-иона в растворах. Условные обозначения см. на рис. 2

ставляются карбонатные фракции (карбонат и доломит), которые составляют около 20 масс.% породы.

В растворах водных вытяжек из пород ачимовской свиты концентрация K^+ достаточно высокая и варьирует от 8,5 до 18 мг/л, в то время как Ca^{2+} и Mg^{2+} практически отсутствуют. Этот результат обусловлен минеральным составом водовмещающих пород — диагностировано практически полное отсутствие карбонатных минералов и преобладание

глинистой фракции, представленной в основном иллитом и смешанослойными образованиями.

В растворах водных вытяжек из пород баженновской свиты содержание K^+ более стабильное и составляет 3,0–8,0 мг/л, однако по количеству кальция и магния воды сильно различаются.

В растворах водных вытяжек из пород георгиевской свиты значения концентрации Ca^{2+} , Mg^{2+} и K^+ в образцах варьируют и регулируются

Таблица 1

Состав водных вытяжек, полученных при исследованиях

Номер образца	Химический тип воды	Тип пробы	Свита	Минерализация, г/л	pH	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Fe_{общ}$	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-	SiO_2	I
Мг/л																
Месторождение Южное																
1 дв	$Na-HCO_3-SO_4$	ВВ	Ачимовская	0,36	9,9	15,00	91,3	2,00	0,0	0,00	3,54	65	183,0	0	—	0,0057
1 дв-э	$Na-HCO_3-SO_4$	ВВ-Э		0,33	9,2	14,50	81,72	3,00	1,2	0,08	3,54	95	128,1	0	—	0,0053
2 дв	$Na-HCO_3-SO_4$	ВВ		0,42	10,0	18,00	125,68	4,00	2,4	0,76	3,54	80	183,0	—	—	0,0070
2 дв-э	$Na-HCO_3-SO_4$	ВВ-Э		0,31	9,5	8,50	89,94	2,00	1,2	0,00	5,31	56	140,3	7,4	—	0,0051
3 дв	$Na-Ca-SO_4$	ВВ		0,64	7,9	22,50	143,13	38,00	1,2	0,00	3,54	360	73,2	—	16	0,0126
3 дв-э	$Ca-Na-SO_4$	ВВ-Э		1,21	7,4	13,00	108,15	200,00	28,8	0,04	19,47	705	134,2	1,8	—	0,0244
4 дв	$Na-SO_4-HCO_3$	ВВ		0,65	9,0	8,00	207,65	26,00	0,0	0,00	3,54	232	170,8	—	10	0,0117
4 дв-э	$Na-SO_4$	ВВ-Э		0,85	8,2	7,50	199,16	40,00	10,8	0,20	5,31	460	122,0	1,8	—	0,0164
5 дв	$Na-HCO_3-SO_4$	ВВ		0,18	9,1	8,00	54,45	0,00	3,6	0,12	3,54	36	73,2	—	6,5	0,0030
5 дв-э	$Na-HCO_3-SO_4$	ВВ-Э		1,24	8,3	14,50	421,88	0,00	13,2	0,20	19,47	330	439,2	—	—	0,0205
6 дв	$Na-Ca-Mg-SO_4-HCO_3$	ВВ	Баженовская	0,18	9,5	6,50	21,23	12,00	6,0	0,74	5,31	71	36,6	—	16	0,0033
6 дв-э	$Ca-Na-SO_4-HCO_3$	ВВ-Э		0,3	8,9	7,00	35,26	36,00	9,6	0,08	14,16	140	61,0	—	—	0,0064
7 дв	$Na-SO_4$	ВВ		0,44	8,8	6,00	128,15	2,00	2,4	0,22	3,54	237	61,0	—	1	0,0085
7 дв-э	$Na-SO_4$	ВВ-Э		0,3	8,0	3,50	78,83	2,00	6,0	0,00	7,08	148	48,8	2,1	—	0,0058
8 дв	$Na-HCO_3-SO_4$	ВВ		0,22	9,2	3,00	61,1	0,00	4,8	0,00	1,77	40	109,8	3,1	37	0,0037
8 дв-э	$Mg-Na-SO_4-HCO_3$	ВВ-Э		0,18	7,6	4,00	29,14	0,00	16,2	0,10	8,85	90	36,6	—	—	0,0040
9 дв	$Na-SO_4-HCO_3$	ВВ		0,25	9,0	5,50	56,3	6,00	4,8	0,21	3,54	96	73,2	—	2	0,0045
9 дв-э	$Na-Ca-SO_4$	ВВ-Э		0,36	7,7	3,50	83,65	24,00	0,0	0,16	7,08	192	42,7	—	—	0,0071
10 дв	$Mg-Ca-Na-SO_4$	ВВ		0,15	6,3	6,50	10,68	12,00	10,8	0,04	5,31	76	24,4	—	16	0,0034
10 дв-э	$Mg-Na-SO_4-HCO_3$	ВВ-Э		0,29	6,4	6,50	33,42	0,00	37,2	1,34	21,24	110	79,3	—	—	0,0065
11 дв	$Na-Mg-SO_4-HCO_3$	ВВ		0,17	8,7	4,00	36,93	2,00	6,0	0,00	4,43	76	36,0	—	16	0,0033
11 дв-э	$Na-SO_4-HCO_3$	ВВ-Э		0,23	7,4	2,00	61,43	0,00	6,0	0,05	19,47	90	48,8	—	—	0,0043
12 дв	$Na-HCO_3-SO_4$	ВВ	Георгиевская	0,29	10,0	4,50	81,46	3,00	1,8	0,49	3,54	52	146,4	—	9	0,0048
12 дв-э	$Na-HCO_3-SO_4$	ВВ-Э		0,25	9,2	1,00	76,33	0,00	2,4	0,21	19,47	44	97,6	5,5	—	0,0041
13 дв	$Na-Mg-HCO_3-SO_4$	ВВ		0,27	9,7	13,00	45,37	14,00	10,2	0,12	7,08	51	134,2	—	—	0,0047
13 дв-э	$Mg-Na-SO_4-HCO_3$	ВВ-Э		0,31	9,1	10,00	34,33	2,00	35,4	0,10	14,16	125	85,4	—	—	0,0067
Месторождение Вынгайхинское																
1 п	$Na-HCO_3$	ВВ	Баженовская	0,41	10,0	3,50	131,66	2,00	2,4	0,05	38,94	20	207,0	0	—	0,0064
1 п-э	$Na-SO_4-HCO_3-Cl$	ВВ-Э		0,38	8,6	2,00	95,58	16,00	3,6	0,35	42,48	120	97,6	1,6	—	0,0069
2 п	$Na-Cl$	ВВ		1,35	8,8	34,00	436,51	32,00	6,0	0,07	676,14	41	122,0	—	—	0,0232
2 п-э	$Na-Cl$	ВВ-Э		1,53	8,5	31,00	516,49	14,00	12,0	0,09	775,26	28	146,4	4,5	—	0,0261
3 п	$Na-Cl-HCO_3$	ВВ		0,45	9,5	10,00	147,95	2,00	1,2	0,00	141,6	14	134,2	0	—	0,0071
3 п-э	$Na-Cl-HCO_3$	ВВ-Э		0,45	8,6	20,50	136,92	2,00	2,4	0,25	173,46	11	97,6	3,9	—	0,0072
4 п	$Na-HCO_3-Cl$	ВВ		0,54	9,8	7,00	183,58	2,00	6,0	0,18	120,36	1	222,7	0	—	0,0086
4 п-э	$Na-Cl-HCO_3$	ВВ-Э		0,32	9,4	6,50	84,3	2,00	9,6	0,00	77,88	9	128,1	3,4	—	0,0053
5 п	$Na-Cl$	ВВ		0,51	9,2	10,50	169,84	4,00	4,8	0,17	253,11	15	48,8	—	—	0,0087
5 п-э	$Na-Cl$	ВВ-Э		0,72	8,2	32,00	223,06	4,00	4,8	0,13	304,44	14	134,2	2,1	—	0,0116

Примечания: ВВ — водная вытяжка из неэкстрагированного образца породы, ВВ-Э — водная вытяжка из экстрагированного толуолом образца породы, I — ионная сила раствора.

Таблица 2

Минерально-компонентный состав пород баженовской, ачимовской и георгиевской свит, масс.%

Номер образца	Sme	Il	Chl	Ka	Zeol	Q	Pl	Fsp	Cal	Dol	Sd	Ap	Pu
Месторождение Южное													
1дв	3	15	9	—	1	49	17	—	—	—	—	6	—
2дв	5	15	8	7	—	42	13	6	1	—	—	—	3
3дв	8	17	7	—	1	32	15	—	1	—	—	6	13
5дв	1	6	—	3	1	16	3	—	59	5	—	3	3
4дв	15	17	5	2	1	31	13	—	—	—	—	4	12
6дв	1	2	2	—	1	18	2	—	67	—	—	1	6
7дв	5	7	3	4	—	45	12	3	—	—	—	7	14
8дв	—	3	—	2	—	83	6	—	—	—	—	—	6
9дв	5	2	2	3	—	71	5	1	—	2	—	—	7
10дв	1	3	1	1	—	86	4	—	—	—	—	—	4
11дв	2	9	0	1	—	73	11	—	3	—	1	—	—
12дв	9	9	1	1	—	65	8	2	—	—	—	—	5
13дв	1	1	—	1	1	2	3	—	—	51	—	—	40
Месторождение Вынгайхинское													
1п	5	5	2	2	—	41	—	8	28	—	—	—	9
2п	2	8	10	3	—	40	13	21	—	—	3	—	—
3п	8	9	—	2	1	54	2	14	—	5	—	—	5
4п	2	6	1	—	—	59	4	9	7	7	—	—	5
5п	8	24	3	—	—	58	—	6	—	—	—	—	1

Примечания. Sme — смешаннослойные минералы; Il — гидрослюда; Chl — хлорит; Ka — каолинит; Zeol — цеолиты; Q — кварц; Pl — плагиоклаз; Fsp — калиевый полевой шпат; Cal — кальцит; Dol — доломит; Sd — сидерит; Ap — апатит; Pu — пирит. Прочерк — не обнаружено.

минеральным составом породы. При незначительном содержании карбонатов в водах фиксируются низкие значения концентрации Ca^{2+} и Mg^{2+} .

По анионному составу практически все растворы водных вытяжек, за исключением Вынгайхинского месторождения, гидрокарбонатно-сульфатные (рис. 1) с минимальным количеством хлор-иона, которое не превышает 7 мг/л для неэкстрагированных пород и 21 мг/л для экстрагированных. Растворы водных вытяжек из пород Вынгайхинского месторождения относятся к чисто хлоридным водам, в некоторых образцах концентрация Cl^- достигает 676 мг/л.

Содержание железа ($\text{Fe}_{\text{общ}}$) во всех пробах низкое, обычно составляет 0,1–0,5 мг/л, в двух образцах его количество достигает 0,7 мг/л и в одном — 1,34 мг/л.

Все растворы водных вытяжек низкоминерализованные, расчетные величины TDS составляют 0,15–0,65 г/л. Только в двух пробах водных вытяжек, приготовленных из экстрагированных образцов пород, обнаружена повышенная минера-

лизация, которая составляет 1,21–1,24 г/л. Между значениями минерализации и содержанием натрия установлена прямая зависимость с коэффициентом корреляции 0,95.

Все исследованные растворы водных вытяжек щелочные, pH в пробах варьирует, но находится в диапазоне значений 7,89–10,02. Характерно снижение значений pH в водных вытяжках из экстрагированных образцов пород. Так, измеренные значения pH водных вытяжек из неэкстрагированных пород из скважины на Вынгайхинском месторождении составляют 8,84–9,96, а после экстракции немного понижаются до 8,24–9,43, для скважины Южного месторождения — 7,89–10,02 и 6,35–9,23 соответственно. Однозначно определить точные значения pH поровых вод пород БС на основе данных pH водных вытяжек нельзя, но, скорее всего, они попадут в слабощелочную область шкалы pH.

Полученные результаты показывают, что состав водных вытяжек из пород до и после экстракции существенно отличается, при этом какая-либо закономерность не выявлена (рис. 5, 6). В некоторых исследованных образцах возрастает содержание магния, калия, железа, кальция, сульфат- и гидрокарбонат-ионов, в то время как в остальных пробах концентрация этих компонентов уменьшается или остается прежней в пределах ошибки определения.

Изменение содержания сульфат-иона и железа в водных вытяжках с глубиной повторяет характер изменения концентрации пирита в водовмещающих толщах, что, вероятно, свидетельствует о том, что именно пирит может быть одним из их источников.

Полагая, что полученные данные о химическом составе вод соответствуют составу поровых вод, которые находятся в равновесии с водовмещающими породами, мы рассчитали индексы насыщения основных породообразующих минералов. В результате расчета индексов насыщения (ИН) пирита выявлена сильная недонасыщенность раствора по отношению к этому минералу. ИН_{пирита} лежит в диапазоне от –150,5 до –81,8. Установлена хорошая корреляция между индексом насыщения пирита и содержанием в пробе сульфат-иона, в то время как зависимость между $\text{Fe}_{\text{общ}}$ и SO_4^{2-} выявить не удалось. Вероятно, происходит активное удаление железа из раствора в результате осаждения его в виде оксидов (гидрооксидов). Все воды пересыщены по отношению к этим минералам.

Содержание хлора в составе водных вытяжек увеличивается в большинстве проб после экстракции, а содержание натрия, напротив, в большинстве проб снижается. Таким образом, корреляционные зависимости между содержанием хлор-иона и катиона натрия для всех проб не установлены, однако внутри отдельных групп выявлены требующие повышенного внимания соотношения Na и Cl. Для поровых вод Вынгайхинского месторождения наблюдается практически прямая корреля-

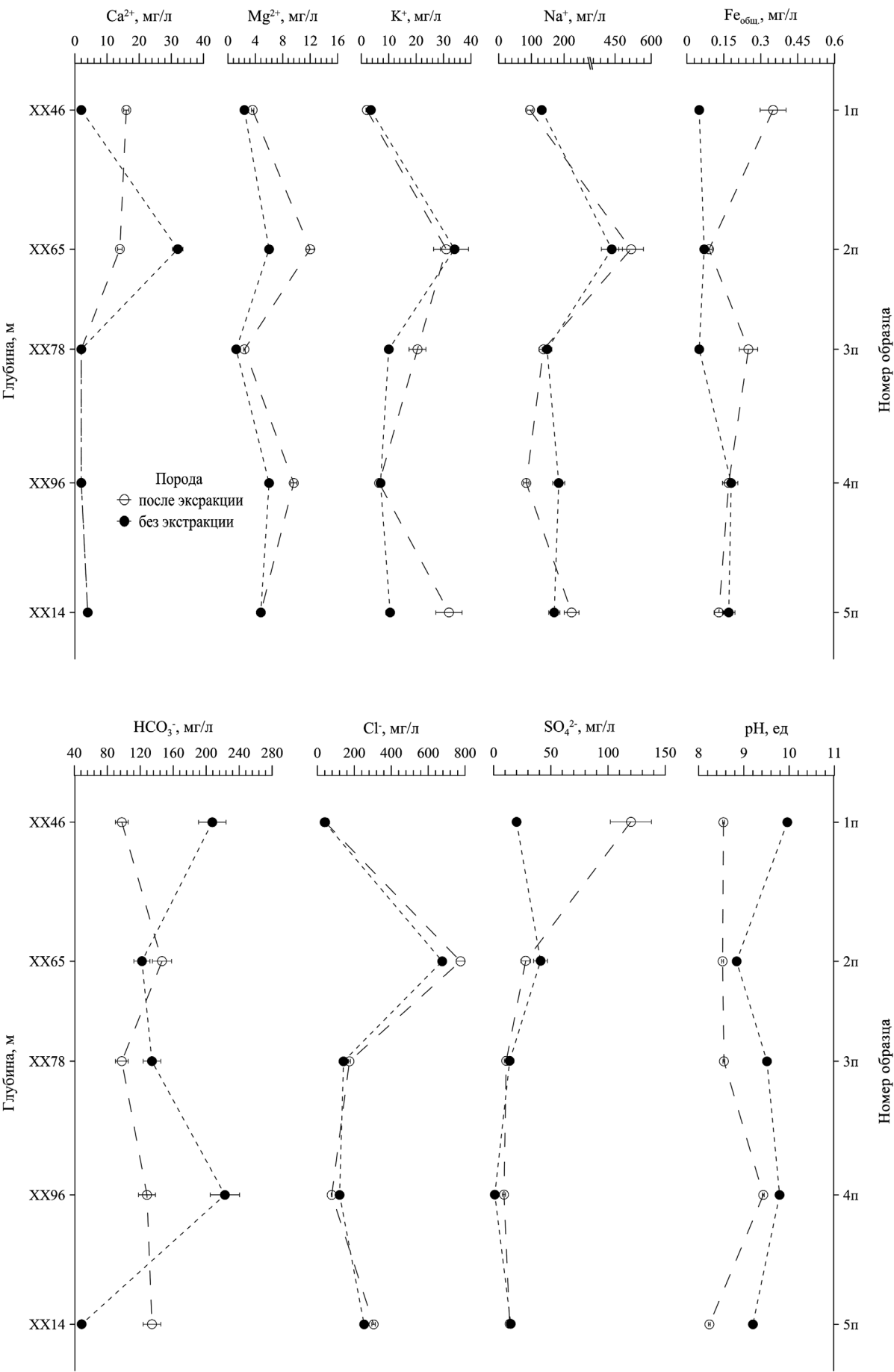


Рис. 5. Изменение состава водных вытяжек из образцов пород с экстракцией и без по разрезу скважины Вын'гайхинского месторождения

ция (коэффициент корреляции равен 0,97), в то время как для проб неэкстрагированных пород из баженовской свиты Южного месторождения наблюдается обратная корреляция. В поровых водах ачимовской и георгиевской свит зависимость между натрием и хлором не установлена.

Расчетные значения индекса насыщения (ИН) галитом показывают, что все исследуемые растворы сильно им недонасыщены, $ИН_{галита}$ расположен в области значений от $-9,0$ до $-5,0$. Сопоставление содержания хлор-иона в пробах с $ИН_{галита}$ для проб БС из Вынгайхинского месторождения выявляет отчетливую прямую корреляционную зависимость с коэффициентом корреляции 0,9, однако для остальных образцов эта закономерность не подтверждена.

Полученные растворы водных вытяжек неравновесны практически со всеми основными порообразующими минералами (табл. 2): $ИН_{Pl}$ варьирует от $-4,2$ до $-2,3$, $ИН_{Fsp}$ — от $-3,8$ до $-0,5$, $ИН_{Il}$ — от $-3,9$ до $-0,3$, $ИН_{Chl}$ лежит в диапазоне значений $-5,4 \div 0,9$, $ИН_{Ka}$ — от $-2,7$ до $4,9$, $ИН_{Sd}$ — от $-6,5$ до $-0,9$. По отношению к доломиту ИН изменяется от пробы к пробе: некоторые воды резко недосыщены к доломиту ($ИН_{Dol}$ лежит в области отрицательных значений $-5,4 \div -3,5$), однако в других пробах обнаруживается незначительное пересыщение этим минералом ($1,2 \div 2,4$). Все пробы находятся в равновесии с кварцем, $ИН_Q$ составляет $-0,12 \div 0,47$.

Выявленные совершенно разные пилообразные зависимости изменения значений концентрации компонентов в водных вытяжках с глубиной в случае использования экстрагированных и неэкстрагированных образцов пород могут быть связаны, на наш взгляд, как с неоднородностью состава отложений БС, так и с их привнесом в раствор водной вытяжки из матрицы экстрагированной породы. Известно, что после экстракции увеличивается удельная площадь поверхности минералов [Котяхов, 1976]. Более того, в ходе выполнения анализа по методу водных вытяжек с момента растворения простых солей на породу действует уже не водный, а более сложный раствор (солевой, щелочной и пр.), в результате чего может повышаться растворимость малорастворимых солей и происходят реакции взаимного обмена между катионами вытяжки и катионами поглощающего комплекса породы, создается возможность растворения полутвердых оксидов и др. В любом случае при дальнейшем применении метода водных вытяжек для оценки минерализации и состава поровых вод рекомендуется использовать неэкстрагированные образцы керна.

В соответствии с полученными экспериментальными результатами и данными корреляционного анализа, а также на основании данных, представленных в работах [Fernández et al., 2014; Крюков, 1971], достоверно говорить о содержании в поровых водах гидрокарбонат-иона, сульфат-иона, катионов кальция, магния и железа по данным

состава водных вытяжек не корректно. Значения же концентрации натрия и хлора в растворах водных вытяжек или только хлора могут быть очень близки к их содержанию в поровых водах пород с учетом коэффициента разбавления.

Известно, что в химическом составе вод глубинных горизонтов обычно значительно преобладают хлориды и натрий, кроме того, преобладание натрия, калия и хлора выявлено в ходе непосредственного анализа подземных вод ачимовской и георгиевской свит Южного месторождения (рис. 7). Поэтому были оценены величины так называемой условной минерализации поровых вод (сумма ионов натрия и хлора $[Na^+ + Cl^-]$) в растворах водных вытяжек с учетом разбавления поровых вод дистиллированной водой. На рис. 8 представлено изменение содержания $[Na^+ + Cl^-]$ по разрезу скважины для поровых вод экстрагированных и неэкстрагированных образцов, полученных по данным водных вытяжек, приготовленных при соотношении дистиллированная вода:порода = 3:1.

На рис. 8 видно, что содержание $[Na^+ + Cl^-]$ скачкообразно изменяется с глубиной, при этом сходимость в пределах ошибки для большинства образцов с и без экстракции не получена. В целом для Южного месторождения содержание $[Na^+ + Cl^-]$ в поровых водах неэкстрагированных образцов БС изменяется от 12,49 до 64,69 г/л, экстрагированных — в диапазоне 15,99–179,69 г/л, для Вынгайхинского месторождения — 22,2–111,17 г/л и 9,63–106,35 г/л соответственно.

На рис. 8 также представлен график изменения концентрации $[Na^+ + Cl^-]$ поровых вод, которые получены методом водных вытяжек, приготовленных при соотношении вода:порода = 5:1, график построен по данным [Казак и др., 2017]. Видно, что практически для всех исследованных образцов получены более низкие значения $[Na^+ + Cl^-]$ при большем разбавлении поровой воды (т.е. при соотношении вода:порода = 5:1). В соответствии с этим при дальнейших исследованиях состава поровых вод методом водных вытяжек при их приготовлении надо стремиться к снижению соотношения вода:порода для минимизации ошибки разбавления низкого объема поровых растворов.

Выявленная изменчивость состава поровых вод БС может быть связана с широким шагом отбора образцов керна, а также с известной неоднородностью химико-минералогического состава отложений даже в пределах одной скважины. Скачкообразные изменения состава поровых растворов осадочных пород с глубиной отмечены на основании многочисленных аналитических определений в работах [Закс, Бурмистрова, 1956; Затеневская, 1974; Крюков, 1971]. Кроме того, в тех же работах обращено внимание на то, что состав поровых вод часто отличается от состава свободной пластовой воды из тех же отложений в силу низкого содержания, слабой мобильности и часто большего времени взаимодействия с породой.

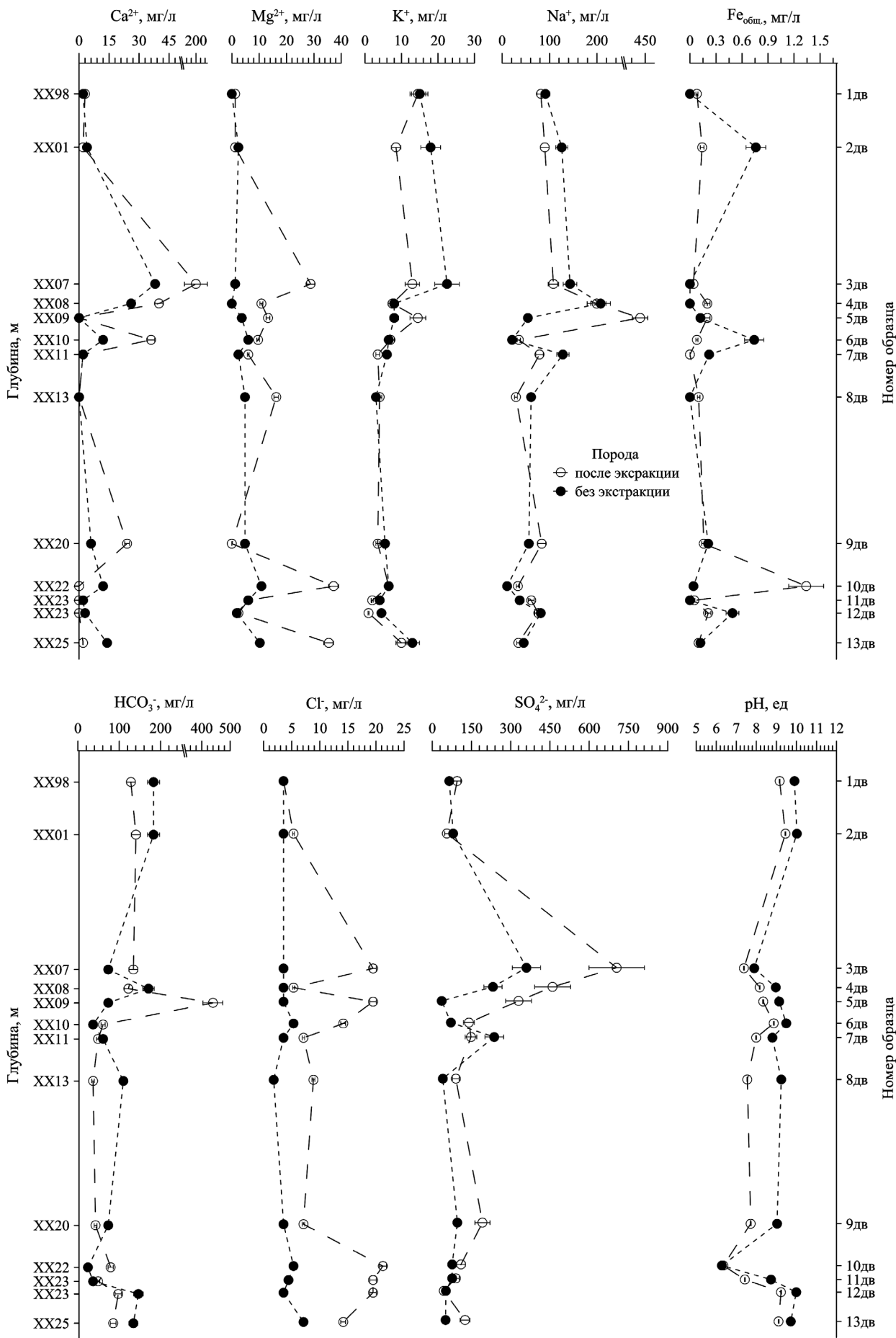


Рис. 6. Изменение состава водных вытяжек из образцов пород с экстракцией и без по разрезу скважины Южного месторождения

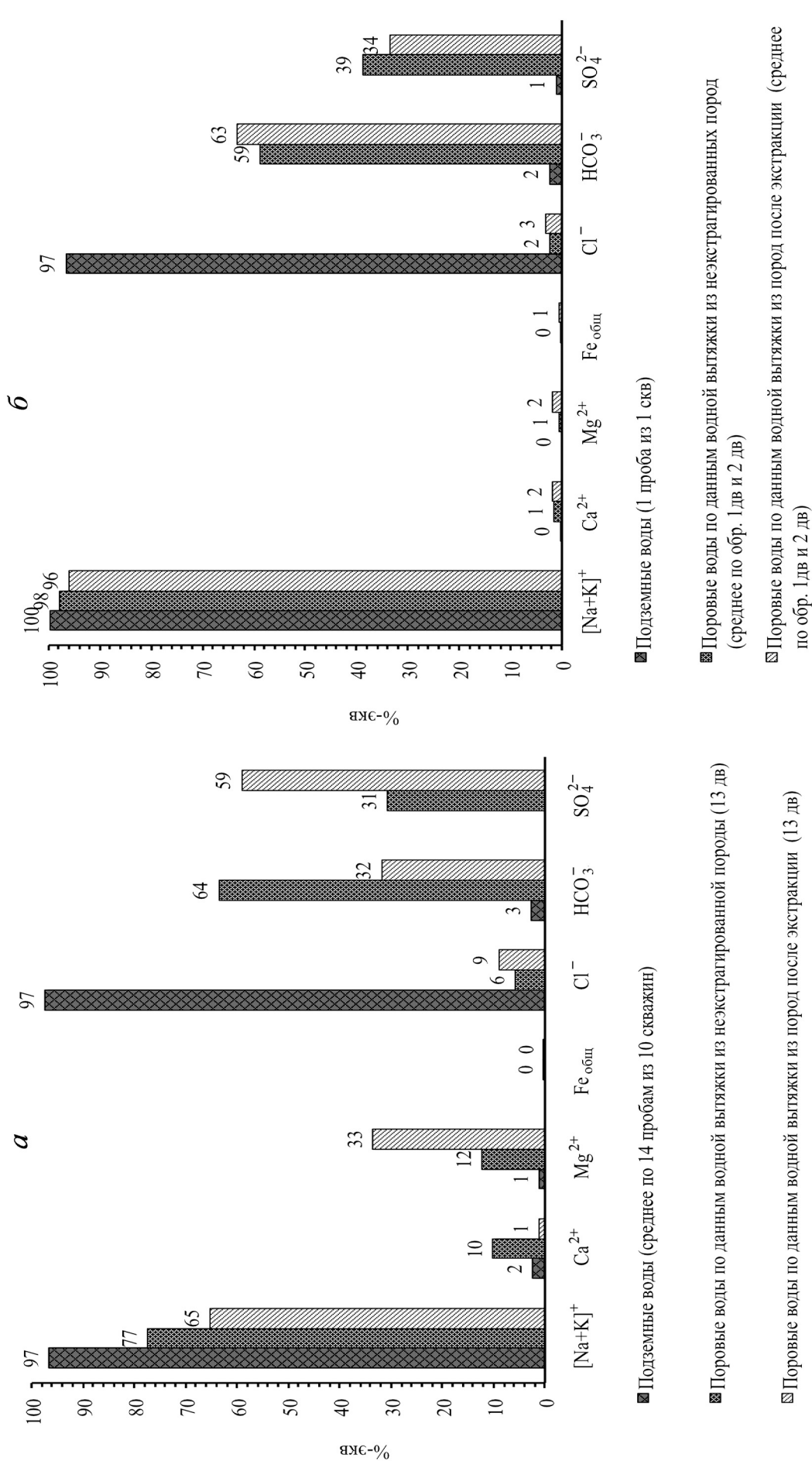


Рис. 7. Сопоставление состава (%-экв) подземных вод (построено по результатам [Казак и др., 2017]) и поровых вод по данным водных вытяжек из экстрагированных и неэкстрагированных образцов для Южного месторождения: а — из георгиевской свиты; б — из ачимовской свиты

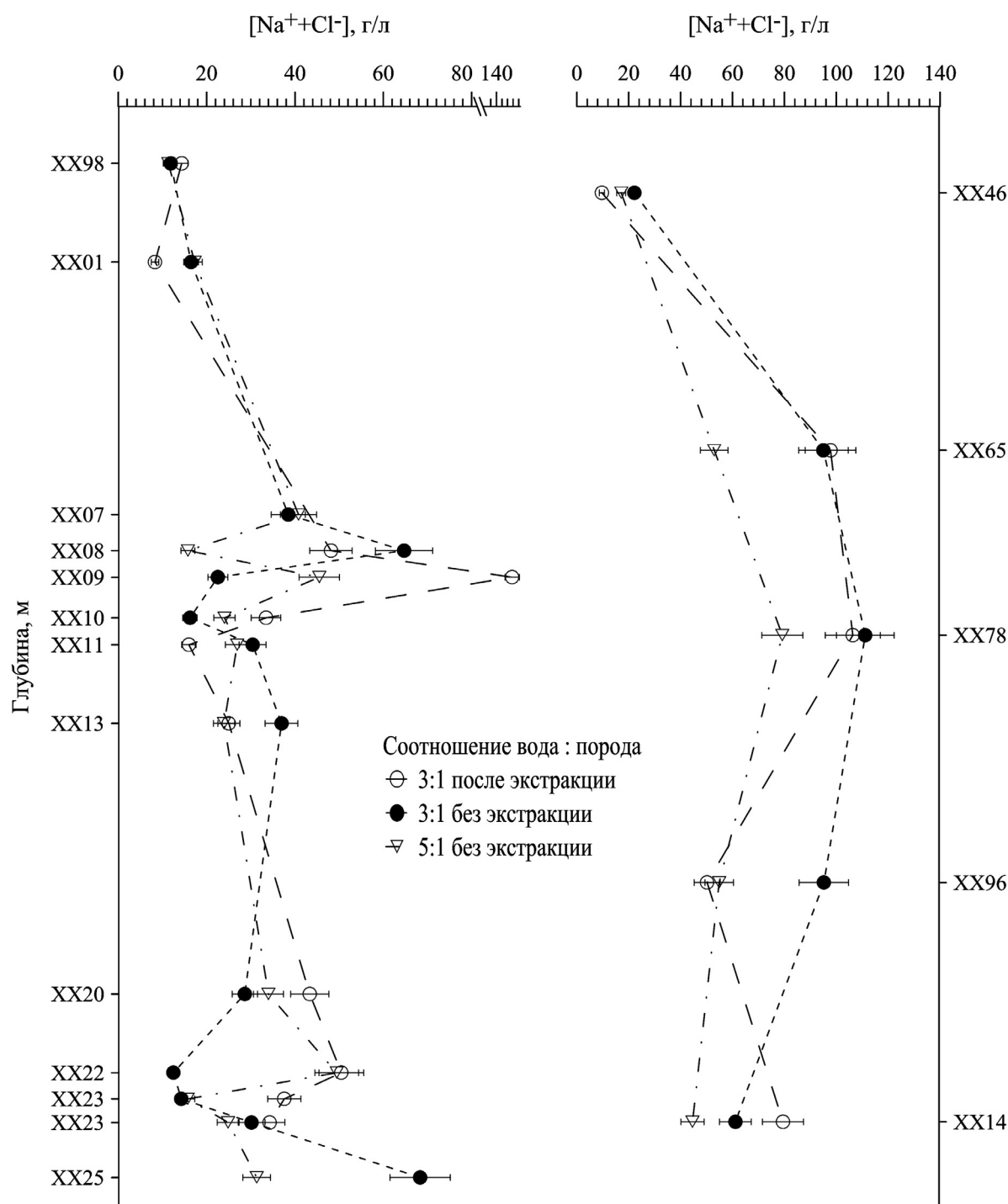


Рис. 8. Соотношения концентрации $[Na^+ + Cl^-]$ в поровых водах, полученные при пересчете из состава водных вытяжек, приготовленных при соотношениях вода:порода = 5:1 и 3:1 из экстрагированных и неэкстрагированных образцов пород соответственно

Нами также выявлен различный состав поровых и подземных вод для отложений георгиевской и ачимовской свит Южного месторождения, сопоставление их состава представлено на гистограммах (рис. 7). Приток подземных вод был получен на месторождении Южное из скважин за пределами исследуемой площади из ачимовской (1 проба из 1 скважины) и георгиевской свит (14 проб из 10 скважин) [Казак и др., 2017]. Подземные воды георгиевской и ачимовской свит по составу хлоридные натриевые, при этом практически не

содержат сульфат-ионов (рис. 7), суммарная минерализация составляет в среднем 34,25 и 17,83 г/л соответственно [Казак и др., 2017].

В составе поровых вод по данным водных вытяжек, приготовленных как из экстрагированных, так и из неэкстрагированных образцов пород, появляется сульфат-ион, резко возрастает количество гидрокарбонат-иона, а также кальция и магния. Природа поведения концентрации этих компонентов в растворах водных вытяжек описана выше.

Рассмотрим соотношение содержания $[Na^+ + Cl^-]$. Так, установлено, что концентрация $[Na^+ + Cl^-]$ в усредненных пробах подземных вод составляет 32,62 г/л для георгиевской свиты и 17,19 г/л для ачимовской, в то время как в поровых растворах по данным водных вытяжек она равна 30,17 (образец 12 дв), 68,32 (образец 13 дв) и 11,44 г/л (образец 1 дв) для неэкстрагированных образцов пород и 34,25 (образец 12 дв), 81,13 (образец 13 дв) и 14,35 г/л (образец 1 дв) г/л для экстрагированных. Таким образом, содержание $[Na^+ + Cl^-]$ в поровых и подземных водах не совпадает в пределах ошибки определения ($\pm 15\%$) для георгиевской свиты только для образца 13 дв.

Выводы. 1. Несмотря на то что состав растворов, полученных с помощью водных вытяжек, не полностью идентичен составу естественного порового раствора, с его помощью можно максимально близко к реальным условиям оценить его минерализацию и макрокомпонентный состав при невозможности выделить поровые воды из пород баженовской, ачимовской и георгиевских свит из-за их низкой проницаемости и малого водосодержания.

2. Сопоставление результатов, полученных методом водной вытяжки из неэкстрагированных и экстрагированных образцов пород, позволяет утверждать, что в последнем случае получают завышенные значения концентрации натрия и хлора в поровых растворах большинства исследованных образцов. По экспериментальным данным [Fernández, Sánchez-Ledesma et al., 2014; Крюков, 1971], концентрация хлора, полученная в ходе пересчета из

водной вытяжки с учетом количества поровых вод, практически идентична таковой в реальных поровых растворах. Соответственно, точность определения количества хлор-иона в водной вытяжке напрямую определяет его достоверное содержание в поровом растворе. Принимая это во внимание, для дальнейших исследований состава поровых растворов методом водных вытяжек следует использовать неэкстрагированные образцы керна с максимально сохраненным естественным водосодержанием.

3. В ходе расчетов и корреляционного анализа установлено, что содержание катионов кальция, магния, железа, сульфат-иона, гидрокарбонат-иона в составах водных вытяжек как из образцов с экстракцией, так и без нее, связано с их поступлением из пород в ходе возникающих различных физико-химических процессов в системе дистиллированная вода—навеска породы.

4. Установлено, что величина условной минерализации по $[Na^+ + Cl^-]$ для поровых вод из неэкстрагированных образцов пород баженовской свиты неравномерно изменяется по разрезу от 12,49 до 64,69 г/л для скважины Южного месторождения и от 22,2 до 111,17 г/л для скважины Вынгайхинского месторождения.

Благодарности. Авторы выражают благодарность инженеру кафедры гидрогеологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова С.А. Смирновой, сотрудникам ООО «Газпром-нефть НТЦ» Т.В. Мамашеву, А.К. Костину, а также ведущему научному сотруднику Сколковского института науки и технологий Н.Н. Богданович.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ариунушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 252 с.

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

Закс С.Л., Бурмистрова В.Ф. К вопросу исследования состава и свойств связанной воды в нефтяных коллекторах // Тр. Института нефти. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. VII. С. 222–235.

Затенецкая Н.П. Поровые воды осадочных пород. М.: Наука, 1974. 158 с.

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

Казак Е.С., Казак А.В., Богданович Н.Н. Форма и состав поровой воды пород баженовской свиты по результатам лабораторных исследований // Тез. 18-й науч.-практ. конф. по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа «EAGE-Геомодель 2016» (12–15 сентября). Геленджик, 2016.

Казак Е.С., Киреева Т.А., Казак А.В., Богданович Н.Н. Ионно-солевой комплекс пород баженовской свиты Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 4. С. 68–75.

Киреева Т.А., Казак Е.С. Поровые растворы пород баженовской свиты Западной Сибири и их изменение в результате гидротермальной проработки // Геология нефти и газа. 2017. № 1. С. 77–89.

Котяхов Ф.И. Физика нефтяных и газовых коллекторов. М.: Недра, 1976. 287 с.

Крюков П.А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск: Наука, 1971. 219 с.

Силич В.Е. Поровые воды пород баженовской свиты Салымского нефтяного месторождения // Строение и нефтегазоносность баженовских свит Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 87–91.

Fernández A.M., Sánchez-Ledesma D.M. et al. Applying the squeezing technique to highly consolidated clayrocks for pore water characterisation: Lessons learned from experiments at the Mont Terri Rock Laboratory // Appl. Geochem., 2014. Vol. 49. P. 2–21.

Kazak E.S., Kazak A.V., Spasennykh M., Voropaev A. Quantity and composition of residual pore water extracted from samples of the bаженов source rock of West Siberia, Russian Federation // 17th Intern. Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2017, 29 June — 5 July, Bulgaria, Albena, 2017. P. 829–841.

Nesterov I.I. Oil and gas pools: the fundamentals of formation, prospecting, and exploitation // Russ. Geol. and Geophys. 2009. Vol. 50. P. 320–326.

Sacchi E., Michelot J.-L., Pitsch H. et al. Extraction of water and solutes from argillaceous rocks for geochemical characterisation: Methods, processes and current understanding // Hydrogeology. 2001. Vol. 9. P. 17–33.

Thyne G., Brady P. Evaluation of formation water chemistry and scale prediction: Bakken Shale // Appl. Geochem., 2016. Vol. 75. P. 107–113.

УДК 551.462:550.84.09

Г.Г. Ахманов¹, О.М. Хлыстов², М.А. Соловьева³, В.Н. Ефремов⁴, О.Н. Видищева⁵,
А. Мацини⁶, А.А. Кудяев⁷, И.А. Буланова⁸, А.А. Барымова⁹, Е.К. Гордеев¹⁰,
М.Т. Деленгов¹¹, Е.Д. Егошина¹², Я.В. Сорокоумова¹³, П.О. Понимаскин¹⁴

ОТКРЫТИЕ НОВОЙ ГИДРАТОНОСНОЙ СТРУКТУРЫ НА ДНЕ ОЗ. БАЙКАЛ¹⁵

Новая подводная гидратоносная структура, получившая название «МГУ», обнаружена 29 июля 2018 г. в ходе геолого-геофизической экспедиции проекта Class@Baikal на дне центральной котловины оз. Байкал, на траверсе пролива Ольхонские Ворота, на глубине 1380 м, в районе с координатами 52°52' с.ш., 107°07' в.д. Структура «МГУ» — субизометричная в плане, многовершинная возвышенность с диаметром основания около 500 м, приуроченная к тектоническому нарушению. Данные предварительного изучения структуры однозначно указывают на современную активную флюидоразгрузку и гидратоформирование в ее пределах. Результаты лабораторных исследований состава и свойств разгружающихся газов зафиксировали значительную концентрацию термогенных углеводородов.

Ключевые слова: газогидраты, углеводородные газы, природные сипы, донный пробоотбор, сейсмопрофилирование, оз. Байкал.

A new deep-water hydrate-bearing structure, named after MSU, has been discovered the 29th of July 2018 during the geological-geophysical research cruise of the Class@Baikal project. The structure lies on a fault scarp at the bottom of the central basin of Lake Baikal at a water depth of 1380 m (coordinates N 52°52' / E 107°07'). The "MSU" structure is sub-isometric in planar view, 500 m in diameter, and reveals a multi-summit morphology. Results of initial investigations show an active fluid seepage and gas-hydrate formation within the discovered structure. Laboratory analyses of the sampled gases indicate a significant concentration of thermogenic hydrocarbons.

Key words: gas hydrates, hydrocarbon gases, seafloor seepages, bottom sampling, seismic profiling, Lake Baikal.

Введение. 29 июля 2018 г. в ходе работ совместной геолого-геофизической экспедиции геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоно-

сова и Лимнологического института СО РАН на борту научно-исследовательского судна (НИС) «Г.Ю. Верещагин» в рамках проекта Class@Baikal (Байкальский плавучий университет) на дне

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, доцент; *e-mail:* akhmanov@geol.msu.ru

² ЛИН СО РАН, лаборатория геологии оз. Байкал, и.о. зав. лабораторией; *e-mail:* oleg@lin.irk.ru

³ ООО «ЦАСД МГУ», геофизик; *e-mail:* marina-sol@yandex.ru

⁴ ООО «ЦАСД МГУ», геофизик; *e-mail:* efremovmsu@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; *e-mail:* vid6877@yandex.ru

⁶ Университет Осло (Норвегия), Центр эволюции Земли и динамики, науч. с.; *e-mail:* adriano.mazzini@geo.uio.no

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; *e-mail:* tyrka1995@mail.ru

⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, студент; *e-mail:* irabulanova97@mail.ru

⁹ ООО «ЦМИ МГУ», геолог; *e-mail:* alexandra.barymova@marine-rc.ru

¹⁰ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, аспирант; *e-mail:* zirgen@yandex.ru

¹¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, студент; *e-mail:* delengov.mihail@mail.ru

¹² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, студент; *e-mail:* ksa_100@bk.ru

¹³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, аспирант; *e-mail:* yana1992@gmail.com

¹⁴ ООО «Сплит», геофизик; *e-mail:* pavel.pon@mail.ru

¹⁵ Экспедиция Class@Baikal-2018 организована на средства Е.А. Бакай и за счет средств геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, ООО «ЦАСД МГУ», ООО «ЦМИ МГУ», проекта ЛИН СО РАН (№ 0345-2016-0007), гранта РФФИ (проект №18-35-00363).

центральной котловины оз. Байкал обнаружена неизвестная ранее гидратоносная структура. Затем изучены морфология и внутреннее строение структуры, взяты пробы слагающих ее донных отложений, газовых гидратов и просачивающихся газов. Структуре присвоено название сип «МГУ».

Байкал — самый крупный и древний пресноводный водоем планеты, единственное озеро, где обнаружены скопления природных газовых гидратов. Газогидраты — внешне похожие на лед соединения метана с водой, образующиеся и устойчивые при постоянном подтоке газа в условиях большого давления и низкой температуры. Теоретические предпосылки и косвенные признаки гидратоносности глубоководных котловин Байкала обсуждались с конца прошлого века [Hutchinson et al., 1991; Гольмшток и др., 1997; Голубев 1997; Ефремова и др., 1980]. Первое фактическое подтверждение наличия газовых гидратов в осадках озера получено в 1997 г. в ходе бурения скважины BDP-97, когда из интервалов 121 и 161 м были подняты гидраты биогенного метана [Кузьмин и др., 1998]. Приповерхностные (поддонные) скопления газовых гидратов в виде визуально наблюдаемых линз и слоев впервые были обнаружены лишь в 2000 г. в районе структуры «Маленький» на дне южной котловины озера [Клеркс и др., 2003].

Впоследствии, при систематических исследованиях в рамках различных национальных и международных научных проектов, работавших с 2000 по 2017 г., в южной и центральной котловинах Байкала открыто несколько подводных гидратоносных структур, расположенных на глубине от 1500 до 400 м на абиссальных равнинных или склоновых участках дна озера [Khlystov et al., 2013; Хлыстов и др., 2017]. Большинство из известных к настоящему времени структур — относительно мелководные. Открытая в 2018 г. предварительно закартированная и опробованная структура «МГУ» стала пятой среди гидратоносных структур, обнаруженных на глубине более 1300 м. В статье впервые описаны ее морфология и внутреннее строение, изложены неопровержимые свидетельства гидратоносности, рассмотрены тектоническая приуроченность и генезис, приводятся данные первых анализов состава газов, разгружающихся в пределах структуры.

Географическое положение и тектоническая приуроченность. Подводная гидратоносная структура «МГУ» обнаружена на дне центральной котловины оз. Байкал на глубине 1380 м, в районе с координатами 52°52' с.ш., 107°07' в.д., на траверсе пролива Ольхонские Ворота, приблизительно в центре котловины — в 31 км от ее северо-западного борта и в 50 км от юго-восточного (рис. 1). Структура «МГУ» приурочена к крупному разлому — главному тектоническому элементу глубоководной части центральной котловины Байкала. Тектоническое нарушение протягивается от м.

Ухан (о. Ольхон) в юго-западном направлении к подножию авандельты р. Селенга и сечет котловину субдиагонально на две примерно равные части. Нарушение отчетливо выражено в рельефе дна в виде протяженного и почти прямолинейного в плане уступа. Высота уступа максимальна в части, примыкающей к о. Ольхон, на юго-запад уступ постепенно выполаживается. На северо-восток от рассматриваемой структуры вдоль этого же разлома расположены несколько ранее изученных зон фокусированной разгрузки углеводородов и приповерхностного гидратообразования, в частности, в 20 км — грязевой вулкан Новосибирск и в 4,5 км сип Санкт-Петербург [Cuylaerts et al., 2012; Khlystov et al., 2013].

Морфология и строение. В ходе экспедиции Class@Baikal-2018 структура «МГУ» была пересечена тремя профилями (профили BL18-127PS, BL18-132PS и BL18-133PS (рис. 1)) по методике непрерывного сейсмического профилирования, на скорости хода судна около 3,5 узлов (7 км/ч). Источник сейсмических колебаний — многоэлектродный электроискровой («спаркер»). Центральная частота возбуждаемого сигнала 400 Гц, энергия источника 1000 Дж. Регистрация велась одноканальной косой длиной 20 м из 40 пьезоприемников. Набортная обработка полученных сейсмических данных выполнялась в программном комплексе RadExPro, разработанном компанией ООО «Деко-геофизика СК». Дополнительно сотрудниками Иркутского национального исследовательского технического университета (ИРНИТУ) под руководством А.Г. Ченского проведена съемка обнаруженной структуры с использованием многолучевого эхолота «Konengsberg EM710S» (рис. 1). Полученные сейсмические и батиметрические данные позволили предварительно охарактеризовать морфологию и особенности внутреннего строения обнаруженной структуры.

Структура «МГУ» — субизометричная в плане, сложнопостроенная, многовершинная возвышенность (рис. 1). Диаметр ее основания составляет около 500 м. Структура состоит из четырех небольших (высота 5–10 м) подводных холмов, один из которых сформирован на поднятом крыле тектонического уступа, а три находятся на опущенном крыле субпараллельно подножию уступа. В районе развития структуры общая высота уступа около 20 м. На всех сейсмических профилях под структурой выявлена зона потери корреляции, расширяющаяся к низу записи до 1000 м; волновая картина слагающих структуру отложений хаотична (рис. 2, 3 и 4). На профилях на флангах структуры выделяется несколько участков, характеризующихся высокоамплитудными отражениями с обратной полярностью (рис. 2). Это типичные для зон фокусированной разгрузки углеводородов акустические аномалии типа «яркое пятно», свидетельствующие о высоком газонасыщении отложений, которые

слагают структуру, и наличии газовых «карманов» в ее обрамлении.

На сейсмопрофилях детали внутреннего строения структуры «МГУ» маскируются хаотичными внутренними отражениями, формирующимися прежде всего за счет газонасыщенности. Тем не менее нельзя исключить возможность вертикального массопереноса — подъема по подводящему каналу нижележащих алевроглинистых накоплений по типу действия грязевого вулкана. В пользу такого предположения может свидетельствовать наличие структуры-сателлита, наблюдаемой на профилях вплотную к основной структуре, на ее северо-северо-восточном фланге (рис. 3). Эта структура-сателлит также характеризуется хаотичными внутренними отражениями. Она не выходит на дневную поверхность, погребена под 100-метровой толщей осадков и не выражена в современном рельефе дна. Прилегающие к ее флангам слои нормальных вмещающих отложений задраны, а перекрывающие ее слои выгнуты вверх. Такая картина возможна только в том случае, если вертикальная флюидомиграция сопровождается перемещением твердокомпонентного минерально-породного субстрата. Кроме того, в 800 м на запад

от центра структуры «МГУ» на сейсмопрофиле BL18-127PS отчетливо выделяется структура протыкания нормального осадочного разреза (рис. 4). Она пересечена лишь одним профилем, ее необходимо доизучить, но ее диапировая или грязе-вулканическая природа практически несомненна.

Газо- и гидратонасность. На основании данных сейсмопрофилирования в пределах структуры «МГУ» было выбрано 5 станций, на которых выполнен донный пробоотбор (рис. 1). Анализ полученного керна подтвердил anomalно высокую газонасыщенность донного ила в пределах всей структуры, а также гидратонасность по крайней мере в ее западной части. Пробоотбор выполнен ударной трубкой длиной 5 м, массой 500 кг и внутренним диаметром 100 мм, оснащенной осветителем и системой подводной широкоугольной видеосъемки 48 кадров/мин. с разрешением 2,7k.

Пробы приповерхностных донных отложений, поровых вод и газов для анализов были взяты со всех четырех вершин структуры «МГУ» и в понижении между вершинами и тектоническим уступом. Все полученные образцы сильно газонасыщены, в лаборатории на борту наблюдались характерные текстуры дегазации ила, в колон-

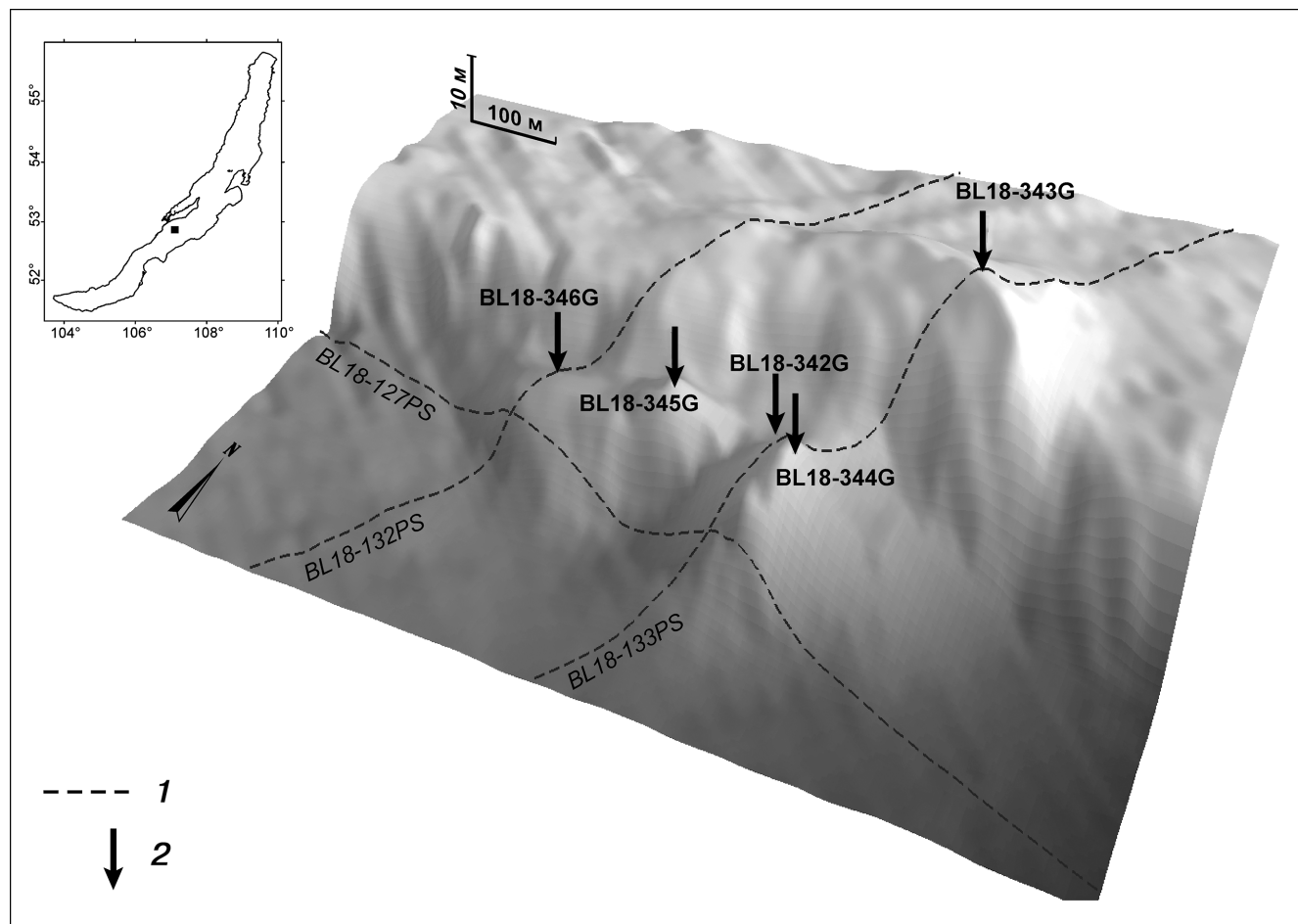


Рис. 1. Перспективное изображение рельефа дна в районе гидратонасной структуры «МГУ» с нанесенными линиями сейсмопрофилей и их номерами (1) и точками донного пробоотбора с номерами станций (2). На врезке — географическое положение района исследований

ках отмечены крупные субвертикальные каналы флюидомиграции. Кроме того, на современную активную флюидоразгрузку в пределах опробованной структуры указывало присутствие в керне лишь маломощного (до 1 см) окисленного слоя верхнеголоценовых озерных диатомовых илов, характерных для нормальных разрезов байкальских донных отложений, а в большинстве отобранных колонок отмечено полное отсутствие такого окисленного слоя. Вскрытый разрез представлен почти гомогенными, массивными и сильноразжиженными пелитовыми глинистыми илами с еле заметными пятнами гидротроилита. Такие отложения могут представлять собой так называемые сопочные глины, обычно локально изливающиеся на поверхность грязевулканической постройки в периоды между более масштабными извержениями грязевого вулкана.

Колонка BL18-346G, вскрывшая гидратосодержащий разрез, отобрана с самой западной из нижних вершин структуры (рис. 1). Отложения представлены глинистыми илами с гидротроилитом и с маломощными алевритовыми и тонкопесчаными прослоями. При подъеме со дна на борт НИС начиная с глубины воды около 380 м трубка давала газовый «шлейф», отчетливо наблюдаемый на судовом эхолоте. Такое явление обычно сопро-

вождает подъем со дна Байкала всех пробоотборников, содержащих пробы с газовыми гидратами, которые стабильны глубже 380 м и начинают интенсивно разлагаться на воду и газ при пересечении этой отметки — верхней границы зоны стабильности газогидратов. Внезапно начавшееся и интенсивно усиливающееся при продолжении подъема трубки выделение газовых пузырей хорошо регистрируется штатным эхолотом в виде характерного шлейфа на акустической записи. Кроме того, интенсивное выделение пузырей газа из трубки в водную толщу зафиксировано видеокамерой, установленной на трубке. Видимые невооруженным глазом гидраты в керне после его извлечения и переноса в лабораторию не наблюдались. Однако после разрезания на половинки нижних секций отобранной колонки в течение нескольких минут отчетливо слышалось характерное шипение и треск, что типично для диссоциации микрористаллов гидратов. Осадки сразу после разрезания колонки напоминали консистенцию сыра рокфор и выглядели сухими. Через некоторое время илы становились сильноразжиженными, муссоподобными. Все это позволяет однозначно утверждать, что отобранные на станции BL18-346G приповерхностные осадки характеризуются высокой гидратонасыщенностью. Вероятно, пода-

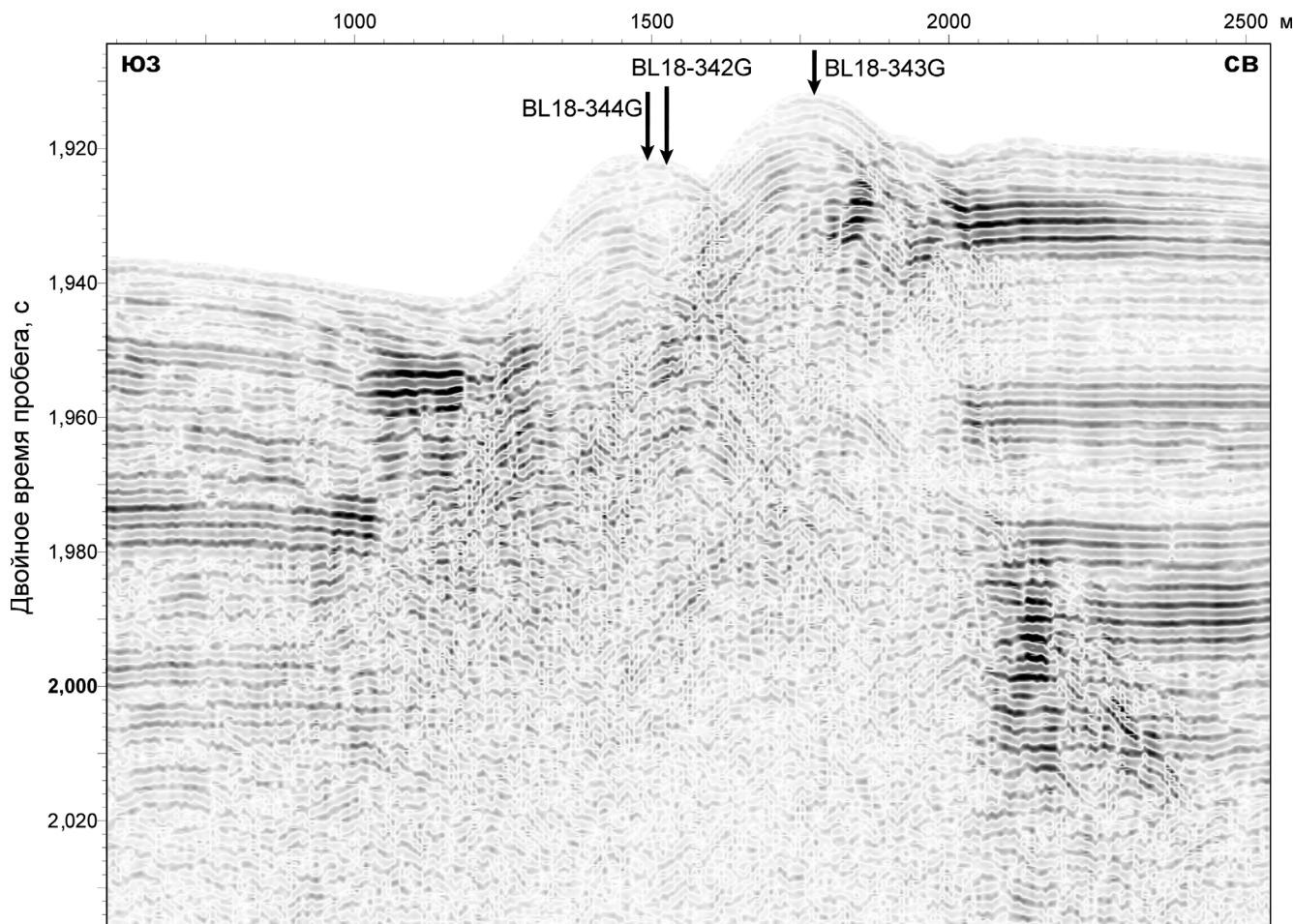


Рис. 2. Фрагмент сейсмического профиля BL18-133PS. Структура «МГУ» с акустическими аномалиями типа «яркое пятно». Стрелками показано положение точек донного опробования. Положение профиля см. на рис. 1

вляющий объем гидратов был в форме рассеянных микрокристаллов, хотя исключать изначальное присутствие в разрезе более крупных выделений (линзы, жилы, прослой) не следует, так как известно, что потери гидратов при разложении во время подъема трубки и извлечения из нее керна на борту судна обычно весьма значительны.

Пробы газа, отобранные из осадков, проанализированы Г.А. Баталиным и Б.И. Гареевым в лаборатории изотопного и элементного анализа Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета на изотопном масс-спектрометре «Thermo Fisher Scientific Delta V Plus» с хромато-масс-спектрометрической приставкой «ISQ-TRACE 1310». Установлено, что концентрация метана в отложениях структуры «МГУ» достигает 126 104 мкл/л, что превышает известные «фоновые» значения (до 13 350 мкл/л [Видишева и др., 2017]) почти в 9,5 раз. Также в отобранных пробах газа зафиксированы этан (до 250 мкл/л), пропан (до 2,22 мкл/л), бутан (до 0,57 мкл/л), пентан и изопентан. Углерод газов — изотопно-утяжеленный, особенно углерод

гомологов метана ($\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ от $-63,6$ до $-66,8\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}(\text{C}_2\text{H}_6)$ от $-28,7$ до $-31,1\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}(\text{C}_3\text{H}_8)$ от $-21,9$ до $-24,5\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}(\text{C}_4\text{H}_{10})$ от $-23,9$ до $-35,0\text{‰}$). Полученные данные свидетельствуют о высокой современной активности фокусированной разгрузки углеводородов в пределах структуры «МГУ», а также однозначно указывают на значительную примесь термогенных катагенетических углеводородов в разгружающихся газах.

Закключение. Открытие на дне Байкала новой гидратоносной структуры, получившей название «МГУ», — новый шаг в исследовании современных геологических процессов, формирующих облик этого уникального озера. Данные предварительного изучения структуры однозначно указывают на современную активную флюидоразгрузку и гидратоформирование в ее пределах. Углеводородные газы, разгружающиеся в пределах структуры «МГУ», характеризуются составом и свойствами, свидетельствующими об их формировании в толщах глубоководных осадочных образований во впадине Байкала. Некоторые данные позволяют предполагать, что структура «МГУ» может быть

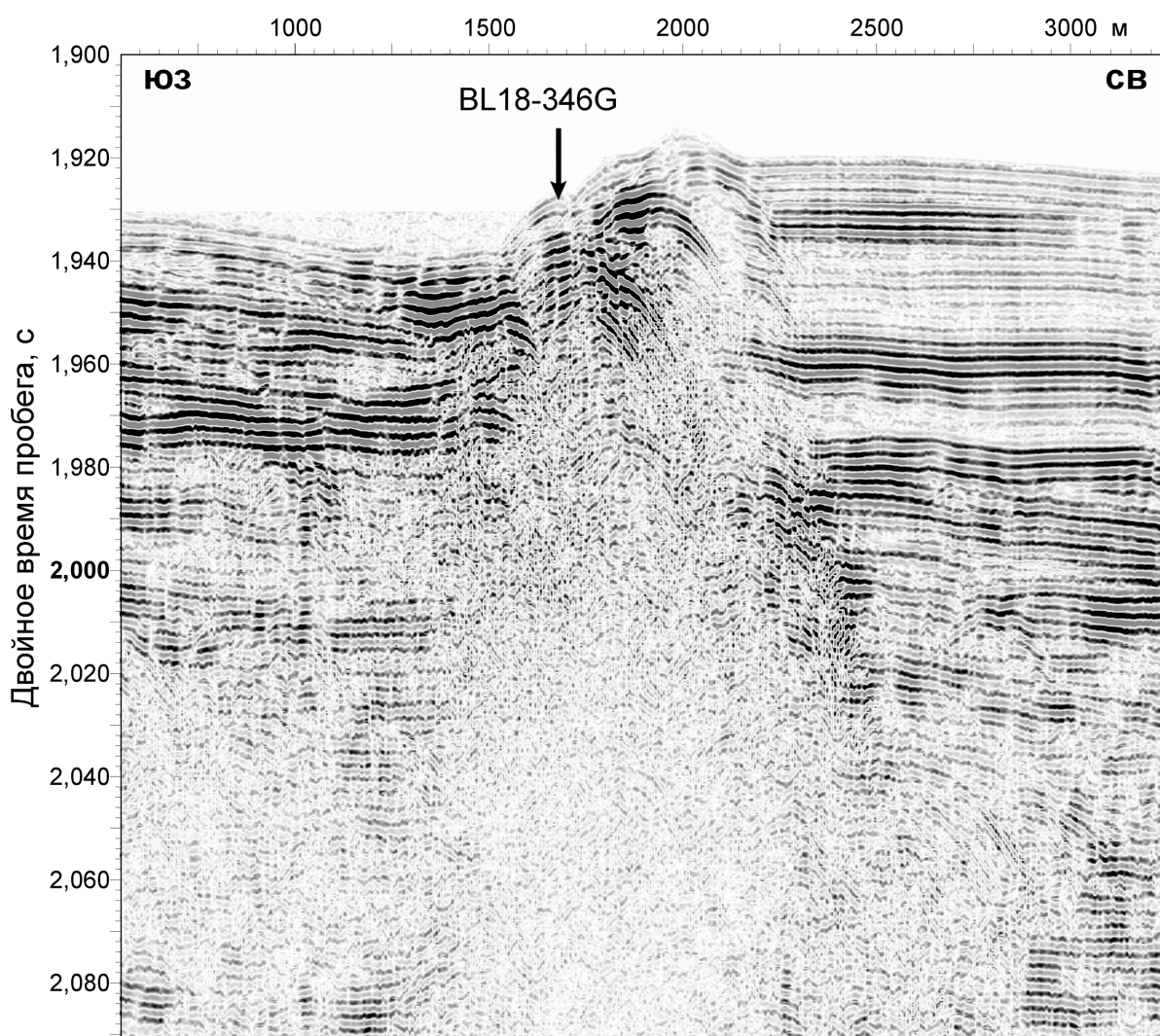


Рис. 3. Фрагмент сейсмического профиля BL18-132PS, демонстрирующий основную структуру «МГУ» и примыкающую к ней с северо-востока структуру-спутник. Стрелкой показано положение точки донного опробования. Положение профиля см. на рис. 1

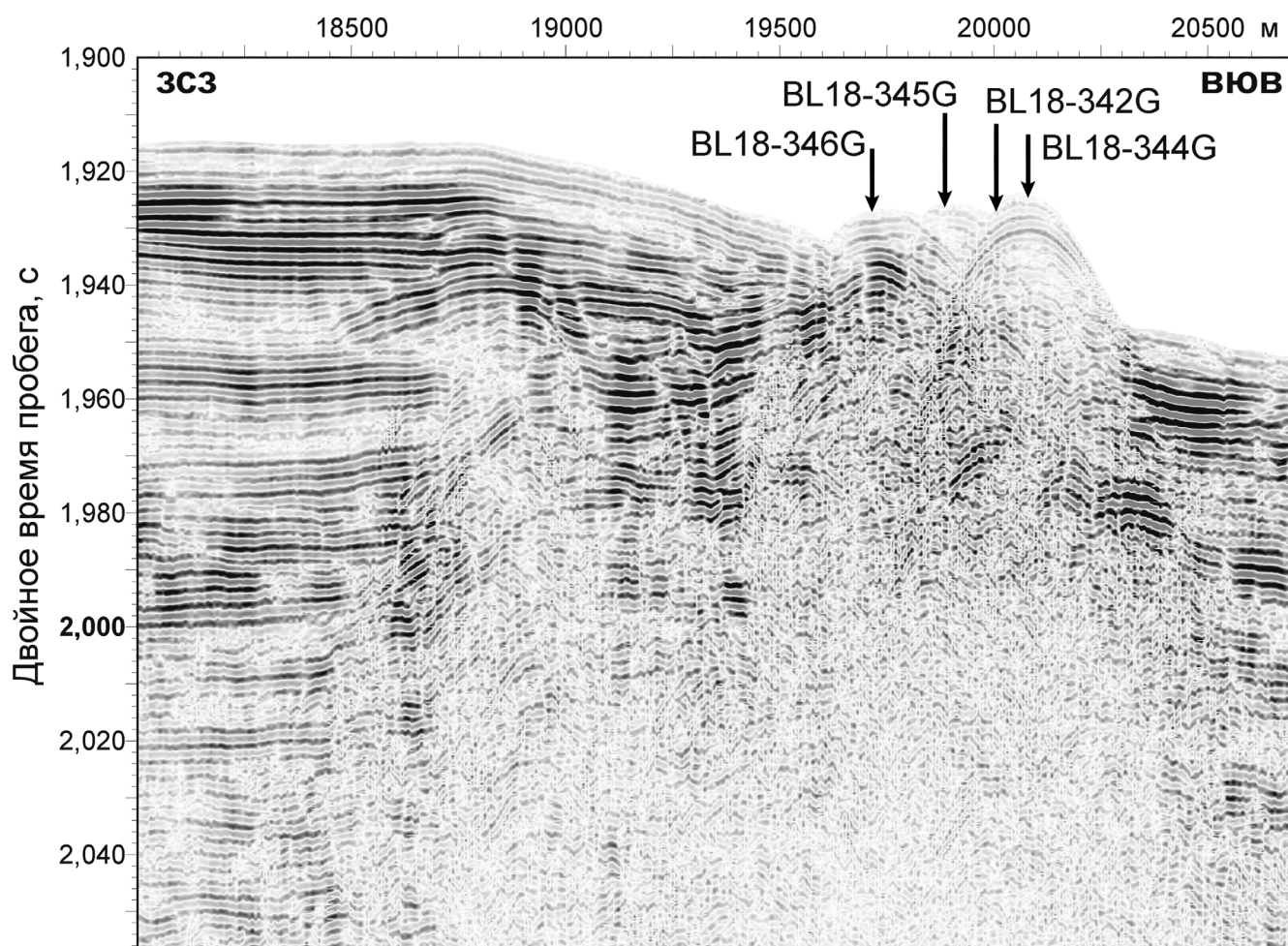


Рис. 4. Фрагмент сейсмического профиля BL18-127PS. На западе-северо-западе от основной структуры «МГУ» обнаружена вертикальная структура протыкания. Стрелками показано положение точек донного опробования. Положение профиля см. на рис. 1

подводным грязевым вулканом. В целом и формирование структуры «МГУ», и ее современные активность и гидратоносность отражают особен-

ности проявления работы углеводородной системы молодого синрифтового осадочного бассейна на фоне неотектонических процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Видищева О.Н., Кислицына Е.В., Ахманов Г.Г. и др. Грязевые вулканы, сипы и газовые гидраты озера Байкал: геохимическая характеристика углеводородных газов // Тр. VI Междунар. науч.-практ. конф. «Морские исследования и образование (MARESEDU-2017)». Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2017. С. 211–215.

Голубев В.А. Геотермический прогноз глубин нижней границы газогидратного слоя в донных отложениях озера Байкал // Докл. РАН. 1997. Т. 352, № 5. С. 652–665.

Гольмшток А.Я., Дучков А.Д., Хатчинсон Д.Р. и др. Оценки теплового потока на озере Байкал по сейсмическим данным о нижней границе слоя газогидратов // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 10. С. 1677–1691.

Ефремова А.Г., Андреева М.В., Левшенко Т.В. и др. О газах в осадках Байкала // Газовая промышленность. Сер. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. 1980. № 2. С. 15–27.

Клеркс Я., Земская Т.И., Хлыстов О.М. и др. Гидраты метана в поверхностном слое глубоководных осадков озера Байкал // Докл. РАН. 2003. Т. 393, № 6. С. 822–826.

Кузьмин М.И., Калмычков Г.В., Гелетий В.А. и др. Первая находка газогидратов в осадочной толще озера Байкал // Докл. РАН. 1998. Т. 362, № 4. С. 541–543.

Хлыстов О.М., Минами Х., Хачикубо А. и др. Распределение гидратоносных структур на дне озера Байкал // Экологический атлас Байкальского региона. 2017. [Электр. ресурс геопортала]: Карта № 185. URL: <http://atlas.isc.irk.ru>, свободный (дата обращения: 29.06.2018).

Cuylaerts M., Naudts L., Casier R. et al. Distribution and morphology of mud volcanoes and other fluid flow-related lake-bed structures in Lake Baikal, Russia // Geo-Marine Lett. 2012. Vol. 32, N 5. P. 383–394.

Hutchinson D.R., Golmshtok A.J., Scholz C.A. et al. Bottom simulating reflector in Lake Baikal // EOS. 1991. Vol. 72. P. 307–308.

Khlystov O., De Batist M., Hachikubo A. et al. Gas hydrate of Lake Baikal: Discovery and varieties // J. Asian Earth Sc. 2013. Vol. 62, N 1. P. 162–166.

Поступила в редакцию
30.07.2018

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: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 12.10.2018. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 14,5. Уч.-изд. л. . Тираж экз.

Изд. № 10 971. 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»)