

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2022

Серые илы Волжского каскада водохранилищ: основные черты геохимии <i>А. В. Маслов, И. А. Немировская, В. П. Шевченко</i>	211
Вещественный состав, источники питания и геодинамические обстановки накопления меловых отложений Западно-Сахалинского террейна <i>А. И. Малиновский</i>	231
Результаты U–Pb датирования зерен детритового циркона из верхнемеловых отложений острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, группа Анжу) <i>В. В. Костылева, А. В. Моисеев, Е. В. Щепетова, А. Э. Базилян, Б. Г. Голионко, П. А. Никольский, А. И. Хисамутдинова, Н. А. Мальшев, В. Е. Вержбицкий, В. В. Обметко, А. А. Бородулин</i>	252
Месторождения глауконитов России: геологическая позиция, условия образования и перспективы освоения <i>П. Е. Белоусов, Н. М. Чупаленков, М. А. Рудмин, В. В. Крупская</i>	270
Строение и условия формирования титон(?)–берриасских отложений района р. Тонас (Центральный Крым) <i>Е. Ю. Барабошкин, Е. О. Мазько, Е. В. Коптев</i>	286
Углеродистое вещество палеопротерозойских министроматолитов Карелии <i>О. М. Джамансартова</i>	304

УДК 550.42

СЕРЫЕ ИЛЫ ВОЛЖСКОГО КАСКАДА ВОДОХРАНИЛИЩ: ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ

© 2022 г. А. В. Маслов^а, *, И. А. Немировская^б, **, В. П. Шевченко^б, ***^аГеологический институт РАН,
Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия^бИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: nemir44@mail.ru

***e-mail: vshevch@ocean.ru

Поступила в редакцию 21.09.2020 г.

После доработки 21.09.2020 г.

Принята к публикации 27.10.2021 г.

В статье рассмотрены основные геохимические характеристики серых илов каскада волжских водохранилищ, которые вместе с песчанистыми разновидностями иногда занимают в них более 60% общей площади дна. Образцы серых илов были отобраны в первой половине июня 2016 г. в экспедиции по р. Волге от порта Борок до порта Астрахань на НИС “Академик Топчиев”. Показано, что содержание Ni, Cr, Y, Sg в серых илах возрастает от Рыбинского водохранилища к Куйбышевскому, а ниже по течению постепенно снижается. Содержание Ba и Zn вниз по каскаду водохранилищ, напротив, почти не меняется. Примерно также ведут себя и величины ряда индикаторных отношений (Cr/Th, Th/Sc и др.). В целом содержание редких и рассеянных элементов в исследованных образцах серых илов ниже, чем в среднем постаршейском австралийском глинистом сланце (PAAS). Это указывает на то, что гранулометрический состав серых илов и PAAS различен из-за разбавляющего эффекта неглинистого компонента. Серые илы, отобранные в приустьевой части р. Камы против д. Атабаево (ст. 39), характеризуются заметно более низкой величиной $(La/Yb)_N$, по сравнению с основным массивом исследованных в настоящей работе образцов, что может свидетельствовать о принципиально ином (скорее всего, уральском?) источнике слагающей данный образец тонкой алюмосиликокластики.

Ключевые слова: р. Волга, водохранилища, серые илы, редкие и рассеянные элементы.

DOI: 10.31857/S0024497X22020069

Исследование донных отложений (ДО) водохранилищ имеет важное значение для решения различных проблем [Законнов, 2007; Законнов и др., 2007; Карнаухова, 2007, 2011; Касимов, 2013; Немировская, 2018; Томилина и др., 2018 и др.]. С точки зрения геохимии этих отложений, наибольшее внимание специалистов привлекает проблема загрязнения ДО такими элементами, как Hg, Sb, Cd, Cu, Cr, Zn, Ni, Co, Pb, Fe, Mo и анализ их распределения [Денисова и др., 1987; Бреховских и др., 1999, 2002 и др.; Экологически безопасное ..., 2008; Лычагин и др., 2011; Ткаченко, 2011; Загрязняющие ..., 2017; Томилина и др., 2018]. При этом собственно геохимической характеристике различных типов ДО, в т.ч. серых илов, занимающих иногда (вместе с песчанистыми разновидностями) более 60% общей площади дна некоторых волжских водохранилищ [Буторин

и др., 1975; Законнов и др., 2007], уделяется существенно меньше внимания.

Настоящая работа продолжает наши исследования геохимических и изотопных особенностей поверхностных донных осадков Белого, Баренцева и Каспийского морей, а также впадающих в них крупных речных артерий, направленные на расшифровку процессов их формирования [Маслов и др., 2014а, б, 2017, 2020а, в и др.].

Образцы серых илов были отобраны в первой половине июня 2016 г. во время экспедиции по р. Волга от порта Борок (Рыбинское водохранилище) до порта Астрахань (рис. 1, табл. 1) на НИС “Академик Топчиев”. Одной из задач экспедиции являлось изучение седиментационных и биогеохимических процессов в зоне смещения вод Волги и ее притоков с целью оценки современного состояния качества вод и донных осадков Волжского бассейна [Немировская, 2018; Не-

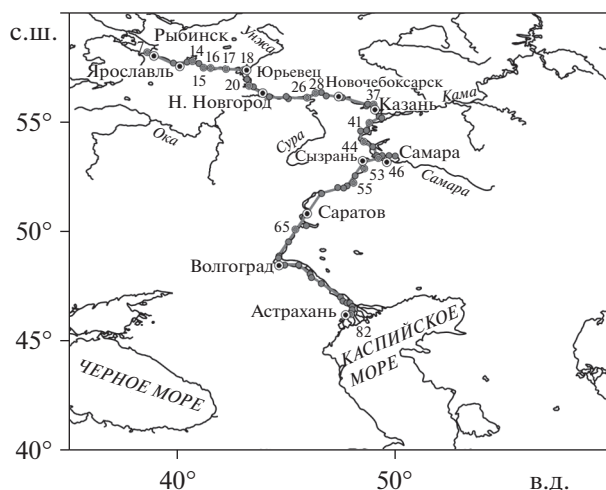


Рис. 1. Положение станций (отмечены номерами), на которых в рейсе НИС “Академик Топчиев” в июне 2016 г. отобраны образцы серых илов.



Рис. 2. Серые илы, поднятые на одной из станций с помощью микробиологической трубки. Фото И.А. Немировой.

мировская, Островская, 2018]. Для решения этой задачи более чем на 80 станциях были отобраны образцы воды и ДО (песок с галькой, песок, илистый песок, серый песчаный ил, бурый и серый ил).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящей публикации мы рассматриваем геохимические особенности (распределение редких и рассеянных элементов, в том числе ряда тяжелых металлов) представительной серии образцов (19 обр.) серого ила (рис. 2), отобранных в Рыбинском, Горьковском, Чебоксарском, Куйбышевском, Саратовском и Волгоградском водохранилищах и незарегулированной части р. Волга (ст. 82, ниже г. Астрахань). Кроме того, исследовано несколько образцов серого ила, отобранных в приустьевых частях рр. Оки (Ока-1, -2) и Камы (ст. 39).

Илистые осадки отбирали лотом с хrapцом и микробиологической трубкой, песчаные — дночерпателем.

Определение содержания редких и рассеянных элементов проводилось методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN 9000 (Perkin Elmer, США) (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко и Л.К. Дерюгина) по методике, близкой к описанной в работе [Маслов и др., 2011]. Перед анализом образцы не подвергались предварительной обработке, за исключением отсеивания фракции размером >1 мм. Пределы обнаружения редких, редкоземельных и высокозарядных элементов составляли от 0.005 до 0.1 г/т при точности анализа 3–7 отн. %.

Содержание органического углерода (C_{org}) в образцах серых илов определено на экспресс-анализаторе АН-7560 (аналитик Л.В. Демина,

Таблица 1. Географическая привязка проб серых илов, отобранных в июне 2016 г. во время экспедиции по р. Волга на НИС “Академик Топчиев”

Номер станции	Географическая привязка	Расстояние по лощи, км	Водоохранилище	Координаты станций, градусы		Глубина, м
				с.ш.	в.д.	
7	пос. Каменники	416	Рыбинское	58.17689	38.62605	16
14	ниже г. Кострома	612	Горьковское	57.68793	40.99415	6
15	г. Волгореченск	639		57.47706	41.21251	14
16	ниже пос. Плес	661		57.45543	41.55362	13
17	ниже г. Кинешма	712		57.44711	42.24641	15
18	г. Юрьевец	780		57.29715	43.1179	15
20	ниже г. Чкаловск	836		56.75335	43.26376	18
Ока-1, Ока-2	г. Нижний Новгород	906	Чебоксарское	56.33102	43.97605	4
26	р. Сура	1070		56.128647	45.991637	17
28	р. Ветлуга	1104		56.310832	46.414112	7
37	Казань	1306	Куйбышевское	55.785645	49.026088	11
39	р. Кама	1400		55.208672	49.359903	15
41	против д. Атабаево	1480		54.610915	48.696902	11
44	против р. Бол. Черемшан	1590		53.881393	48.972503	14
46	против устья р. Уса	1645		53.396967	49.249145	19
53	разлив у пос. Приволжье	1890		52.89174	48.59824	17
55	р. Малый Иргиз	1975	Саратовское	52.19722	47.94357	15
65	г. Камышин	2375	Волгоградское	50.10077	45.45451	20
82	ниже г. Астрахани	3049	Незарегулированная р. Волга	46.30509	47.97531	7

ИО РАН) путем регистрации CO₂ при сжигании проб ($T \sim 800^\circ\text{C}$) в токе воздуха, очищенного от CO₂.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ОБСУЖДЕНИЕ

Геологическое строение водосборного бассейна р. Волга

Приведенная ниже краткая характеристика геологического строения водосборного бассейна р. Волги основана на данных, заимствованных из объяснительных записок к государственным геологическим картам разных лет [Геологическая ..., 1988; Объяснительная ..., 1996; Государственная ..., 1999, 2015 и др.] и ряда других источников. Сведения о содержании и распределении редких и рассеянных элементов в осадочных породах волжского водосборного бассейна, за редким исключением (см., например, [Гаврилов и др., 2008]), в них в основном отсутствуют. Это не позволяет

сопоставить геохимические характеристики различных типов ДО волжских водохранилищ и пород, слагающих волжский водосбор.

Водосборная территория Верхней Волги¹ сложена отложениями верхнего девона (известняки, доломиты, мергели, песчаники, пески, алевролиты и глины) и карбона (известняки, мергели, глины, пески и песчаники и др.). В районе г. Рыбинска на левом берегу р. Волга обнажены также пески и песчаники юры и мела. Они перекрыты преимущественно моренными, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми четвертичными

¹ В соответствии с представлениями, изложенными в монографии [Загрязняющие ..., 2017], с учетом административного деления территории бассейна р. Волги, к Верхней Волге относится район от ее истоков до Горьковского водохранилища и бассейн р. Оки. Средняя Волга объединяет водосборную часть ниже Горьковского водохранилища, до створа Куйбышевской ГЭС (в том числе Чебоксарское водохранилище и бассейн р. Камы). К Нижней Волге принадлежат Саратовское и Волгоградское водохранилища, Волго-Ахтубинская пойма и Волжская дельта.

отложениями (глины и суглинки, пески и супеси с гравием, гальками и валунами кристаллических пород и др.) [Геология ..., 1967; Волга ..., 2012 и др.]. К северо-востоку от г. Рыбинска в пределах Даниловской возвышенности, а также к югу от г. Кинешма распространены породы триаса. Известняки карбона играют заметную роль в сложении береговых обрывов и на Средней Волге, но существенно шире распространены здесь красноцветные пермские терригенные породы, начинающиеся примерно от окрестностей г. Нижний Новгород и тянущиеся почти до г. Ульяновск, часто с гипсами, а также юрские и меловые глины, горючие сланцы, толщи мела и опок.

В бассейне Нижней Волги развиты юрские и меловые осадочные породы, а также кайнозойские отложения (пески и песчаники, глины и супеси).

Таким образом, источниками материала, слагающего ДО волжского каскада водохранилищ, выступают преимущественно осадочные породы фанерозоя, что, несомненно, должно, так или иначе, сказаться на их геохимических особенностях.

Процессы накопления донных отложений в волжских водохранилищах

Как отмечено в работе [Законнов и др., 2010], до появления водохранилищ русло р. Волга в верхневолжском регионе характеризовалось каменистым и крупнопесчаным дном. Ниже г. Ярославля оно приобрело характер песчаного с накоплением в глубоких местах илистых отложений. Возведение плотин привело к превращению реки из транзитной для взвесей магистрали в область преимущественного накопления наносов.

Грунты волжских водохранилищ принадлежат трем группам [Законнов, 2007 и др.]: 1) первичные (реликтовые или остаточные) — это грунты, которые сохранили после затопления свои свойства (разнообразные скальные, каменистые, галечно-гравийные и песчаные грунты, глины и торф); 2) трансформированные — объединяют грунты, оставшиеся на месте после затопления, а также подстилающие их разбухшие (обводненные) породы и болотно-луговые почвы; 3) вторичные — представляют собственно ДО — разнообразные по крупности минерально-органические наносы и отложения: пески, илистые пески, песчаные илы и илы, т.е. те отложения, образование которых в водохранилище предшествует предварительная сортировка по крупности слагающих их частиц.

Главными источниками осадкообразующего материала для волжских водохранилищ являются продукты абразии их берегов (в пределах Куйбышевского водохранилища роль абразионных процессов в формировании ДО до сих пор растет [За-

коннов и др., 2007]), размыва ложа² и торфяных сплавин (51–87%); речные взвеси и наносы (10–48%). Подчиненную роль играют сточные воды, атмосферные осадки и продукция гидробионтов (1–7%) [Буторин и др., 1975; Законнов, 2007; Законнов и др., 2010].

Распределение ДО в водохранилищах контролируется преимущественно гидродинамической активностью водных масс. Так, на русловых участках широко распространены песчаные отложения, образование которых обусловлено стоковыми течениями с большими скоростями, возникающими во время половодий или попусков ГЭС. К плотинам скорости таких течений в русловых и долинных водохранилищах (Горьковское, Чебоксарское, Куйбышевское, Саратовское и Волгоградское) снижаются, и в приплотинных зонах накапливаются наиболее тонкозернистые вторичные ДО [Буторин и др., 1975].

По данным [Буторин и др., 1975], серые илы в волжских водохранилищах подразделяются на аллювиальные и местные. Первые образуются из поступающих в водохранилище аллювиальных наносов и накапливаются в зонах выклинивания подпора в верховьях речных плёсов или их участках с ослабленной проточностью. Местные серые илы формируются в основном из продуктов размыва берегов и ложа водохранилищ.

В подавляющем большинстве водохранилищ, за исключением Рыбинского, серые илы тяготеют к глубоководной (более 14 м) зоне (русловой ложбине) [Законнов, 2007]. Выше, на отметках дна 6–14 м, распространены илистые пески и песчаные илы, сменяющиеся в прибрежной зоне (на глубинах от 0 до 3–6 м) песками и трансформированными грунтами. По данным [Буторин и др., 1975], в составе серого ила Шекснинского плеса Рыбинского водохранилища количество частиц размером 0.005–0.01 мм достигает 57%, а на Главном плесе составляет около 46%. Отмечено [Законнов и др., 2010], что средний диаметр частиц серых илов в водохранилищах Верхней и Средней Волги составляет 0.05 мм (пределы изменения — 0.01–0.12 мм), а Нижней Волги — 0.06 мм (0.02–0.11 мм), т.е., в соответствии с классификацией [Безруков, Лисицын, 1960], это мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы³.

² Сброс воды в нижние бьефы водохранилищ приводит к существенному изменению скоростного и уровняемого режима потоков и способствует размыву дна и берегов, а также выносу терригенной взвеси в основную акваторию. В ряде случаев количество автохтонного взвешенного вещества, образующегося в результате размыва дна мелководных участков, может быть сопоставимо с количеством вещества, поступающего в водохранилище при абразии берега, а иногда и превосходить его [Буторин и др., 1975].

³ Авторы работы [Законнов и др., 2007] определяют их как преимущественно глинисто-песчаные илы.

По данным [Гордеев, 1983], в составе пелитовой фракции взвеси р. Волги присутствует до 87% глинистых минералов, таких как: иллит, хлорит, смектит и каолинит. Высокое их содержание во взвеси дает основание предполагать, что источники глинистых минералов расположены весьма близко. Часто в роли таких источников выступают глинистые и суглинистые почвы прилежащих к водохранилищам водосборов [Законнов и др., 2010; Законнов, 2016 и др.]. Вместе с тем, как показано на примере Куйбышевского водохранилища [Законнов и др., 2007], источники тонкодисперсного материала к настоящему времени, по всей видимости, иссякают.

Общие геохимические особенности серых илов

Справочные данные о содержании широкого спектра редких и рассеянных элементов, за исключением редкоземельных [Мигдисов и др., 1994] в глинистых породах фанерозоя Русской плиты, к сожалению, отсутствуют. Поэтому далее рассматривается распределение этих элементов (табл. 2) относительно такого референтного геохимического объекта, как средний постархейский австралийский глинистый сланец (PAAS [Taylor, McLennan, 1985]).

Крупноионные литофильные элементы (Rb, Sr, Cs, Ba). Нормирование к PAAS величин содержания элементов этой группы в серых илах показывает, что в подавляющем большинстве случаев они заметно ниже, чем в постархейском австралийском глинистом сланце (рис. 3а). Так, в серых илах Горьковского водохранилища содержание Rb варьирует от 0.15 (ст. 14, р. Волга ниже г. Кострома) до 0.46 (ст. 17, р. Волга ниже г. Кинешма) PAAS, а содержание Ba находится в пределах 0.35...0.68 PAAS. Примерно также распределены крупноионные литофильные элементы в серых илах Саратовского и других водохранилищ. Исключением является Куйбышевское водохранилище. В нем содержание Sr в образцах серых илов, отобранных на станциях 41 (р. Волга против с. Кременки) и 46 (р. Волга против р. Усы) составляет соответственно 1.49 и 1.01 PAAS. Содержание Ba в илах на ст. 41 равно 1.41 PAAS, тогда как серые илы, отобранные в Куйбышевском водохранилище на других станциях, содержат бария 0.26...0.71 PAAS. Заметно меньше содержание элементов данной группы и в серых илах незарегулированной части р. Волги ниже г. Астрахань.

Распределение крупноионных литофильных элементов в образцах Ока-1 и Ока-2, а также в образце, отобранном на ст. 39 (р. Кама против д. Атабаево), имеет сходный характер.

Наиболее низкие концентрации Sr (~50...100 г/т) в серых илах волжского каскада характерны, по нашим данным, для Рыбинского и Горь-

ковского водохранилищ. Ниже по течению они несколько выше (~150...300 г/т); исключение составляет образец, отобранный на ст. 37 в окрестностях г. Казань (рис. 4а). Распределение Ba снизу вверх по каскаду водохранилищ более равномерное — в большинстве образцов его содержание варьирует в пределах ~230...460 г/т; исключения представляют образцы, отобранные на станциях 37 и 41 (р. Волга против с. Кременки) (см. рис. 4б). В первом содержание бария составляет около 170 г/т, во втором ~930 г/т. В то же время в работе [Ottenstein, 2005] для ДО всей Волги приведено среднее содержание Sr — 81 г/т (0.51 PAAS) и Ba — 238 г/т (0.37 PAAS).

Высокозарядные элементы (Sc, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Pb, Th, U). Содержание всех элементов этой группы в серых илах, образец которых отобран в Рыбинском водохранилище на ст. 7, заметно меньше, чем в PAAS (см. рис. 3б). Это же свойственно серым илам Горьковского водохранилища. Здесь содержание Sc меняется от 0.12 до 0.82 PAAS; Y — от 0.18 до 0.69 PAAS; Th — 0.09...0.62 PAAS; U — 0.18...0.67 PAAS. Только на станциях 17 (р. Волга ниже г. Кинешма) и 20 (р. Волга ниже г. Чкаловска) содержание Pb в илах соответственно 2.21 и 1.12 PAAS. Распределение высокозарядных элементов в серых илах Чебоксарского, Саратовского и Волгоградского водохранилищ такое же, как в Рыбинском; это же свойственно и серым илам незарегулированной части Волги ниже г. Астрахань. Иная ситуация характерна для серых илов Куйбышевского водохранилища. Здесь в большинстве образцов в сопоставимых или близких к PAAS концентрациях присутствуют Sc, Pb и U, тогда как содержание Y, Zr, Nb и Th в подавляющем числе случаев меньше 0.90 PAAS. В образце, отобранном на ст. 39, содержание Hf и Pb сопоставимо с PAAS, а содержание Sc несколько выше (1.19 PAAS).

Сравнение наших данных с приведенным в работе [Тихомиров, Марков, 2009] фоновым содержанием Pb (16 г/т) в серых илах Верхней Волги (табл. 3) показывает, что средняя концентрация Pb во всех 18 образцах составляет 1.02 ± 0.55 от фонового, при минимальном и максимальном значениях соответственно 0.34 (ст. 37, р. Волга в районе г. Казань) и $2.77 \times$ фон (ст. 17, р. Волга ниже г. Кинешма).

По данным [Ottenstein, 2005], среднее содержание Pb в ДО Волги составляет 24 г/т, Sc — 7.7 г/т, а Y — 16 г/т.

Относительно пониженное содержание Y (4.70...11.50 г/т) в серых илах волжских водохранилищ наблюдается в нескольких образцах, отобранных в Горьковском водохранилище, у г. Казань и в незарегулированной части р. Волга ниже г. Астрахань (ст. 82). Содержание Y в большинстве других образцов составляет от ~12.9 до ~24.6 г/т;

Таблица 2. Содержание $C_{орг}$ и редких и рассеянных элементов в пробах серых илов, отобранных во время экспедиции по р. Волга на НИС “Академик Топчиев”

Компоненты	Станция						
	7	14	15	16	17	18	20
$C_{орг}$, мас. %	6.32	1.96	1.38	3.35	–	0.78	2.39
Sc, г/т	8.03	2.13	7.49	1.95	13.18	3.88	12.59
V	46.44	14.04	47.76	14.20	80.94	24.09	70.06
Cr	37.73	10.33	53.21	12.40	107.79	24.29	69.52
Co	7.87	3.40	8.45	3.16	16.73	5.91	15.09
Ni	20.69	5.41	25.30	5.88	48.60	13.65	46.18
Cu	17.02	2.93	17.21	3.60	55.98	9.87	28.06
Zn	74.64	36.71	71.41	30.39	163.81	58.42	97.50
As	4.34	4.59	4.01	3.89	11.09	6.99	5.70
Rb	52.42	24.54	50.43	29.54	74.06	29.32	63.02
Sr	84.28	76.22	88.34	68.53	91.02	58.91	72.97
Y	12.86	6.20	11.49	4.75	18.59	7.36	16.18
Zr	87.70	23.67	81.93	33.82	97.52	38.16	62.66
Nb	5.88	1.28	5.71	1.88	9.18	2.43	6.41
Mo	0.55	0.19	0.53	0.22	1.15	0.97	0.73
Cs	2.18	0.38	2.02	0.53	3.78	1.01	3.34
Ba	347.98	240.26	370.06	246.47	443.73	229.11	370.64
La	18.61	7.01	17.66	7.03	27.51	10.19	22.91
Ce	39.57	13.89	38.03	13.99	61.05	23.70	53.53
Pr	4.90	1.76	4.58	1.78	7.79	2.88	6.84
Nd	18.14	6.55	16.64	6.54	28.53	10.66	25.97
Sm	3.56	1.32	3.27	1.32	5.45	2.06	5.03
Eu	0.79	0.39	0.72	0.36	1.14	0.50	1.06
Gd	3.27	1.34	2.96	1.23	4.80	1.86	4.22
Tb	0.44	0.19	0.39	0.17	0.64	0.25	0.56
Dy	2.71	1.21	2.42	1.01	3.92	1.56	3.51
Ho	0.54	0.25	0.48	0.20	0.78	0.31	0.70
Er	1.58	0.72	1.44	0.58	2.30	0.91	2.01
Tm	0.23	0.10	0.21	0.08	0.33	0.13	0.29
Yb	1.50	0.64	1.38	0.53	2.15	0.82	1.83
Lu	0.23	0.10	0.21	0.08	0.32	0.13	0.27
Hf	2.74	0.72	2.54	1.05	3.09	1.21	2.00
Pb	12.90	6.72	16.19	7.63	44.28	10.84	22.37
Th	5.63	1.29	5.12	1.68	9.05	2.77	7.66
U	1.67	0.55	1.25	0.58	2.06	0.83	1.75

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	Станция						
	Ока-1	Ока-2	26	28	37	39	41
C _{орг} , мас. %	0.63	1.22	3.38	2.75	0.98	1.42	–
Sc, г/т	4.07	8.02	12.72	9.67	3.18	19.03	19.63
V	24.15	50.43	92.75	62.16	19.62	139.64	140.50
Cr	25.04	52.70	75.92	56.17	23.14	145.31	108.04
Co	4.56	8.92	15.38	11.81	3.89	23.05	28.51
Ni	10.66	23.31	42.14	30.26	11.65	92.97	76.31
Cu	7.18	16.03	22.25	17.23	5.88	44.37	32.15
Zn	30.92	62.23	82.66	74.34	22.68	94.99	106.63
As	3.94	7.44	12.92	7.69	2.35	9.35	8.35
Rb	31.13	57.36	74.45	63.57	19.48	35.46	103.15
Sr	115.18	160.82	211.30	136.81	66.92	166.31	297.89
Y	7.89	14.71	18.02	15.20	5.80	18.16	23.68
Zr	86.23	134.86	88.77	99.93	57.01	144.09	153.12
Nb	4.29	7.70	7.89	7.22	2.83	12.88	15.92
Mo	0.27	0.48	1.02	0.61	0.21	0.94	1.79
Cs	1.11	2.41	4.00	2.73	0.81	3.98	7.10
Ba	251.92	416.17	436.12	429.98	170.32	412.42	929.60
La	10.79	21.44	26.53	22.45	8.47	16.49	35.41
Ce	23.02	45.89	58.63	49.17	18.07	36.24	83.15
Pr	2.89	5.82	7.73	6.21	2.30	5.39	9.54
Nd	10.58	21.54	29.45	23.37	8.52	22.34	35.72
Sm	2.06	4.19	5.72	4.54	1.67	4.98	6.74
Eu	0.48	0.89	1.15	0.95	0.37	1.10	1.46
Gd	1.89	3.75	4.81	3.95	1.50	4.44	5.90
Tb	0.26	0.50	0.64	0.53	0.20	0.64	0.78
Dy	1.60	3.14	3.95	3.30	1.23	4.14	4.92
Ho	0.33	0.64	0.79	0.67	0.25	0.87	1.00
Er	1.00	1.89	2.31	1.95	0.74	2.63	2.97
Tm	0.15	0.28	0.33	0.28	0.11	0.39	0.43
Yb	1.02	1.89	2.13	1.83	0.71	2.60	2.83
Lu	0.16	0.29	0.32	0.28	0.11	0.40	0.43
Hf	2.56	4.19	2.91	3.19	1.81	4.66	4.51
Pb	7.45	13.77	17.84	15.18	5.43	20.78	19.41
Th	3.24	6.60	8.90	6.95	2.29	7.16	12.49
U	0.85	1.61	1.83	1.65	0.78	2.38	3.59

Таблица 2. Окончание

Компоненты	Станция					
	44	46	53	55	65	82
C _{орг} , мас. %	2.54	2.10	1.26	2.13	1.59	0.38
Sc, г/т	16.78	18.24	9.25	11.62	11.75	7.27
V	115.70	138.12	58.49	70.12	78.44	45.77
Cr	97.54	130.15	65.09	67.15	74.79	48.03
Co	19.40	19.88	11.04	11.95	12.92	8.15
Ni	64.88	72.84	39.86	43.87	44.53	28.39
Cu	32.38	44.13	18.14	20.20	22.02	12.52
Zn	83.16	95.42	53.25	59.47	71.53	35.58
As	10.40	8.27	4.06	4.53	5.04	3.26
Rb	85.43	42.18	49.51	59.98	66.94	44.88
Sr	154.30	201.35	167.08	142.43	167.21	154.17
Y	20.30	24.59	13.81	15.67	16.27	11.05
Zr	96.76	154.37	90.39	78.27	72.90	71.97
Nb	8.95	13.36	5.77	6.41	7.20	5.29
Mo	1.63	1.33	—	0.61	0.94	0.30
Cs	4.50	5.23	2.24	3.20	3.66	1.71
Ba	420.16	458.31	363.40	369.33	406.01	338.83
La	29.50	30.97	18.24	22.07	24.47	15.56
Ce	63.23	67.89	37.41	45.82	51.47	32.50
Pr	8.17	9.39	5.10	6.26	7.04	4.42
Nd	31.03	35.99	19.12	23.45	26.25	16.50
Sm	6.10	7.13	3.83	4.58	5.00	3.25
Eu	1.30	1.49	0.89	1.02	1.07	0.77
Gd	5.21	6.12	3.53	4.10	4.37	2.91
Tb	0.70	0.84	0.47	0.54	0.57	0.39
Dy	4.36	5.30	2.91	3.38	3.57	2.41
Ho	0.89	1.08	0.59	0.68	0.72	0.49
Er	2.59	3.21	1.75	1.99	2.07	1.44
Tm	0.37	0.47	0.26	0.29	0.29	0.21
Yb	2.40	3.03	1.70	1.87	1.89	1.37
Lu	0.36	0.47	0.26	0.29	0.29	0.21
Hf	3.08	4.89	2.84	2.50	2.38	2.30
Pb	16.94	24.78	12.07	13.77	18.66	9.01
Th	8.70	10.70	5.47	6.94	7.87	4.40
U	2.27	3.23	1.43	1.56	1.75	1.10

Примечание. Прочерк – нет данных.

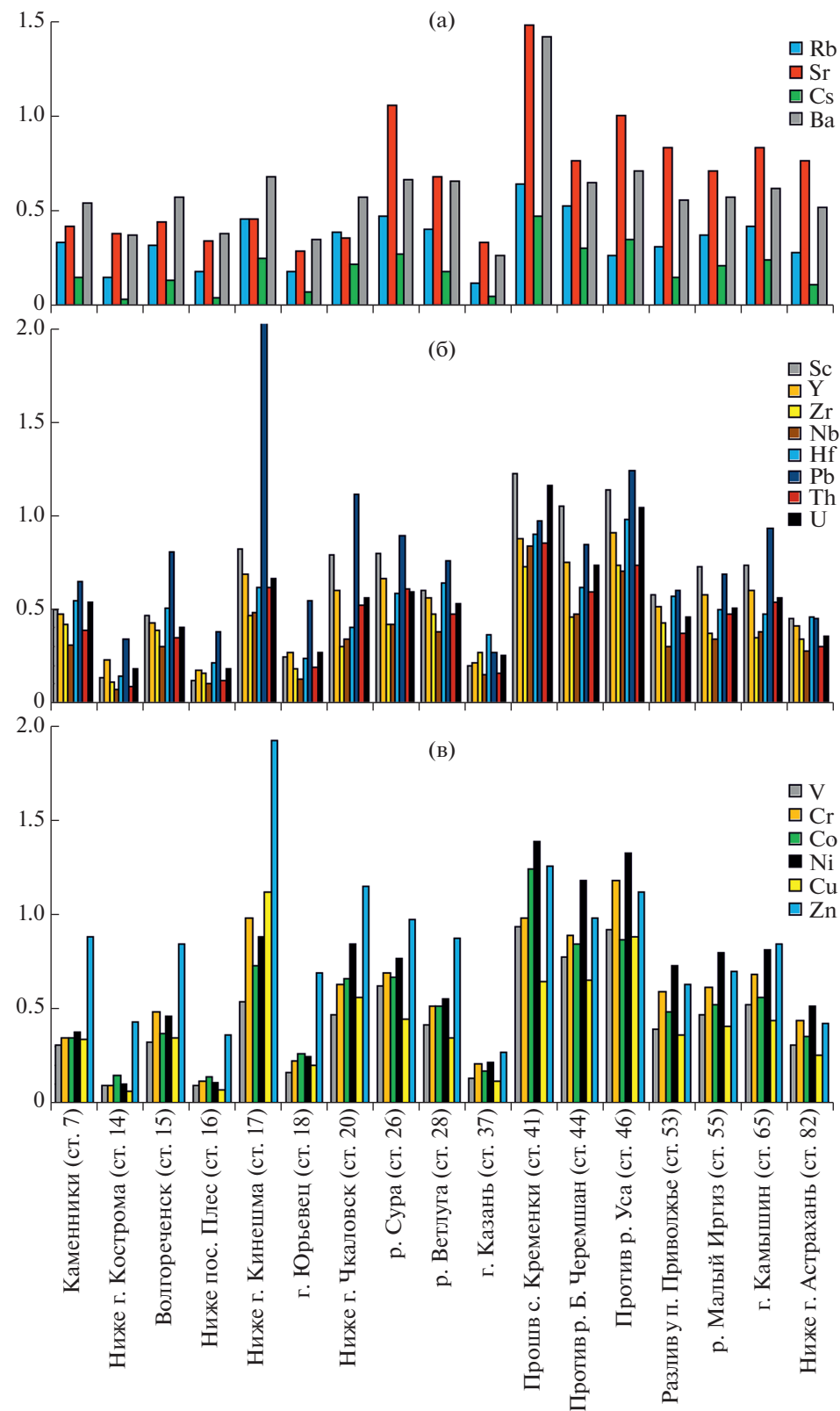


Рис. 3. Распределение величин содержания (г/т) крупноионных литофильных (а) и высокозарядных (б) элементов, а также переходных металлов (в) в образцах серых илов, отобранных на разных станциях в рейсе НИС “Академик Топчиев” в июне 2016 г. по р. Волга.

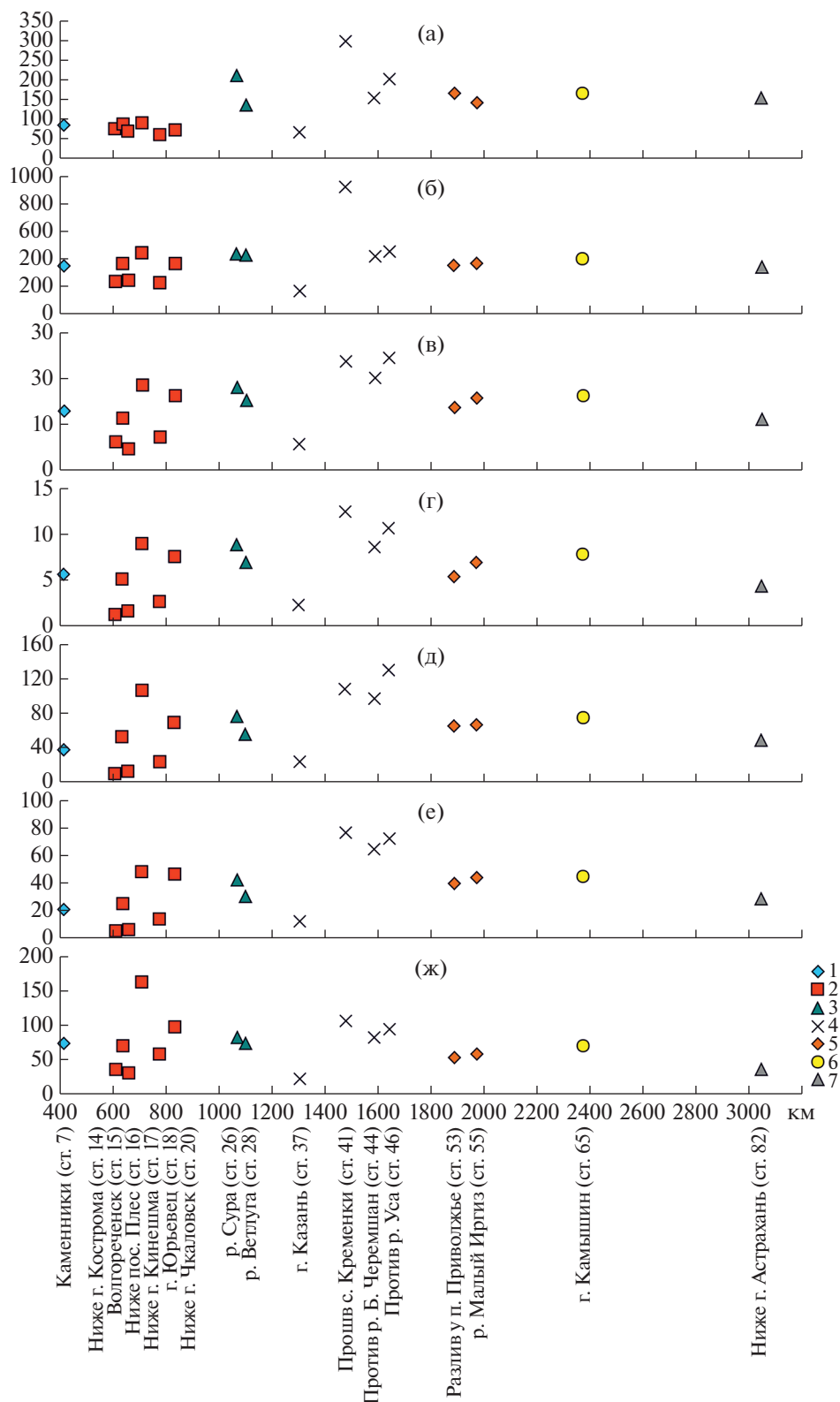


Рис. 4. Вариации содержания (г/т) элементов Sr (а), Ba (б), Y (в), Th (г), Cr (д), Ni (е) и Zn (ж) в образцах серых илов, накопившихся на отрезке от Рыбинского водохранилища (ст. 7) вниз по течению до незарегулированной части р. Волги ниже г. Астрахань (ст. 82).

Водоохранилища: 1 – Рыбинское, 2 – Горьковское, 3 – Чебоксарское, 4 – Куйбышевское, 5 – Саратовское, 6 – Волгоградское, 7 – р. Волга ниже г. Астрахань.

Таблица 3. Содержание ряда редких и рассеянных элементов в донных отложениях и серых илах волжского каскада водохранилищ по данным разных авторов

Компоненты, г/т	ДО, среднее [Ottenstein, 2005]	ДО [Экологически ..., 2008]							Серые илы, ВерхВ, фон [Тихомиров, Марков, 2009]	ДО, устьевая часть р. Волга		ДО, среднее содержание общих форм ТМ [Томилиня и др., 2018]						Эта работа
		РВ	ГВ	ЧВ	КВ	СВ	ВВ	г. Камышин		г. Астрахань	[Лыткин и др., 2011]	РГФ [Ткаченко, 2011]	РВ	ГВ	ЧВ	КВ	СВ	
Ba	238	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	386.5
Co	18	-	-	-	-	-	-	-	-	10.3	12	12	12	6.1	7.3	5.5	4.7	12.0
Cr	76	60	69	64	85	63	73	86	77	40	132	132	31.8	39.1	28.8	21.6	25.5	62.4
Cu	44	47	51	35	51	43	48	54	37	33	32	32	10.4	11.7	7.4	5.8	31.5	21.3
Ni	51	42	67	59	72	60	54	36	65	27.9	39	39	16.1	18.4	13.2	7.7	15.3	36.5
Pb	24	27	38	25	27	17	17	54	14	16	13	13	7.6	8.7	5.8	4.8	15	16.1
Sc	7.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10.0
Sr	81	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	131.8
V	66	-	-	-	-	-	-	-	-	54	-	-	-	-	-	-	-	65.8
Y	16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	14.2
Zn	171	136	152	98	141	124	106	174	88	44	50	50	36.7	48	28.2	16.8	27	71.6
PЗЭ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	73.0	64.3	49.6	40.1	-	108.3

Примечание. ДО – донные отложения, ТМ – тяжелые металлы, РВ – Рыбинское водохранилище, ГВ – Горьковское водохранилище, ЧВ – Чебоксарское водохранилище, КВ – Куйбышевское водохранилище, СВ – Саратовское водохранилище, ВВ – Волгоградское водохранилище, ВВ – Волгоградское водохранилище, ВерхВ – Верхняя Волга, РГФ – региональный геохимический фон. Прочерк – нет данных.

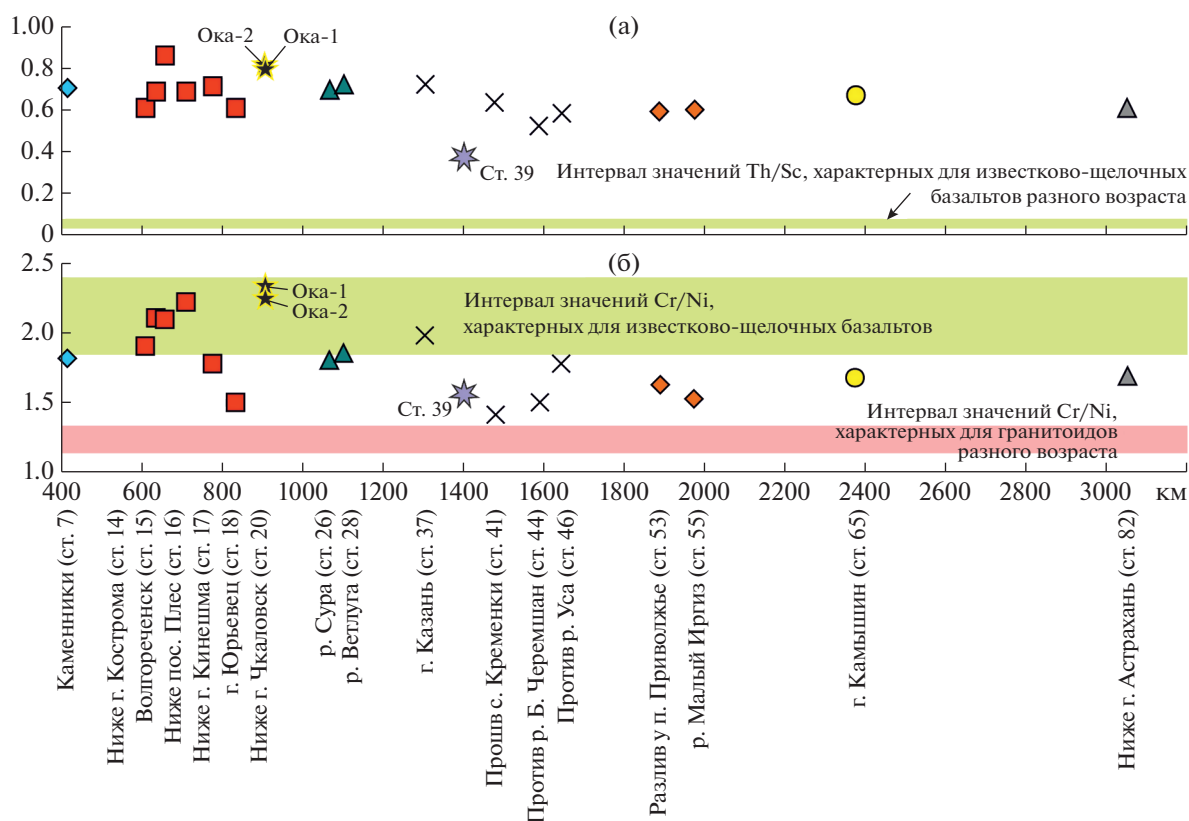


Рис. 5. Вариации значений Th/Sc (а) и Cr/Ni (б) в образцах серых илов, накопившихся на отрезке от Рыбинского водохранилища (ст. 7) вниз по течению до незарегулированной части р. Волги ниже г. Астрахань (ст. 82). Интервалы значений Th/Sc и Cr/Ni для разных типов магматических пород даны по [Condie, 1993]. Условные обозначения см. рис. 4.

при этом максимальные концентрации данного элемента присутствуют в серых илах, отобранных на станциях 41 (р. Волга против с. Кременки), 44 (р. Волга против устья р. Бол. Черемшан) и 46 (р. Волга против устья р. Усы) (см. рис. 4в). Примерно такое же распределение характерно и для Th (см. рис. 4г).

Переходные металлы (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn). В серых илах Рыбинского водохранилища все элементы данной группы имеют концентрации несколько ниже (в частности Zn) или заметно ниже, чем в PAAS. Серые илы Горьковского водохранилища в основном также характеризуются заметно меньшим, чем в PAAS, содержанием переходных металлов (см. рис. 3в). Только на ст. 17 (р. Волга ниже г. Кинешма) содержание Cr⁴ и Cu в них сопоставимо с PAAS (соответственно 0.98 и 1.12), а содержание Zn выше почти в 2 раза. В образце, отобранном на ст. 20, содержание Zn составляет 1.15 PAAS, тогда как концентрации

остальных элементов данной группы в той или иной мере меньше, чем в PAAS. Серые илы Чебоксарского водохранилища также обладают сопоставимым или близким к PAAS содержанием Zn, тогда как содержание других переходных металлов в них заметно ниже. Почти такая же ситуация наблюдается, по нашим данным, в серых илах Саратовского и Волгоградского водохранилищ, а также на ст. 82 (р. Волга ниже Астрахани). В образце, отобранном в Куйбышевском водохранилище на ст. 41 (р. Волга против с. Кременки), содержание почти всех переходных металлов, за исключением Cu, является сопоставимым или более высоким, чем в PAAS. Сходная ситуация характерна для серых илов на ст. 46 (р. Волга против устья р. Усы): здесь содержание V, Co и Cu составляет 0.92, 0.86 и 0.88 PAAS, тогда как концентрации хрома, никеля и цинка в той или иной степени (1.12...1.32) выше, чем в PAAS. В образце серых илов со ст. 39 содержание V, Co, Cu и Zn близко к PAAS, тогда как содержание Cr и Ni составляет соответственно 1.32 и 1.69 PAAS.

В публикации [Ottenstein, 2005] приведены несколько иные оценки среднего содержания в ДО р. Волги следующих элементов: Co – 18 г/т, Cr –

⁴ Следует отметить, что содержание Cr у разных авторов в заметной степени варьирует: так, в работе [Экологически ..., 2008] указано, что в ДО Куйбышевского водохранилища оно составляет ~85 г/т, а в публикации [Томилина и др., 2018] для этого же объекта приводится величина всего 59 г/т.

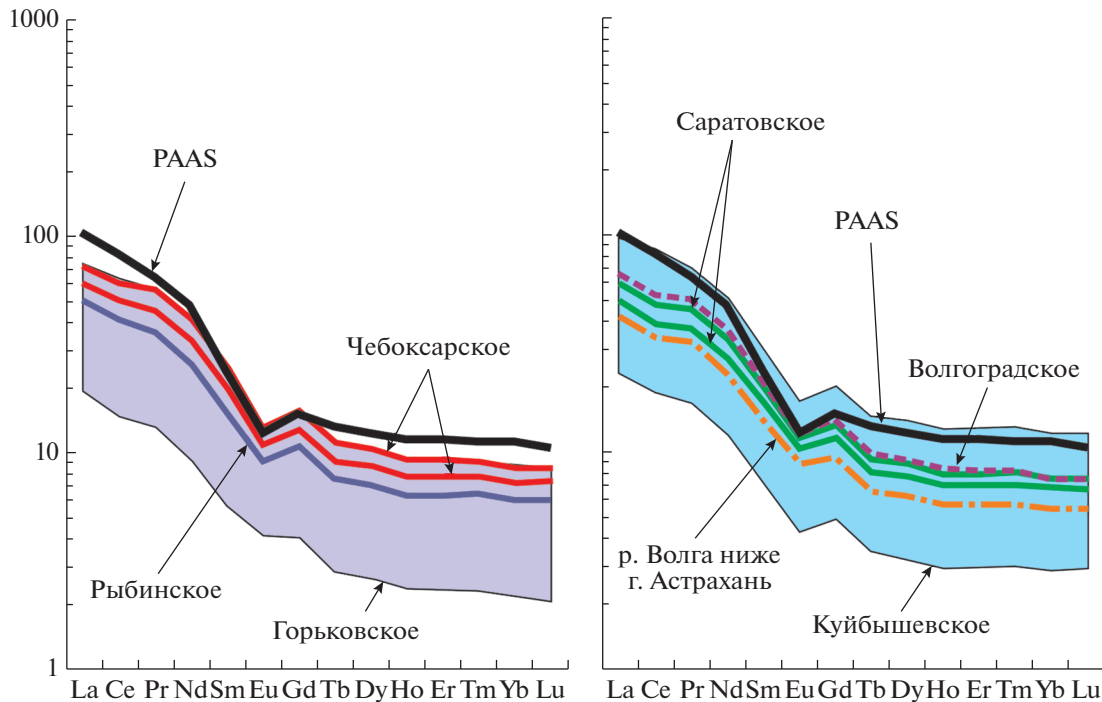


Рис. 6. Нормированные на хондрит спектры распределения редкоземельных элементов в образцах серых илов волжского каскада водохранилищ.

76 г/т, Cu – 44 г/т, Ni – 51 г/т, V – 66 г/т и Zn – 171 г/т.

По сравнению с фоновыми для серых илов Верхней Волги [Тихомиров, Марков, 2009] содержаниями V, Cr, Co, Ni и Zn, средние концентрации этих элементов в исследованных образцах составляют соответственно 1.22 ± 0.73 , 1.56 ± 0.87 , 1.16 ± 0.66 , 1.31 ± 0.78 и 1.63 ± 0.77 . В то же время среднее содержание Cu в нашей выборке заметно меньше (0.64 ± 0.43), чем фоновое, приведенное в работе [Тихомиров, Марков, 2009].

Вниз по течению р. Волги, от Рыбинского водохранилища к Куйбышевскому в серых илах наблюдается постепенный рост концентраций Cr (максимальное ~130 г/т присутствует в илах на ст. 46, расположенной против устья р. Усы), затем его содержание заметно уменьшается и остается примерно постоянным (~48...75 г/т) на протяжении более 1100 км (см. рис. 4д). Сходное распределение характерно и для Ni (см. рис. 4е), в то время как изменения концентраций Zn происходят довольно постепенно (см. рис. 4ж). В большинстве образцов серых илов, отобранных в Рыбинском, Горьковском, Чебоксарском, Куйбышевском, Саратовском и Волгоградском водохранилищах, содержание Zn варьирует от ~50 до ~107 г/т. Более низкие концентрации присущи образцам, отобранным на станциях 14 (р. Волга ниже г. Кострома), 16 (р. Волга ниже пос. Плес), 18 (р. Волга в

районе г. Юрьевец), 37 (р. Волга у г. Казань) и в незарегулированной части р. Волга ниже г. Астрахань (ст. 82). В образце серых илов, отобранном на ст. 17 (р. Волга ниже г. Кинешма), содержание Zn достигает почти 164 г/т.

Отчетливо выраженных изменений величины Th/Sc в образцах серых илов вниз по течению не наблюдаются. Значения Th/Sc варьируют преимущественно в интервале величин 0.52...0.72 и только в пробе, отобранной на ст. 16, возрастают до 0.86 (рис. 5а). Величина Cr/Ni – индикатор присутствия в областях размыва пород ультраосновного состава [Garver et al., 1996]⁵, в большинстве исследованных образцов серых илов находится в интервале значений 1.50...2.00, и только в пробах, отобранных в Горьковском водохранилище (ст. 15, 16 и 17), этот параметр возрастает до 2.10...2.22, а в образце, поднятом на ст. 41 – снижается до 1.42 (см. рис. 5б).

Редкоземельные элементы. Средняя сумма РЗЭ в серых илах нашей выборки составляет 108 ± 47 г/т (минимум – 34.91, максимум – 191.28 г/т). Для PAAS сумма РЗЭ равна 184.70 г/т [Taylor, McLennan, 1985]. Величина $(La/Yb)_N$ варьирует от 6.90 (ст. 46, р. Волга против устья р. Усы) до 8.94 (ст. 16, р. Волга ниже пос. Плес),

⁵ Считается, что значения Cr/Ni > 2.0 указывают на существенную трансформацию тонкой терригенной взвеси ультраосновного состава на путях переноса [Garver et al., 1996].

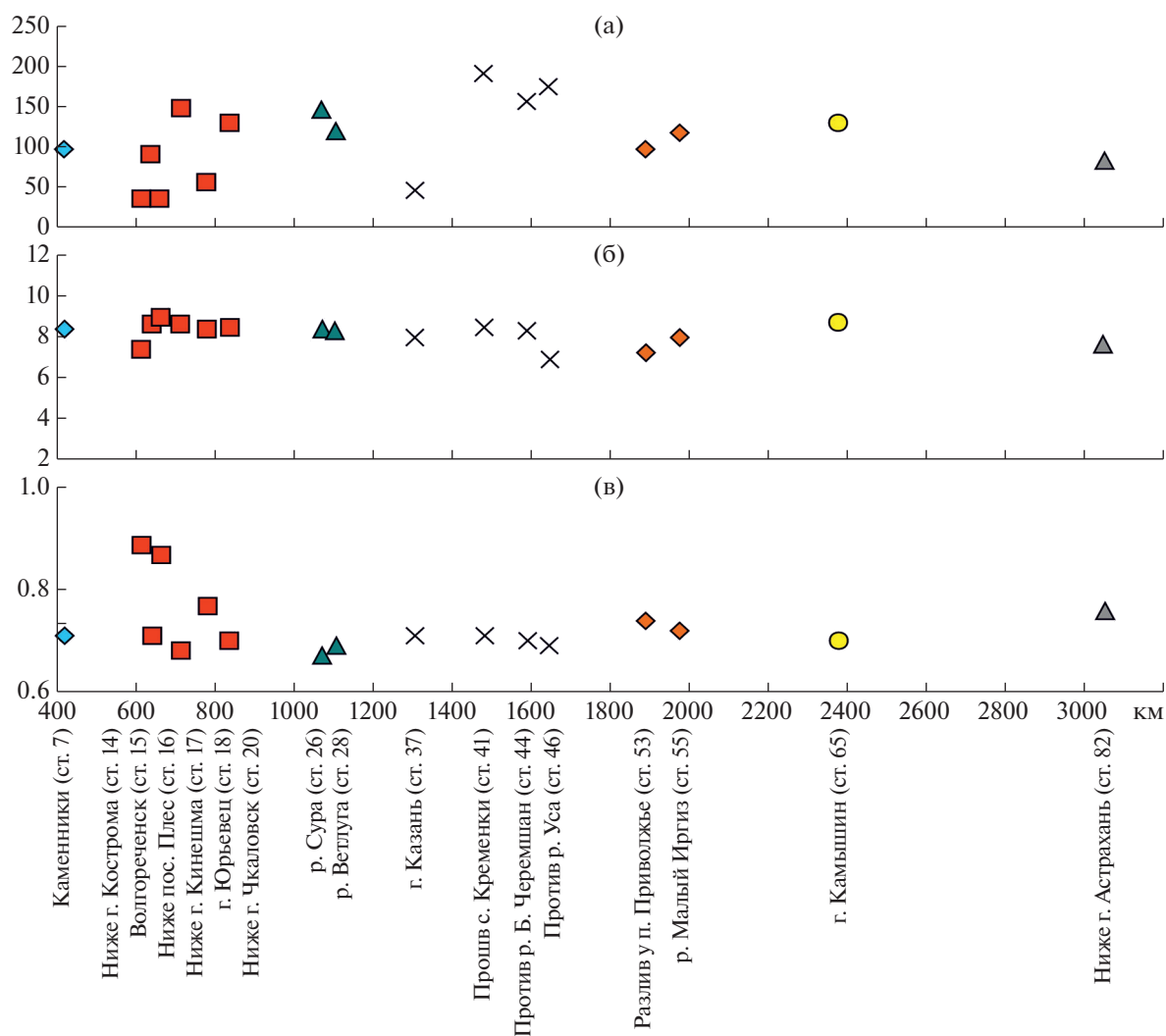


Рис. 7. Вариации величины суммы РЗЭ (г/т) (а) и значений $(La/Yb)_N$ (б) и Eu/Eu^* (в) в образцах серых илов, накопившихся на отрезке от Рыбинского водохранилища (ст. 7) вниз по течению до незарегулированной части р. Волга ниже г. Астрахань (ст. 82).

Условные обозначения см. рис. 4.

в PAAS она составляет 9.15. Деpletирования тяжелых РЗЭ не наблюдается ($1.63 < (Gd/Yb)_N < 1.88$); величина отрицательной европиевой аномалии изменяется от 0.67 до 0.89. В PAAS величина Eu/Eu^* равна 0.65. Нормированные к хондриту [Taylor, McLennan, 1985] спектры распределения РЗЭ во всех образцах серых илов, отобранных в волжском каскаде водохранилищ, достаточно близки к спектру распределения лантаноидов в PAAS (рис. 6). Сумма РЗЭ в образцах Ока-1 и Ока-2 составляет соответственно 56.23 и 112.17 г/т; значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* равны 7.13 и 7.67, 0.74 и 0.69. Таким образом, эти образцы по параметрам нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ принципиально не отличаются от всей исследованной нами выборки серых илов. Сумма РЗЭ в образце, поднятом в приустьевой

части р. Кама (ст. 39), равна 102.64 г/т. Величина отрицательной европиевой аномалии здесь принципиально не отличается от тех ее величин, которые свойственны и другим образцам серых илов волжского каскада, тогда как значение $(La/Yb)_N$ заметно ниже (4.29).

По данным, приведенным в публикации [Томилини и др., 2018], среднее содержание суммы РЗЭ в ДО⁶ Рыбинского водохранилища составляет 73 г/т, Горьковского – 64.3 г/т, Чебоксарского –

⁶ Здесь важно подчеркнуть, что это содержание дается, по всей видимости, для “ДО вообще”, так как в указанной работе написано буквально следующее (с. 108): “Поверхностный слой ДО отбирали в 3-х повторностях. Высота колонки составляла 7–10 см. Затем интегральную пробу тщательно перемешивали, убирали крупную гальку, растительные остатки, живую и мертвую дрейссену ...”.

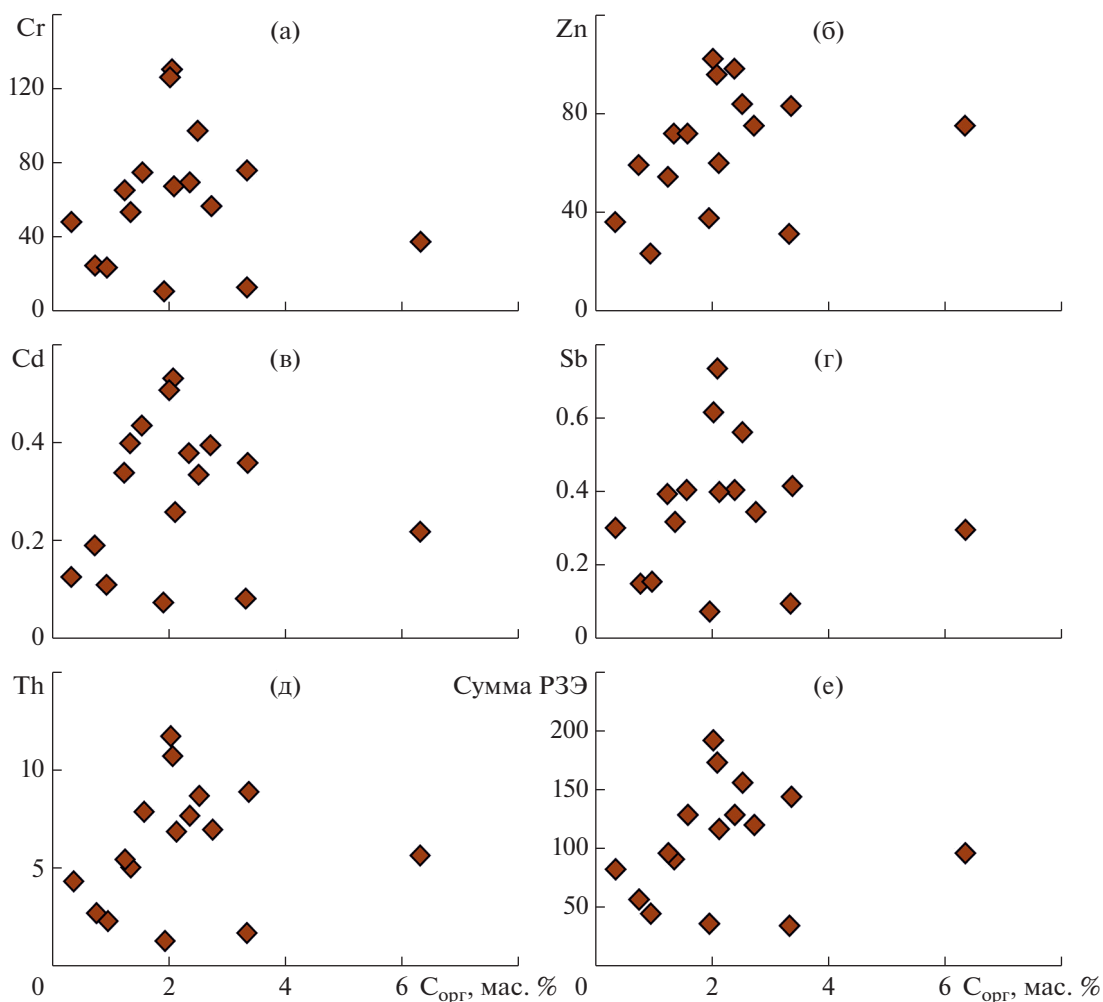


Рис. 8. Соотношение содержания $C_{\text{орг}}$ и концентраций (г/т) элементов Cr (а), Zn (б), Cd (в), Sb (г), Th (д) и суммы РЗЭ (е).

46.9 г/т, Куйбышевского – 94.5 г/т и Саратовского – 40.1 г/т. Наши данные для серых илов Горьковского и Куйбышевского водохранилищ отличаются существенно более высокими значениями. Среднее значение суммы РЗЭ в илах Горьковского водохранилища – 82.03 ± 47.97 г/т (минимум – 34.91, максимум – 146.72 г/т), Куйбышевского – от 44.25 до 191.28 г/т (среднее – 133.55 ± 59.92 г/т).

Согласно [Bayon et al., 2015], сумма РЗЭ в пелитовых осадках устьевой части р. Волга составляет 176 г/т, в алевритовых – около 155 г/т. Для первых, при расчете по хондриту [Taylor, McLennan, 1985], значение $(La/Yb)_N = 8.95$, а для вторых – 6.82.

Вниз по течению р. Волга от ст. 14 до ст. 37 сумма редких земель в образцах серых илов существенно варьирует (от ~35 г/т до ~147 г/т): максимальная величина (~191 г/т) наблюдается на ст. 41, а далее она постепенно снижается (до ~82 г/т) на ст. 82 (рис. 7а). От ст. 7 до ст. 44, т. е. на

протяжении почти 1000 км, значения $(La/Yb)_N$ немногим выше 8.00 почти во всех образцах, за исключением единственной пробы серых илов (ст. 14 ниже г. Кострома). Однако на протяжении следующих 1400 км в серых илах значения $(La/Yb)_N$ несколько ниже 8.00, и вновь возрастают до 8.75 только на ст. 65 (р. Волга в окрестностях г. Камышин) (см. рис. 7б). Распределение величин Eu/Eu в образцах серых илов, накопившихся на отрезке от Рыбинского водохранилища до незарегулированной части р. Волги достаточно однообразное – для подавляющего числа образцов характерны значения 0.67...0.77 (при 0.65 Eu/Eu в PAAS), и только в образцах серых илов, отобранных на станциях 14 и 16, установлены несколько менее выраженные отрицательные европиевые аномалии (соответственно 0.89 и 0.87) (см. рис. 7в).

Корреляция концентраций редких и рассеянных элементов с содержанием органического углерода в серых илах. Среднее содержание $C_{\text{орг}}$ в исследованных образцах серых илов составляет

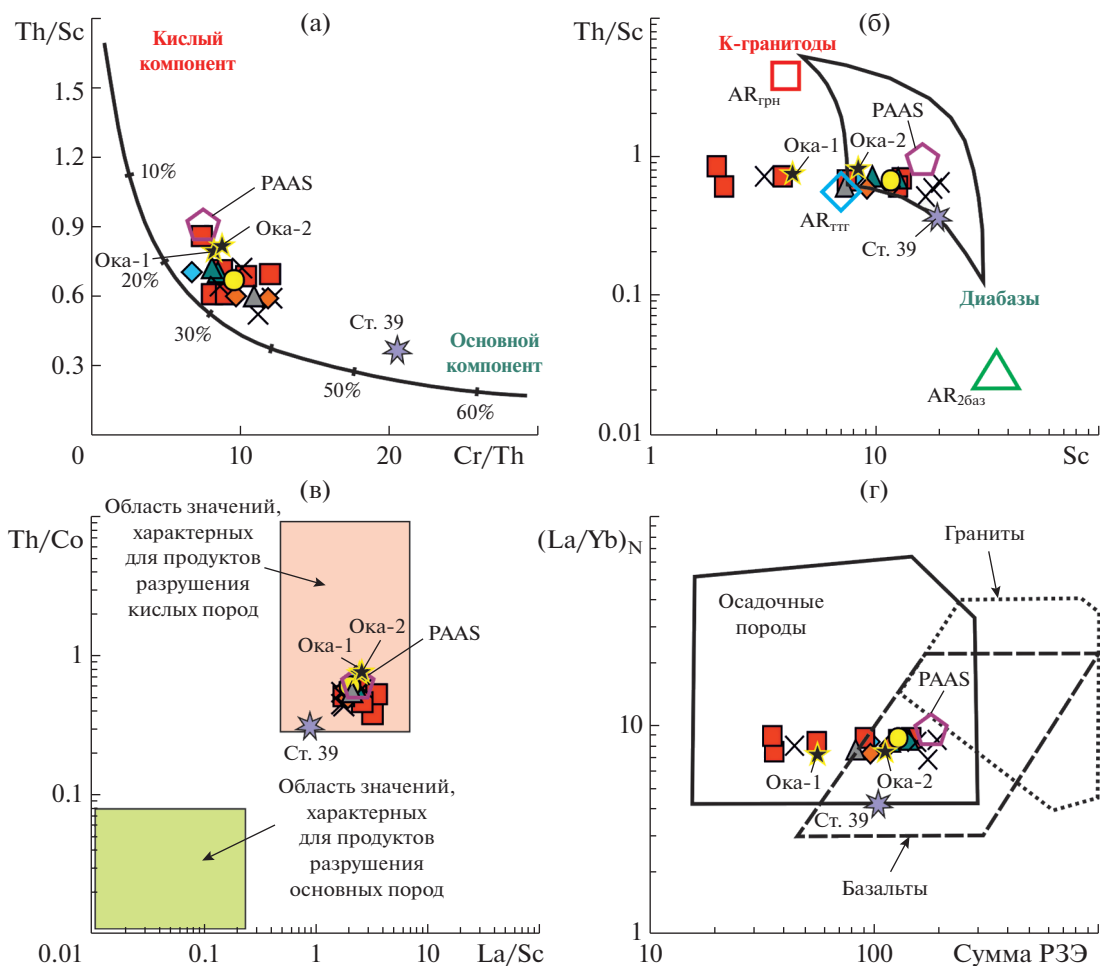


Рис. 9. Положение точек с составами серых илов волжского каскада водохранилищ на диаграммах Cr/Th–Th/Sc (а), Sc–Th/Sc (б), La/Sc–Th/Co (в) и сумма PЭЭ–(La/Yb)_N (г).

AR_{грн} – архейские гранитоиды; AR_{тт} – архейские тоналит-трондьемит-гранитные ассоциации; AR_{26аз} – позднеархейские базальты; все – по [Condie, 1993].

Остальные условные обозначения см. рис. 4.

2.21 ± 1.39 мас. % (минимальное – 0.38 мас. %, ст. 82, р. Волга ниже г. Астрахань; максимальное – 6.32 мас. %, ст. 7, Рыбинское водохранилище).

Исследование взаимосвязи содержания $C_{\text{орг}}$ в серых илах с концентрациями в них различных редких и рассеянных элементов показало, что коэффициенты корреляции (r), рассчитанные для $C_{\text{орг}}$ и Cr, а также $C_{\text{орг}}$ и Ni, имеют весьма небольшие отрицательные значения (рис. 8). Для $C_{\text{орг}}$ и таких элементов, как V, Co, Cu, Mo, Cd и Sb, значения r варьируют от 0.02 до 0.09. Слабая положительная взаимосвязь наблюдается между $C_{\text{орг}}$ и Sc, Zn, As, Se, Ba, Hf, W, Pb, Th, U, а также $C_{\text{орг}}$ и суммой PЭЭ; максимальное значение коэффициента корреляции ($r = 0.3$) устанавливается для Zn.

Наблюдения М.Ю. Лычагина с соавторами [2011], выполненные в дельте Волги, показали,

что металлы Cu, Ni и Co характеризуются положительной корреляцией (r варьирует от 0.6 до 0.7) с содержанием органического вещества (ОВ). Для Pb и Zn величины r несколько меньше (0.4...0.5). На значимую корреляцию содержания Zn, Cu, Ni и Pb с гранулометрическим составом ДО (прежде всего с концентрацией частиц размером < 0.1 мм) и концентрацией в них $C_{\text{орг}}$ указывают и авторы монографии [Загрязняющие вещества ..., 2017]. Содержание ряда тяжелых металлов в ДО дельты Волги показало сильную положительную корреляцию с концентрацией железа в донных осадках.

Состав пород-источников осадочного материала для серых илов

Обратимся теперь к рассмотрению положения фигуративных точек серых илов на диаграмм-

мах, которые традиционно используются для реконструкции состава пород на водосборах [Маслов и др., 2020б и ссылки в этой работе].

На диаграмме Cr/Th–Th/Sc [Condie, Wronkiewicz, 1990; Bracciali et al., 2007] точки исследованных образцов серых илов сконцентрированы вблизи референтной точки PAAS, и количество тонкой алюмосиликокластики основного состава в них можно оценить примерно в 20–40% (рис. 9а). В образце, поднятом на ст. 39, продуктов размыва основных магматических пород примерно в 2 раза больше, чем в остальных образцах нашей выборки.

На диаграмме Sc–Th/Sc [Taylor, McLennan, 1985] большинство точек состава серых илов волжского каскада также сосредоточено вблизи PAAS, однако часть образцов, отобранных в Горьковском и Куйбышевском водохранилищах, вследствие низкого содержания в них Sc, расположены вне общей группы (см. рис. 9б).

Распределение фигуративных точек серых илов на диаграмме La/Sc–Th/Co [Cullers, 2002] также демонстрирует близость к PAAS и позволяет предполагать, что основная роль при формировании донных осадков рассматриваемого типа принадлежала продуктам размыва магматических и метаморфических пород кислого состава (см. рис. 9в). Исключением вновь является образец серых илов со ст. 39.

Наконец, на диаграмме Сумма P3Э–(La/Yb)_N [Yan et al., 2012] точки серых илов сосредоточены в области составов осадочных пород (именно здесь локализованы образцы с наиболее низким содержанием Sc) или в зоне перекрытия областей с составами осадочных пород и базальтов (см. рис. 9г), в эту зону попадает и точка PAAS.

Таким образом, распределение фигуративных точек серых илов водохранилищ волжского каскада на различных дискриминантных диаграммах, позволяющих судить о размывавшихся на водосборах комплексах пород, показывает, что источниками тонкой алюмосиликокластики выступали преимущественно осадочные породы, в которых преобладали продукты разрушения кислых магматических и метаморфических образований.

Распределение точек образцов Ока-1 и Ока-2 на рассмотренных диаграммах примерно такое же, как и других проб серых илов исследованной выборки. Фигуративная точка серых илов, отобранных на ст. 39 (р. Кама против д. Атабаево), располагается несколько иначе. Выше было отмечено, что в этом образце величина (La/Yb)_N составляет немногим более 4, что позволяет предполагать в нем довольно значительное количество продуктов размыва основных магматических пород. Это подтверждается и локализацией фигу-

ративной точки серых илов ст. 39 на различных диаграммах.

Так, на диаграмме Cr/Th–Th/Sc ее положение относительно кривой смещения указывает на присутствие в образце около 50–55% продуктов размыва основных магматических пород, тогда как в других исследованных образцах содержание этого компонента не превышает 20–30%. На диаграмме Sc–Th/Sc точка серых илов ст. 39 (с Th/Sc = 0.38) сдвинута к полю основных пород, тогда как в большинстве исследованных нами образцов параметр Th/Sc не опускается ниже 0.60–0.70. На диаграмме сумма P3Э–(La/Yb)_N, точка серых илов ст. 39 попадает на границу областей составов осадочных пород и базальтов и является заметно обособленной от остальных точек нашей выборки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Распределение редких и рассеянных элементов в серых илах каскада волжских водохранилищ, от Рыбинского водохранилища и далее вниз по течению р. Волги к ее незарегулированной части, различно. Содержание Ni, Cr, Y, Sr в серых илах возрастает к Куйбышевскому водохранилищу, а ниже по течению постепенно снижается. Содержание Ba и Zr в серых илах на этом отрезке р. Волги (вниз по каскаду водохранилищ) почти не меняется. Также ведут себя некоторые индикаторные отношения элементов (например, Cr/Th и Th/Sc). Последнее дает основание предполагать, что геохимические характеристики размывающихся по берегам волжских водохранилищ осадочных пород в целом не имеют каких-либо принципиальных различий. Следует отметить также, что наиболее значительный разброс высоких и низких концентраций большинства рассмотренных нами элементов присущ серым илам Горьковского водохранилища.

Содержание подавляющего большинства редких и рассеянных элементов в исследованных образцах серых илов волжского каскада водохранилищ в той или иной степени ниже, чем в PAAS. Вероятно, по гранулометрическому составу серые илы и средний постаршейский австралийский глинистый сланец несколько различны, и в нашем случае проявляется определенный разбавляющий эффект неглинистого компонента. Скорее всего, это обусловлено тем, что источником тонкой алюмосиликокластики, слагающей серые илы, являются преимущественно продукты размыва берегов и ложа водохранилищ.

Полученные нами оценки среднего содержания многих редких и рассеянных элементов в серых илах волжского каскада водохранилищ в той или иной мере отличаются от приведенных в литературе. Так, среднее содержание Ba в донных

осадках р. Волги составляет по данным работы [Ottenstein, 2005] 238 г/т, а по нашим данным – 387 г/т; Со – 18 [Ottenstein, 2005] и 12 г/т; Pb – соответственно 24 и ~16 г/т; Sr – 81 и 132 г/т. Более или менее сопоставимы результаты определения содержания V и Y (соответственно 66 и 65.8, 16 и 14.2 г/т). Но при оценке этих результатов следует помнить, что в публикации [Ottenstein, 2005] величины содержания элементов даны для “донных отложений”, тогда как мы оперируем содержаниями редких и рассеянных элементов в определенном типе ДО.

Большинство проанализированных нами геохимических характеристик серых илов волжского каскада водохранилищ, а также приустьевой части р. Камы в достаточной степени сопоставимы. В то же время серые илы, отобранные в приустьевой части р. Камы против д. Атабаево (ст. 39), характеризуются заметно более низкой величиной $(La/Yb)_N$, в сравнении с основным массивом исследованных в настоящей работе образцов, что может свидетельствовать о принципиально ином (уральском?) составе слагающей эту пробу тонкой алюмосиликокластики. Однако этот вывод требует обоснования более представительным массивом данных.

В целом, геохимические особенности серых илов р. Волги определяются характеристиками осадочных пород, слагающих волжский водосбор. По целому ряду параметров исследованные серые илы несколько отличаются от аналогичных характеристик такого референтного геохимического объекта, как средний постархейский австралийский глинистый сланец (PAAS), но связано это, по всей видимости, с разбавлением собственно пелитового компонента серых илов алевритовым и тонкопесчаным материалом.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны экипажу НИС “Академик Топчиев”, В.В. Законнову за помощь в отборе проб и Н.С. Глушковой за оформление графических материалов статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Отбор проб и их предварительная обработка выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 14-27-00114), интерпретация результатов проведена в рамках госзадания ИО РАН (тема № 0128-2021-0016) и ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в дальневосточных морях / Отв. ред. П.Л. Безруков. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 3–14.

Бреховских В.Ф., Волкова З.В., Катунин Д.Н. и др. Тяжелые металлы в донных отложениях Верхней и Нижней Волги // Водные ресурсы. 2002. Т. 29. № 5. С. 587–595.

Бреховских В.Ф., Катунин Д.Н., Островская Е.В. и др. Процессы переноса и накопления тяжелых металлов на Нижней Волге // Водные ресурсы. 1999. Т. 26. № 4. С. 451–461.

Буторин Н.В., Зиминова Н.А., Курдин В.П. Донные отложения верхневолжских водохранилищ. Л.: Наука, 1975. 157 с.

Волга – главная улица России. Проект Русского географического общества. М.: РГО-МГО, ИГ РАН, 2012. 125 с.

Гаврилов Ю.О., Шенетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 4. С. 396–424.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист М-(38), (39) – Уральск. Объяснительная записка. Л.: МинГео СССР, ВСЕГЕИ, ПГО “Аэрогеология”, 1988. 128 с.

Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-(38), (39) – Киров. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 331 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист О-37 (Ярославль). Объяснительная записка. СПб.: МПР РФ, ФГУП “ВСЕГЕИ”, 2015. 356 с.

Геология СССР. Т. 11. Поволжье и Прикамье. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1967. 872 с.

Денисова А.И., Нахшина Е.П., Новиков Б.И., Рябов В.К. Донные отложения водохранилищ и их влияние на качество воды. Киев: Наукова думка, 1987. 164 с.

Загрязняющие вещества в водах Волжско-Каспийского бассейна. Астрахань: Издатель Сорокин Роман Васильевич, 2017. 408 с.

Законнов В.В. Осадкообразование в водохранилищах Волжского каскада / Автореф. дисс. ... докт. геогр. наук. М.: ИБВВ РАН, 2007. 40 с.

Законнов В.В. Илонакопление в системе водохранилищ волжского каскада // Труды ИБВВ РАН. 2016. Вып. 75(78). С. 30–40.

Законнов В.В., Иванов Д.В., Законнова А.В. и др. Пространственная и временная трансформация донных отложений водохранилищ средней Волги // Водные ресурсы. 2007. Т. 34. № 5. С. 573–581.

Законнов В.В., Поддубный С.А., Законнова А.В., Касьянова В.В. Осадкообразование в зонах переменного подпора водохранилищ волжского каскада // Водные ресурсы. 2010. Т. 37. № 4. С. 425–433.

Карнаухова Г.А. Литолого-геохимическая дифференциация донных отложений водохранилищ Ангарского каскада // Геохимия. 2007. № 4. С. 439–449.

- Карнаухова Г.А.* Поясность осадконакопления в водохранилищах Ангарского каскада // *Геохимия*. 2011. № 6. С. 634–647.
- Касимов Н.С.* Экогеохимия ландшафтов. М.: ИП Филимонов М.В., 2013. 208 с.
- Лычагин М.Ю., Касимов Н.С., Курьякова А.Н., Крооненберг С.Б.* Геохимические особенности аквальных ландшафтов дельты Волги // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2011. № 1. С. 100–113.
- Маслов А.В., Козина Н.В., Кловиткин А.А. и др.* Распределение редкоземельных элементов и систематика $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в современных донных осадках Каспийского моря // *Докл. РАН*. 2014а. Т. 459. № 2. С. 203–207.
- Маслов А.В., Козина Н.В., Шевченко В.П. и др.* Систематика редкоземельных элементов в современных донных осадках Каспийского моря и устьевых зон рек мира: опыт сопоставления // *Докл. РАН*. 2017. Т. 475. № 2. С. 195–201.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Киселева Д.В.* Литогеохимия тонкозернистых алюмосиликокластических пород серебрянской серии венда Среднего Урала // *Геохимия*. 2011. № 10. С. 1032–1062.
- Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Политова Н.В. и др.* Распределение редких и рассеянных элементов и изотопный состав Nd, Pb и Sr в поверхностных донных осадках Баренцева моря // *Геохимия*. 2020а. Т. 65. № 6. С. 566–582.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А. и др.* Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // *Литосфера*. 2020б. Т. 20. № 1. С. 40–62.
- Маслов А.В., Политова Н.В., Козина Н.В. и др.* Редкие и рассеянные элементы в современных донных осадках Баренцева моря // *Литология и полез. ископаемые*. 2020в. № 1. С. 3–27.
- Маслов А.В., Шевченко В.П., Подковыров В.Н. и др.* Особенности распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря // *Литология и полез. ископаемые*. 2014б. № 6. С. 463–492.
- Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В. и др.* Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // *Геохимия*. 1994. № 6. С. 790–803.
- Немировская И.А.* Что происходит с Волгой? // *Природа*. 2018. № 2. С. 45–53.
- Немировская И.А., Островская Е.В.* Мониторинг органических соединений в водосборе Волги // *ПЭММЭ*. 2018. Т. XXIX. № 4. С. 65–85.
- Объяснительная записка к комплекту геологических карт масштаба 1 : 1000000. Лист L-(38), (39) – Астрахань. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. 168 с.
- Тихомиров О.А., Марков М.В.* Накопление тяжелых металлов в донных отложениях аквальных комплексов водохранилища сезонного регулирования стока // *Ученые записки Казанского государственного университета*. 2009. Т. 151. Кн. 3. Естественные науки. С. 143–152.
- Ткаченко А.Н.* Геохимия аквальных ландшафтов устьевой области Волги / Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2011. 24 с.
- Томилина И.И., Ганеева М.В., Ложкина Р.А.* Оценка качества воды и донных отложений каскада водохранилищ реки Волга по показателям токсичности и химического состава // *Труды ИБВВ РАН*. 2018. Вып. 81(84). С. 107–131.
- Экологически безопасное, устойчивое развитие бассейна Волги. Аспекты международного научного сотрудничества. Н. Новгород: ННГАСУ, 2008. 178 с.
- Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C. et al.* Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2015. V. 170. P. 17–38.
- Braccialli L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S.* Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins / *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry* / Eds J. Arribas, S. Critelli, M.J. Johnsson // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2007. № 420. P. 73–93.
- Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.A.* The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 97. P. 256–267.
- Cullers R.L.* Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chem. Geol.* 2002. V. 191. P. 305–327.
- Garver J.I., Royce P.R., Smick T.A.* Chromium and nickel in shale of the Taconic foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source // *J. Sed. Res.* 1996. V. 66. P. 100–106.
- Ottenslein R.* Investigation of the Volga River Sediments Composition. Inorganic pollutants of potential concern. Inagural-Dissertation zur Erlangung der doktorwurde. Heidelberg: Ruprecht-Karls-Universität, 2005. 308 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continintal Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Yan B., Yan W., Miao L. et al.* Geochemical characteristics and provenance implication of rare earth elements in surface sediments from bays along Guangdong Coast, South-East China // *Environ. Earth. Sci.* 2012. V. 65. № 7. P. 2195–2205.

Gray Silts of the Volga Cascade of Reservoirs: Main Features of Geochemistry

A. V. Maslov^{1. *}, I. A. Nemirovskaya^{2. **}, V. P. Shevchenko^{2. ***}

¹*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovsky prosp., 36, Moscow, 117997 Russia*

**e-mail: amas2004@mail.ru*

***e-mail: nemir44@mail.ru*

****e-mail: vshevch@ocean.ru*

The main geochemical characteristics of gray silts of the Volga reservoir cascade, which in some of them, together with sandy varieties, occupy more than 60% of the total bottom area, are discussed in the article. Samples of gray silts were taken in the first half of June 2016 during an expedition from the port of Borok to the port of Astrakhan on the R/V *Akademik Topchiev*. It is shown that the content of Ni, Cr, Y, Sr in gray silts increases from the Rybinsk reservoir to the Kuibyshev reservoir, and gradually decreases downstream. On the contrary, the Ba and Zn contents downstream the reservoir cascade remain almost unchanged. The values of a number of indicator ratios (Cr/Th, Th/Sc, etc.) behave approximately the same way. In general, the content of trace elements in the studied samples of gray silts is lower than in the post-Archean Australian average shale (PAAS). This indicates, most likely, that the granulometric composition of gray silts and the PAAS is somewhat different, and in our case there is a certain diluting effect of the non-clay component. Gray silts sampled from the mouth of the Kama river, opposite the village of Atabaevo (station 39), are characterized by a significantly lower $(La/Yb)_N$ value than the other samples studied in this work. Perhaps this indicates a fundamentally different (Uralian?) source of the material composing this sample.

Keywords: Volga River, reservoirs, gray silts, trace elements.

УДК (552.5:552.181)(551.763:571.64)

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

© 2022 г. А. И. Малиновский*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
просп. 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия***e-mail: malinovsky@fegi.ru*

Поступила в редакцию 21.05.2021 г.

После доработки 05.07.2021 г.

Принята к публикации 28.12.2021 г.

Рассматриваются результаты изучения вещественного состава песчаных пород из меловых отложений Западно-Сахалинского террейна. Исследования проводились с целью реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования отложений террейна, а также определения тектонического типа и состава пород источников питания. Установлено, что по минералого-геохимическим параметрам песчаники террейна соответствуют грауваккам, являясь петрогенными или породами первого цикла переотложения (“first cycle”). Они содержат в составе обломочной части продукты разрушения как основных и ультраосновных вулканических, так и гранитно-метаморфических пород. Отложения характеризуются невысокой степенью зрелости обломочного материала, образовавшегося преимущественно за счет механического разрушения пород источников питания, слабой литодинамической переработкой материала и высокой скоростью его захоронения. Палеогеодинамическая интерпретация полученных данных осуществлялась на основании их сравнения с составом древних пород и современных осадков, накопившихся в известных геодинамических обстановках. Полученные результаты свидетельствуют, что в меловое время осадконакопление происходило вдоль границы континент–океан в бассейне, связанном с крупномасштабными левосторонними трансформными скольжениями плиты Изанаги относительно Евразийского континента. Область питания, поставлявшая обломочный материал в этот бассейн, объединяла сиалическую сушу, сложенную гранитно-метаморфическими и осадочными породами, зрелую глубоко расчлененную энсиалическую островную дугу, а также фрагменты аккреционных призм Сихотэ-Алиня, в строении которых участвовали офиолиты.

Ключевые слова: Западно-Сахалинский террейн, мел, песчаники, вещественный состав, источники питания, геодинамические обстановки.

DOI: 10.31857/S0024497X22030053

Изучение особенностей вещественного состава терригенных пород с целью идентификации тектонических типов и состава пород источников питания, а также реконструкции геодинамических обстановок формирования разновозрастных бассейнов седиментации в последние годы, и особенно с появлением современных высокоточных аналитических методов, приобрело широкое распространение [Летникова и др., 2011; Малиновский, 2018, 2021; Маслов и др., 2013, 2016; Тучкова и др., 2003; Garzanti, Ando, 2007; Markevich et al., 2007; Morton et al., 2011; Verma, Armstrong-Altrin, 2013 и др.]. Наиболее информативными в этом отношении являются состав и соотношение порообразующих компонентов и обломочных минералов тяжелой фракции песчаников, а также их геохимические особенности.

Меловой этап геологического развития восточной окраины Евразийского континента вызывает повышенный интерес, поскольку он является временем, во многом определившим облик современной структуры региона [Голозубов, 2006; Малиновский и др., 2005; Малиновский, Голозубов, 2012; Маркевич и др., 1997, 2000]. Этому этапу соответствует формирование террейнов самого различного типа: океанических, островодужных, связанных с режимом трансформного скольжения литосферных плит [Геодинамика ..., 2006]. Тектоническая типизация этих террейнов и выяснение палеогеодинамических обстановок формирования фрагментов осадочных бассейнов, установленных в них, крайне важны для понимания процессов эволюции всей зоны перехода от Тихого океана к Евразийскому континенту. Од-

ной из крупнейших тектонических структур этой зоны является Западно-Сахалинский террейн, образованный мощными, в различной степени дислоцированными толщами терригенных и вулканогенно-осадочных отложений [Зябрев, 1987; Меланхолина, 1988; Натальин, 1991; Парфенов, 1984 и др.]. В процессе многолетних исследований, но современного литологического исследования вещественного состава они до сих пор не получили.

В статье приведены результаты детального литологического изучения меловых отложений Западно-Сахалинского террейна. Рассмотрены строение отложений, петрографический и геохимический состав песчаных пород, содержание и соотношения в них породообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов. Интерпретация полученных данных позволила определить тип и состав пород областей питания бассейна седиментации, а также выяснить геодинамическую обстановку их формирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Западно-Сахалинский террейн, входящий в состав мезозойско-кайнозойского Сахалинско-Камчатского орогенного пояса, рассматривается как один из ключевых тектонических элементов, изучение которых позволяет правильно понять процесс геодинамического взаимодействия в меловое время Евразийского континента и прилегающей океанической плиты Иванаги [Геодинамика ..., 2006; Голозубов, 2006; Малиновский, 2018]. Террейн представляет собой крупный тектонический блок, вытянутый в субмеридиональном направлении вдоль побережья Татарского пролива на 650 км (рис. 1). От расположенных к востоку мел-палеогеновых субдукционно-аккреционных террейнов Восточного Сахалина он отделен Тымь-Поронайской системой разломов [Голозубов и др., 2016; Зябрев, 1992]. На западе террейн уходит под воды Татарского пролива, ограничиваясь Западно-Сахалинской системой разломов, а на юге продолжается в виде пояса Сорачи-Йезо (о. Хоккайдо, Япония) [Жаров, 2004; Fournier et al., 1994].

Террейн сложен меловыми и кайнозойскими терригенными и, в меньшей степени, вулканогенными образованиями общей мощностью до 17000 м [Зябрев, 1992; Малиновский, 2018, 2021; Опорный ..., 1987]. Альб-датские образования террейна, имеющие мощность до 9000 м, представлены главным образом толщами терригенных пород — песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих многочисленные пачки ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также горизонты и линзы конгло-

мератов, гравелитов, значительно реже туфов, тефроидов, туффитов, углей [Геология ..., 2004; Зябрев, 1992; Малиновский, 2018; Опорный разрез ..., 1987]. Отложения в различной степени дислоцированы и с размывом, но без углового несогласия перекрываются кайнозойскими образованиями [Голозубов и др., 2016]. Севернее и южнее широты г. Углегорска отложения террейна, как установлено многочисленными исследованиями [Зябрев, 1987; Геология ..., 2004; Голозубов и др., 2016], отличаются по мощности и обстановкам осадконакопления.

На юге террейна разрез меловых отложений, имеющий суммарную мощность до 5050 м, расчленен на 4 согласно перекрывающих друг друга свиты (см. рис. 1). Их строение и состав следующие. Залегающая в основании видимого разреза айская свита (альб), мощностью до 600 м, сложена преимущественно алевролитами и аргиллитами, содержащими редкие тонкие прослойки песчаников и туффитов. В основании вышележащей найбинской свиты (альб—сеноман) преобладают песчаники, содержащие тонкие прослойки алевролитов и аргиллитов, редкие горизонты конгломератов и гравелитов, а также пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. В верхней части свиты основная роль принадлежит алевролитам и аргиллитам с редкими прослоями песчаников и пачками ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты — от 600 до 850 м. Быковская свита (сеноман—кампан) представляет собой довольно монотонную толщу, сложенную алевролитами и аргиллитами, разделяемыми редкими маломощными пластами песчаников, туфов, а также пачками ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты изменяется от 1900 до 2700 м. Красноярковская свита (кампан—даний) в нижней части состоит из переслаивающихся песчаников и алевролитов, горизонтов и линз конгломератов и гравелитов. В верхней части преобладают песчаники и алевролиты, часто туфогенные, с горизонтами гравелитов, туфов и туффитов. Мощность свиты — до 900 м.

В северной части террейна суммарная мощность меловых отложений увеличивается до 10700 м. Здесь выделяются 6 свит. В основании разреза залегает альб—сеноманская побединская свита, в составе которой преобладают песчаники, иногда туфогенные, содержащие прослойки алевролитов, аргиллитов, гравелитов и конгломератов, а также туфов и туффитов. В нижней и средней частях разреза свиты присутствует многочисленное пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Мощность свиты колеблется от 1500 до 2800 м. Тымовская свита (сеноман—турон) сложена в основном алевролитами и аргиллитами, содержащими прослойки песчаников и пачки

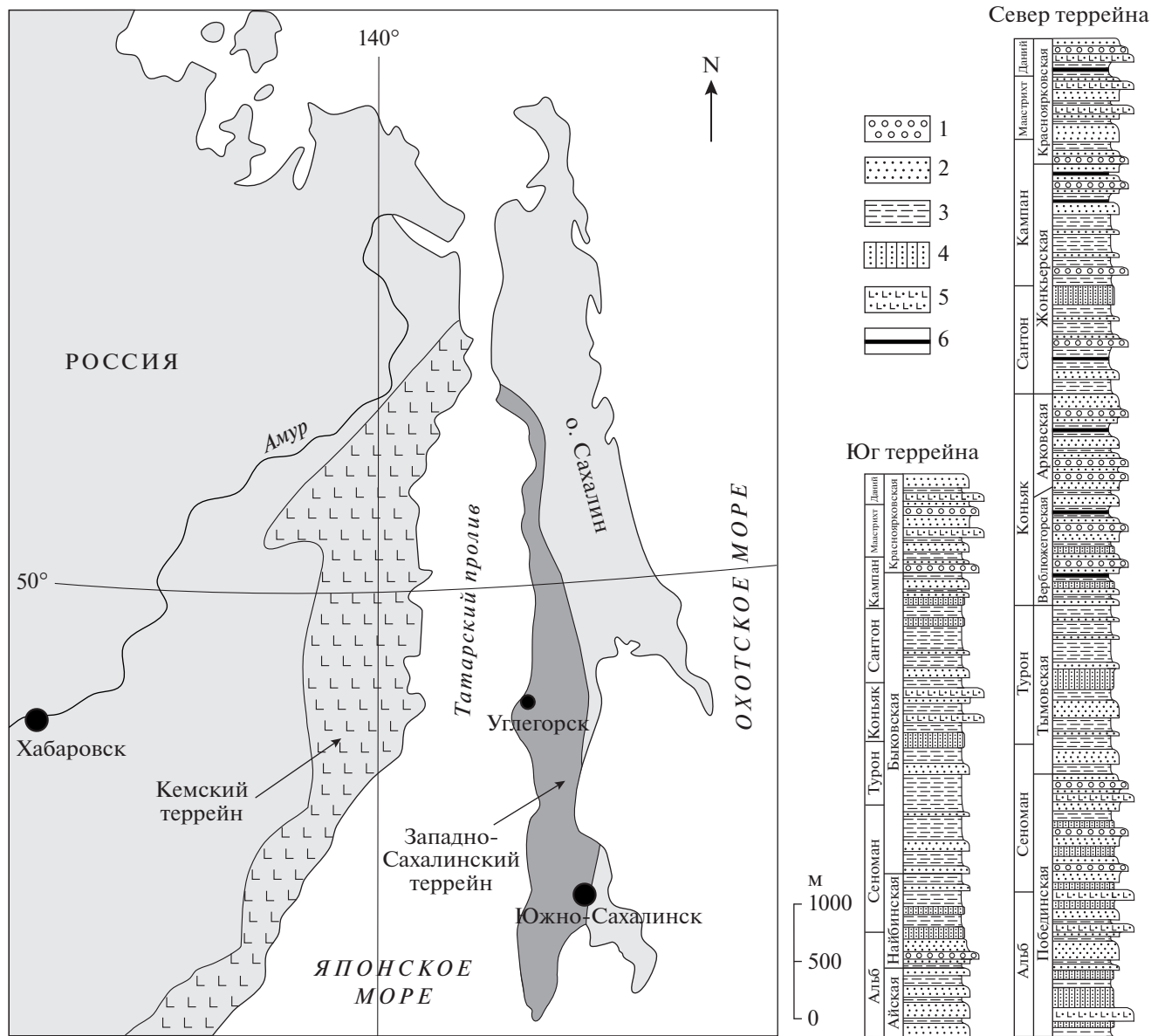


Рис. 1. Схема расположения Западно-Сахалинского террейна в структуре юга Дальнего Востока России и объединенные стратиграфические колонки меловых отложений.

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты и аргиллиты; 4 – ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 5 – туфы и туффиты; 6 – угли.

ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Мощность свиты – до 2700 м. Верблюжеская свита (коньяк) состоит в основном из песчаников, содержащих прослой и линзы алевролитов, аргиллитов, конгломератов и гравелитов. Редко встречаются пачки грубого ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Мощность свиты – до 1800 м. На самом севере террейна возрастным аналогом верблюжеской свиты является локально распространенная угленосная арковская свита, в строении которой доминируют грубозернистые песчаники, содержащие прослой алевролитов, гравелитов и конгло-

мератов, а также пласты каменного угля. Общая мощность свиты изменяется от 500 до 2000 м. В нижней части сантон-кампанской жонкьерской свиты преобладают алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников и пластами углей. Выше по разрезу появляются пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, горизонты гравелитов и конгломератов. Верхняя же часть свиты состоит из песчаников с редкими прослоями и линзами алевролитов, конгломератов и гравелитов, а также пластами угля. Общая мощность свиты – от 1000 до 2200 м. Красноярковская свита (кампан-даний) этой части террейна имеет мощ-

ность до 1200 м и сложена преимущественно чередующимися песчаниками и алевролитами, часто туфогенными, содержащими горизонты конгломератов, гравелитов, туфов и туффитов, а в верхней части пласты угля. Влияние на осадконакопление обеих частей террейна синхронного андезитового и базальтового вулканизма было незначительным и устанавливается в основном в сенманское и маастрихт-датское время, при накоплении отложений побединской и красноярковской свит [Голозубов и др., 2016; Малиновский, 2018].

Особенности строения и состава меловых отложений террейна свидетельствуют о накоплении осадков в морских обстановках – как глубоководных, так и значительно более мелководных. О мелководности обстановок, характерных для отложений арковской, жонкьерской и красноярковской свит, свидетельствуют их текстурные особенности, присутствие грубообломочных пород, остатки мелководной фауны, обильный растительный детрит, а также наблюдаемые переходы в континентальные угленосные отложения [Малиновский, 2018]. Среди глубоководных отложений выделяются толщи илов, накапливавшихся в условиях бассейновой равнины и нижней части континентального склона, и турбидитов, формировавшихся в обстановках подводного континентального склона и его подножья [Зябрев, 1992]. Основными агентами транспортировки и отложения обломочного материала были гравитационные потоки различной плотности, состава и происхождения. По данным работы [Зябрев, 1992], перемещение обломочного материала происходила в восточном направлении.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования были песчаные породы из меловых отложений Западно-Сахалинского террейна. В ходе полевых работ 2007–2015 гг. изучены и опробованы 32 разреза и большое количество отдельных точек, представляющих все стратиграфические подразделения северной и южной частей террейна и расположенных в береговых обнажениях рек и ручьев, на побережье Татарского пролива, а также в карьерах и придорожных выемках. В качестве основного объекта изучения выбраны песчаные породы, поскольку они наиболее информативны при определении состава источников питания и геодинамической природы бассейнов седиментации.

Изучение петрографического состава пород, контроль отсутствия вторичных преобразований в породах, которые могут в дальнейшем сказаться на полученных аналитических данных, а также определение и подсчет содержания основных породообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов осуществлялись при помощи

поляризационных микроскопов МИН-8 и Axio-plan 2 imaging. Методика минералого-петрографических исследований традиционная, многократно апробированная, ее детали приведены в целом ряде публикаций [Малиновский и др., 2005, 2006; Маркевич и др., 1987 и др.]. Химический состав тяжелых минералов исследовался на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8100. Содержание петрогенных элементов определялось методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500 Duo. Концентрации редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) устанавливались методом плазменной спектроскопии (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500с. Все исследования выполнены в лабораториях аналитической химии и рентгеновских методов Аналитического центра (ЦКП) ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток).

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Для определения тектонического типа и состава пород областей питания, а также выяснения палеогеодинамических обстановок формирования меловых отложений Западно-Сахалинского террейна, изучен вещественный состав песчаных пород: состав и содержание породообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов, химический состав некоторых из них, а также геохимические особенности пород в целом. Использовались средние, сгруппированные по свитам, значения некоторых из перечисленных параметров вещественного состава, что позволило установить наиболее общие закономерности их распределения, а также получить максимально объективные результаты геодинамической интерпретации.

Песчаные породы во всех изученных свитах изменяются от мелко- до крупнозернистых и даже гравелистых, иногда они неравномернозернистые. Сортировка средняя и хорошая, которая с увеличением размерности часто ухудшается. Зерна обычно угловатые и угловато-окатанные, реже окатанные, изометричные и удлиненные. Наиболее хорошо окатаны зерна кварцитов, кремнистых и терригенных пород, а наименее – вулканических. Иногда в песчаниках присутствуют рассеянные по всему объему породы мелкие (до 2 см) бесформенные обрывки алевролитов и обугленный растительный детрит.

По соотношению породообразующих компонентов меловые песчаники Западно-Сахалинского террейна однотипны и относятся к полимиктовым. Обломочная часть песчаников, занимающая 60–80% объема породы, состоит из кварца, полевых шпатов, а также обломков кварцитов, эффузивных, терригенных и кремнистых пород. На классификационной диаграмме В.Д. Шу-

това [1967] (рис. 2) песчаники образуют единое поле и относятся, главным образом, к кварц-полевошпатовым и, реже, полевошпатово-кварцевым грауваккам. Содержание кварца в песчаниках колеблется от 16 до 40%. Наибольшее его количество отмечается в породах арковской свиты северной части террейна, а наименьшее — в вулканогенных отложениях красноярковской свиты его обеих частей. Кварц в основном монокристаллический, остроугольный, изометричный либо слабо удлиненный, часто с волнистым погасанием, что характерно для кварца из эффузивных пород [Симанович, 1978]. Поликристаллический кварц редок. Полевых шпатов в песчаниках от 27 до 51%. Это преимущественно (до 90% всех полевых шпатов) удлиненные, таблитчатые, реже изометричные зерна кислых плагиоклазов — альбита и олигоклаза. Основные и средние плагиоклазы, а также калиевые полевые шпаты встречаются значительно реже (не более 8%). Обломки пород, составляющие в сумме от 26 до 50% всех зерен, представлены в основном кремнистыми, терригенными и эффузивными породами, при этом содержание каждой из групп колеблется от 30 до 65% всех обломков. Значительно более редки кислые интрузивные породы, кварциты и кварцсерицитовые сланцы. Кроме того, в песчаниках некоторых уровней разреза присутствует незначительная примесь пирокластики: остроугольных зерен полевых шпатов, основных и средних эффузивов, вулканического стекла. Таким образом, петрографический состав песчаных пород позволяет предполагать, что источниками обломочного материала были древние осадочные, гранитно-метаморфические и вулканические породы. Кроме того, на осадконакопление определенное влияние оказывали и синседиментационные вулканические процессы, поставлявшие в бассейн основную-среднюю пирокластику.

В песчаниках террейна изучены состав тяжелой фракции песчаников, общее содержание в ней тяжелых обломочных минералов, соотношения их ассоциаций и химический состав некоторых из них. Тяжелая фракция составляет 0.01–1.0% всего объема породы, редко достигая 2%. На рис. 3 показаны среднее содержание и характер распределения тяжелых минералов в различных свитах обеих частей террейна. Все минералы подразделяются на две ассоциации: сиалическую, происходящую из кислых изверженных и метаморфических пород и фемическую, связанную с основными и ультраосновными магматическими породами. Песчаники южной и северной частей террейна близки по набору и содержанию тяжелых минералов. В них преобладают (в обеих частях в среднем по 87%, а в некоторых свитах до 96%) минералы сиалической ассоциации. Количество фемических минералов невелико: среднее содержание по всем свитам составляет 13% и лишь

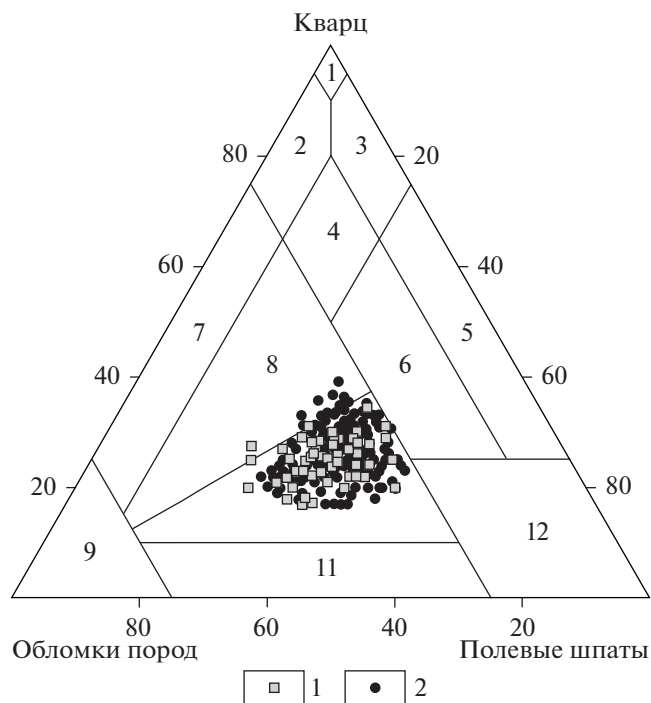


Рис. 2. Классификационная диаграмма типов песчаных пород из меловых отложений Западно-Сахалинского террейна (частные значения) [Шутов, 1967]. Поля типов песчаников: 1–4 — кварцевые песчаники (1 — мономиктовые кварцевые, 2 — кремнекластито-кварцевые, 3 — полевошпатово-кварцевые, 4 — мезомиктовые кварцевые); 5 — чистые или собственно аркозы; 6 — граувакковые аркозы; 7 — кварцевые граувакки; 8 — полевошпатово-кварцевые граувакки; 9 — собственно граувакки; 10 — кварцево-полевошпатовые граувакки; 11 — полевошпатовые граувакки; 12 — кристаллотуфы. Песчаники из южной (1) и северной (2) части террейна.

в красноярковской свите обеих частей террейна, вероятно за счет примеси синседиментационной пирокластики, оно несколько выше (28 и 33%). Среди минералов сиалической ассоциации доминирует циркон, содержание которого в среднем по свитам на юге террейна составляет 39–45%, а на севере несколько выше — 36–66%, при этом в отдельных пробах — достигает 91%. Циркон представлен в основном бесцветными или розоватыми короткопризматическими и дипирамидальными кристаллами, иногда содержащими мелкие газово-жидкие включения, что является типоморфным признаком цирконов гранитных пород [Ляхович, 1979]. Кроме того, в этой ассоциации в заметных количествах присутствуют гранат (на юге в среднем по свитам 8–22%, на севере — 10–35%), турмалин (3–8 и 2–17% соответственно) и апатит (3–26 и 3–11%). Помимо этого, в отложениях юга террейна наблюдается повышенное содержание ильменита и связанного с ним лейкоксена (в сумме до 15% — в быковской свите), количество которых на севере незначительно.

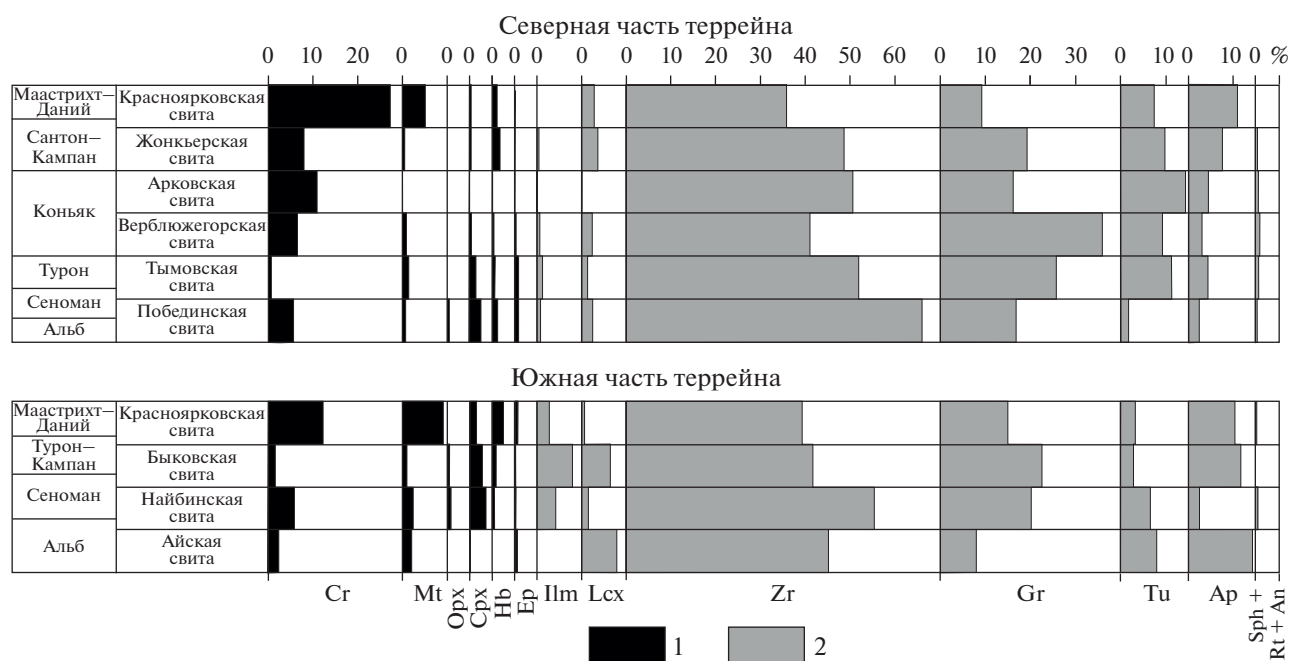


Рис. 3. Среднее содержание и характер распределения тяжелых обломочных минералов в песчаниках мела Западно-Сахалинского террейна.

1, 2 – ассоциации минералов: 1 – фемическая, 2 – сиалическая.

Минералы: Cr – хромит, Mt – магнетит, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Нб – амфибол, Ер – эпидот, Птm – ильменит, Lcx – лейкоксен, Zr – циркон, Gr – гранат, Tu – турмалин, Ap – апатит, Sph – сфен, Rt – рутил, An – анатаз.

В фемической ассоциации основным минералом является хромит, среднее содержание которого составляет на юге 6%, а на севере 10%, при этом его количество постепенно увеличивается вверх по разрезу, достигая максимума в породах красноярковской свиты (13% на юге и 27% на севере). Вторым по значимости минералом ассоциации является магнетит (на юге в среднем 4%, на севере – 2%), содержание которого также увеличивается вверх по разрезу (в красноярковской свите 10 и 5% соответственно). Кроме того, в ассоциацию входят типичные минералы островодужной вулканокластике – роговая обманка, орто- и клинопироксены. Содержания этих минералов невелики: больше всего клинопироксена в найбинской и побединской свитах (3 и 2%), а роговой обманки – в красноярковской свите юга террейна (3%).

Геохимические особенности песчаных пород мела Западно-Сахалинского террейна подробно рассмотрены в предыдущей публикации [Малиновский, 2018]. Приведем лишь основные параметры. По химическому составу песчаники обеих частей террейна довольно однородны: содержание SiO_2 в среднем по свитам варьирует на юге от 64.74 до 70.24%, а на севере – от 65.54 до 75.70% (т.е. несколько выше). Вместе с тем, на севере террейна в песчаниках содержится меньше TiO_2 (0.43–0.64% и 0.49–0.71%), Al_2O_3 (11.67–14.81% и

13.99–15.40%), $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (1.33–4.59% и 3.50–5.91%), MgO (0.69–1.88% и 1.01–1.11%), CaO (1.12–1.74% и 1.19–2.87%). Для всех исследованных песчаников характерно свойственное грауваккам преобладание Na_2O (2.18–3.62% и 3.02–3.98%) над K_2O (2.09–2.99% и 2.28–2.71%). По своим геохимическим параметрам песчаники относятся к грауваккам и лишь незначительная их часть по классификации [Петтиджон, 1981] характеризуется как лититовые арениты. По литохимическим модулям [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000], используемым для получения достоверной информации о составе пород областей питания, степени их зрелости, литогенной либо петрогенной природе осадков, песчаники достаточно близки друг другу [Малиновский, 2018]. Они характеризуются: 1) невысоким уровнем зрелости (гидролизатный модуль $\text{GM} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$, от 0.18 до 0.35), что свидетельствует об их образовании за счет механического разрушения материнских пород при подчиненной роли химического выветривания, невысокая степень выветрелости исходных пород подтверждается и низкими значениями индекса химического изменения ($\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$ [Nesbitt, Young, 1982] – в среднем от 53 до 59); 2) уровнем фемичности ($\text{FM} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$, в сред-

нем 0.06–0.13), соответствующим грауваккам; 3) невысокой титанистостью ($TM = TiO_2/Al_2O_3$, от 0.034 до 0.046), но повышенной нормативной щелочностью ($NKM = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, в среднем 0.34–0.45), что связано с присутствием в породах, с одной стороны, островодужной вулканокластике низкотитанистых (но высокоглиноземистых) серий, а с другой – обломков гранитоидов, которым также свойственны низкие значения TM , но высокие NKM [Малиновский, 2010; Юдович, Кетрис, 2000]. Величины и соотношения литохимических модулей, а также положение их фигуративных точек на ряде модульных диаграмм [Малиновский, 2018; Юдович, Кетрис, 2000] свидетельствуют о принадлежности изученных пород к петрогенным, прошедшим один цикл седиментации – при формировании которых не происходило какой-либо существенной литодинамической сортировки обломочного материала.

По содержанию и закономерностям распределения редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) песчаники обеих частей террейна также однотипны [Малиновский, 2018]. Суммарные концентрации РЗЭ в них относительно невелики: в среднем по свитам от 82 до 139 г/т. Спектры их распределения характеризуются умеренной степенью фракционирования с невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ($LaN/YbN = 5.79–12.15$), а также отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.68–0.84$). По сравнению с постархейским австралийским средним глинистым сланцем (PAAS) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], все песчаники незначительно обеднены как легкими, так и тяжелыми элементами (в 1.1–2.8 раза).

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Палеорекострукции на основе результатов изучения вещественного состава меловых песчаников Западно-Сахалинского террейна осуществлялись с помощью дискриминантных диаграмм, построенных по данным о содержании и соотношении в песчаниках породообразующих компонентов и тяжелых минералов, а также ряда индикаторных оксидов, редких и РЗЭ элементов. На этих диаграммах авторами выделяются поля, характеризующие различные типы областей питания и геодинамических обстановок формирования отложений [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986; Cullers, 2002; Dickinson, Suczek, 1979; Floyd, Leveridge, 1987; Garzanti, Ando, 2007; Maynard et al., 1982; Nechaev, Ispording, 1993; Roser, Korsch, 1986 и др.].

Вещественный состав изученных меловых песчаников Западно-Сахалинского террейна позво-

ляет отнести их к петрогенным грауваккам, характеризующимся невысокой степенью зрелости кластического материала, источником которого были практически не претерпевшие химического преобразования материнские породы областей сноса. Реконструкция тектонических типов источников питания по составу породообразующих компонентов песчаников осуществлена при помощи диаграммы $Q-F-L$ [Dickinson, Suczek, 1979] (рис. 4а). В соответствии с этой диаграммой, в состав питающей провинции могли входить как переходные, частично эродированные (IIIb), так и расчлененные, практически разрушенные окраинно-континентальные магматические дуги (IIIa), в которых эрозия достигла полнокристаллических батолитов, подстилающих вулканиты. На диаграмме, построенной по результатам изучения песков и песчаников, поднятых при глубоководном бурении в области питающих провинций магматических дуг Тихого океана и окраинных морей [Marsaglia, Ingersoll, 1992] (см. рис. 4б), рассматриваемые песчаники соответствуют главным образом породам, питающими провинциями для которых являются континентальные дуги, осложненные сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Таким образом, отложения формировались за счет разрушения как собственно вулканических образований дуги, так и ее гранитно-метаморфического фундамента. Дополнительным источником сиалической кластики также могла быть и зрелая Евразийская континентальная окраина, сложенная гранитно-метаморфическими и осадочными породами.

Состав и определенные соотношения тяжелых обломочных минералов в песчаниках также позволяют достаточно уверенно судить о типе и составе материнских пород питающих провинций. Анализ соотношения ассоциаций тяжелых минералов в изученных песчаниках на диаграммах $MF-MT-GM$, $Orx-Hb-Cpx$ и $A-\&-POS$ [Garzanti, Ando, 2007; Nechaev, 1991; Nechaev, Ispording, 1993] (см. рис. 4в, г, д) показывает, что область питания сочетала в себе два контрастных источника обломочного материала. Основным источником, формировавшим сиалическую ассоциацию минералов, служили гранитно-метаморфические породы фундамента энсиалической (окаинно-континентальной) магматической дуги, аналогом которой являются Японские острова, а также блоки зрелой континентальной коры (кратоны и краевые части рифтов), участвовавшие в строении восточной окраины Азии [Геодинамика ..., 2006]. Вторым, подчиненным, источником кластики, поставлявшим в бассейн седиментации минералы фемической ассоциации, были основные и средние вулканиты дуги, а также ультраосновные интрузивные породы офиолитов, участвовавшие в строении ее основания. Смещение точек состава породообразующих

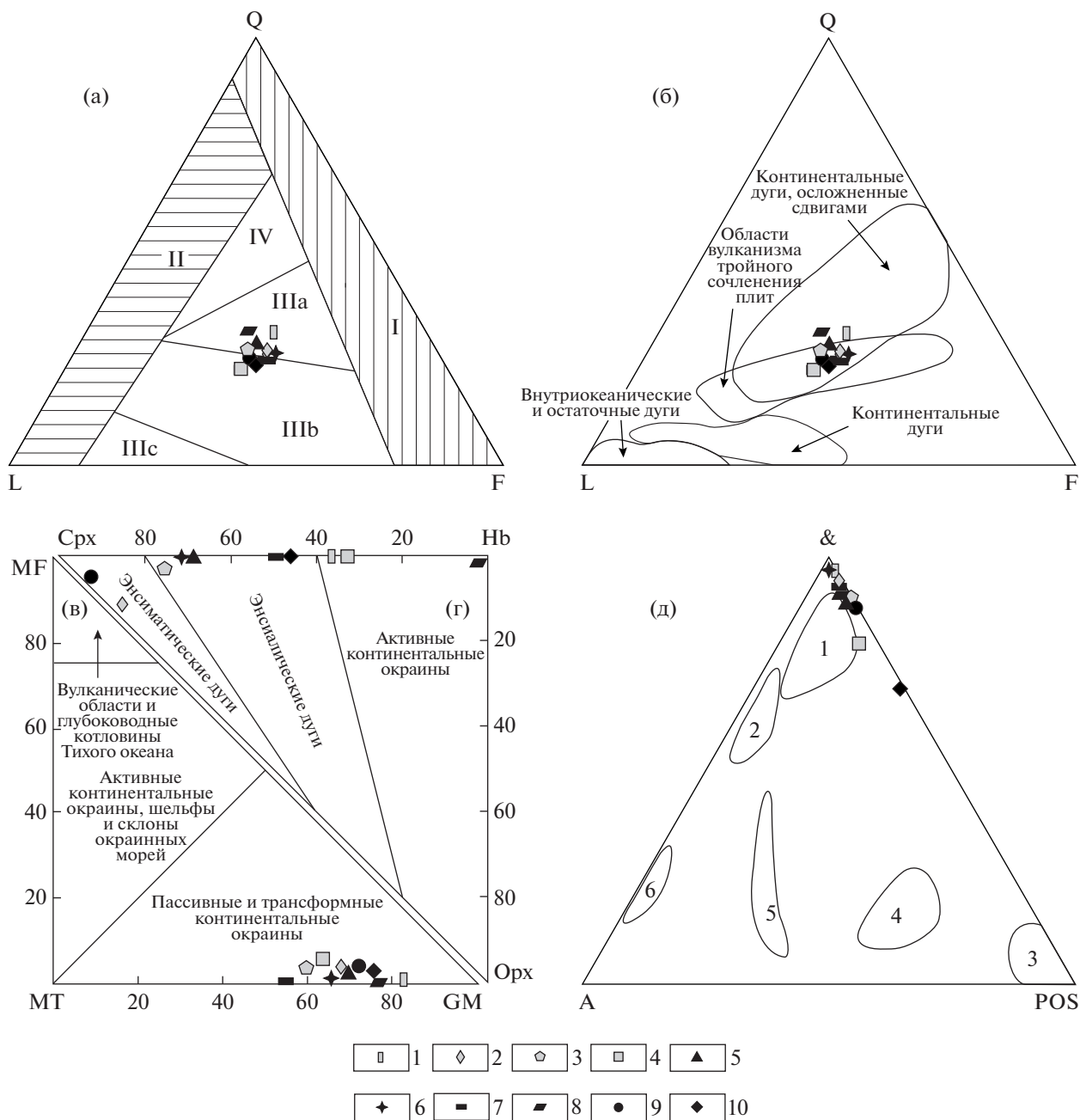


Рис. 4. Возможные типы областей питания для песчаных пород мела Западно-Сахалинского террейна (здесь и далее – средние значения по свитам).

а, б – по породообразующим компонентам: а – [Dickinson, Suczek, 1979], б – [Marsaglia, Ingersoll, 1992]. Q – кварц, L – обломки пород, F – полевые шпаты. Типы источников питания: I – устойчивые кратоны и поднятые блоки основания, II – ремобилизованные орогены, III – магматические дуги (IIIa – расчлененные, глубоко эродированные, IIIb – переходные, IIIc – нерасчлененные, слабо эродированные), IV – смешанные источники питания;

в, г, д – по тяжелым обломочным минералам: в – MF–MT–GM и г – Orx–Hb–Crx [Nechaev, 1991; Nechaev, Isphording, 1993]. Суммы содержаний: MF – оливина, пироксенов, зеленой роговой обманки; MT – эпидота, граната, синезеленых амфиболов; GM – циркона, турмалина, ставролита, дистена, силлиманита и андалузита. Orx – ортопироксен, Hb – амфибол, Crx – клинопироксен; д – &–A–POS [Garzanti, Ando, 2007], где A – амфиболы и эпидоты, POS – клинопироксены, ортопироксены, оливины и хромиты, & – другие прозрачные минералы. Типы питающих провинций: 1 – континентальные блоки (кратоны и краевые части рифтов); 2 – коллизионные орогены; 3–6 – магматические дуги: 3 – неэродированные, 4 – переходные слабоэродированные, 5 – переходные эродированные, 6 – сильноэродированные.

1–10 – свиты: 1–4 – южная часть террейна: 1 – айская, 2 – найбинская, 3 – быковская, 4 – красноярковская; 5–10 – северная часть террейна: 5 – побединская, 6 – тымовская, 7 – верблюжегорская, 8 – арковская, 9 – джонкьерская, 10 – красноярковская.

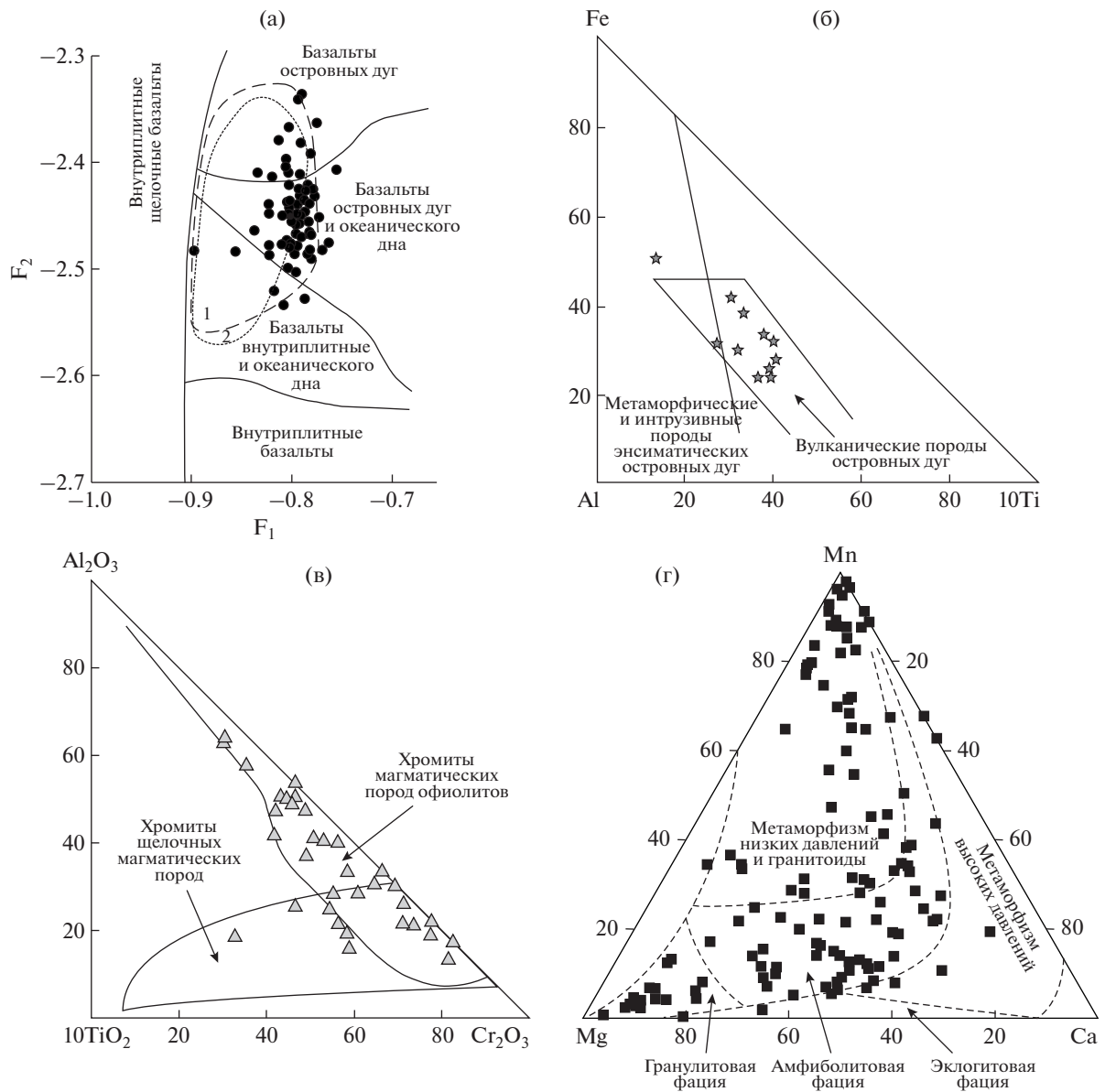


Рис. 5. Диаграммы составов тяжелых обломочных минералов из песчаников мела Западно-Сахалинского террейна и их вероятных магматических источников. а – для клинопироксенов [Nisbet, Pearce, 1987]; $F_1 = -0.012SiO_2 - 0.0807TiO_2 + 0.0026Al_2O_3 - 0.0012FeO - 0.0026MnO + 0.0087MgO - 0.0128CaO - 0.0419Na_2O$; $F_2 = -0.0496SiO_2 - 0.0818TiO_2 - 0.02126Al_2O_3 - 0.0041FeO - 0.1435MnO - 0.0029MgO - 0.0085CaO + 0.0160Na_2O$ (1, 2 – поля клинопироксенов из песчаников (1) и базальтов (2) Кемского террейна Сихотэ-Алиня [Малиновский и др., 2005]); б – для амфиболов [Nechaev, 1991]; в – для хромитов [Щека, Вржосек, 1983]; г – для гранатов [Teraoka, 2003].

компонентов и тяжелых минералов песчаников на всех приведенных на рис. 4 диаграммах преимущественно в области островодужных источников питания, объясняется, вероятно, примесью в них синседиментационной пирокластики.

Химический состав некоторых обломочных минералов позволяет выяснить тектонический тип и петрографический состав пород областей питания [Малиновский и др., 2006; Morton, Halls-worth, 1994; Nechaev, 1991; Nisbet, Pearce, 1977

и др.]. Наиболее информативны в этом отношении клинопироксены, роговые обманки, гранаты и хромиты, результаты изучения состава которых приведены в табл. 1. Клинопироксены в песчаниках террейна представлены диопсидом, авгитом, редко салитом. На дискриминантной диаграмме F_1-F_2 [Nisbet, Pearce, 1977] (рис. 5а), устанавливающей их магматические источники, большинство изученных минералов попадает в поля, соответствующие клинопироксенам базаль-

Таблица 1. Химический состав тяжелых обломочных минералов из меловых песчаников Западно-Сахалинского террейна (мас. %)

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Клинопироксены											
CX-4	52.72	0.41	3.65	—	8.38	0.37	15.36	21.47	0.19	0.01	102.56
CX-4	52.94	0.29	1.24	0.06	11.91	0.24	14.07	19.62	0.21	—	100.58
CX-4	53.19	0.30	1.30	0.05	9.39	0.37	14.46	21.51	0.18	0.02	100.77
CX-4	53.83	0.36	1.60	0.05	10.49	0.49	14.32	21.46	0.26	0.01	102.87
CX-4	50.63	0.40	1.82	—	12.71	0.52	14.34	18.48	0.38	—	99.28
CX-4	50.80	0.40	1.41	—	13.47	0.64	13.34	19.13	0.29	—	99.48
CX-5	53.07	0.36	3.28	0.13	6.16	0.38	16.36	22.93	0.09	0.03	102.79
CX-5	52.05	0.44	3.60	0.25	6.52	0.32	16.47	21.95	0.13	—	101.73
CX-5	52.73	0.32	2.35	0.16	6.35	0.19	16.90	21.92	0.18	—	101.10
CX-5	51.60	0.28	2.59	0.18	6.35	—	16.78	20.84	0.16	—	98.78
CX-8	50.75	0.56	3.93	—	7.41	0.32	15.38	22.32	0.08	—	100.75
CX-8	52.20	0.47	3.48	0.07	6.19	0.03	16.23	21.62	0.14	0.03	100.46
CX-8	53.77	0.43	3.48	0.08	8.36	0.03	15.97	20.97	0.17	—	103.26
CX-8	53.69	0.14	2.06	0.75	4.41	0.28	17.88	22.47	0.08	—	101.76
CX-8	53.62	0.24	2.97	0.17	4.62	0.30	16.48	23.08	0.03	—	101.51
CX-8	51.14	0.47	2.48	—	6.27	0.15	16.44	20.94	0.24	—	98.13
CX-13	53.00	0.25	3.04	0.18	7.06	0.25	16.90	21.42	0.10	0.01	102.21
CX-13	51.45	0.28	2.80	—	6.24	0.29	16.62	21.19	0.30	—	99.16
CX-22	52.67	0.25	2.60	0.72	4.59	0.06	16.90	23.42	0.19	0.01	101.41
CX-22	53.31	0.25	2.85	0.45	5.19	0.24	17.46	22.30	0.09	0.04	102.18
CX-22	50.56	0.31	2.53	0.23	5.01	0.15	16.41	22.6	0.24	—	98.04
C-32	48.98	0.57	5.17	—	6.96	—	14.43	21.55	0.44	—	98.10
CX-37	53.84	0.26	2.36	0.22	4.42	0.14	17.07	23.21	0.12	—	101.64
CX-37	51.96	0.29	3.20	0.21	6.53	0.28	16.16	22.48	0.11	0.01	101.23
CX-37	51.09	0.41	3.00	0.66	5.18	—	16.96	21.15	0.16	—	98.61
CX-61	53.88	0.20	2.64	—	6.47	0.11	16.89	21.38	0.07	—	101.64
CX-61	54.33	0.15	1.56	—	6.29	0.29	17.59	21.28	0.10	—	101.59
CX-61	51.26	0.36	2.33	0.16	6.60	—	16.76	20.67	0.16	—	98.30
CX-61	51.56	0.28	2.85	0.25	5.35	—	16.64	21.72	—	—	98.65
CX-73	52.47	0.47	5.81	0.23	5.41	0.08	14.35	22.04	0.78	0.01	101.65
CX-73	50.07	0.25	6.19	0.32	7.07	0.25	14.66	23.26	0.15	—	102.22
CX-73	51.40	0.27	2.07	—	9.28	0.44	17.03	17.99	—	—	98.48
CX-99	50.75	0.30	4.02	—	7.19	0.19	15.67	22.18	0.12	0.01	100.43
CX-99	54.00	0.36	3.30	0.36	4.80	0.13	17.21	21.38	0.15	—	101.69
CX-99	51.74	0.19	2.22	0.36	4.97	—	17.35	21.36	0.24	—	98.43
CX-99	51.85	0.24	2.22	0.26	5.43	—	17.27	21.03	0.15	—	98.45
CX-99	47.95	0.49	4.54	—	8.33	—	14.39	21.27	0.28	—	97.25
CX-99	48.19	0.40	4.69	—	8.33	—	14.33	21.35	0.35	—	97.64
CX-106	51.47	0.51	2.18	—	9.47	0.42	15.19	20.24	—	—	99.48

Таблица 1. Продолжение

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
CX-106	50.45	0.31	1.25	—	12.81	0.66	13.78	19.21	0.24	—	98.71
CX-112	51.89	0.53	2.92	0.10	11.45	0.11	14.45	19.56	0.17	—	101.18
CX-112	52.04	0.21	3.50	0.24	7.04	0.41	16.62	20.68	0.12	—	100.86
CX-115	53.32	0.22	2.90	0.29	5.30	0.27	17.09	21.55	0.14	0.04	101.12
CX-115	53.16	0.10	2.36	0.40	5.15	0.11	17.37	22.44	0.16	—	101.25
CX-115	50.23	0.83	4.09	0.14	6.41	0.24	15.34	22.05	—	—	99.33
CX-115	50.01	0.82	4.07	0.19	6.29	—	15.35	21.84	0.33	—	98.90
CX-117	53.40	0.31	1.93	—	8.15	0.11	16.88	21.11	0.21	0.01	102.11
CX-117	52.52	0.19	1.90	0.29	8.87	0.17	17.37	20.76	0.10	0.01	102.18
CX-117	53.54	0.26	3.06	0.57	4.24	0.18	16.91	23.75	0.09	0.02	102.62
CX-117	51.00	0.39	0.26	2.02	8.91	0.19	16.41	19.11	0.3	—	98.59
CX-120	52.63	0.24	3.18	—	7.40	0.18	15.79	22.65	0.11	—	102.18
CX-120	52.52	0.44	3.56	0.10	8.21	0.09	15.27	21.44	0.24	—	101.87
CX-120	51.10	0.52	3.50	—	8.66	0.29	15.22	21.92	0.25	0.01	101.47
CX-120	50.16	0.23	2.75	0.67	5.69	—	15.59	22.71	0.16	—	97.96
CX-120	48.35	0.64	4.59	—	8.98	0.27	14.87	20.81	0.33	—	98.84
CX-122	48.99	1.05	6.01	0.37	7.39	0.17	14.58	21.01	0.25	—	99.82
H-75	51.13	—	3.38	—	7.32	—	17.88	18.64	—	—	98.35
H-76	51.46	—	3.14	—	13.72	0.69	16.07	13.74	—	0.22	99.04
H-88	52.85	—	3.89	—	6.48	0.59	15.88	18.21	—	—	97.90
H-92	52.20	0.43	3.15	—	6.01	—	17.46	19.76	—	—	99.52
Амфиболы											
CX-4	50.35	1.05	6.08	0.08	12.77	0.54	16.09	11.50	0.70	0.18	99.34
CX-4	48.62	1.22	6.58	0.31	12.32	0.63	15.16	11.48	0.95	0.23	97.50
CX-120	40.64	2.45	12.00	0.02	19.19	0.24	9.30	11.75	2.15	2.40	100.14
CX-120	39.65	2.70	12.35	0.01	19.14	0.52	9.35	11.79	2.05	2.33	99.89
C-37	43.57	1.91	13.15	—	11.08	—	16.00	11.70	2.90	0.44	100.75
C-39	43.20	2.08	12.71	—	12.37	—	14.89	11.37	2.19	0.68	99.49
H-3	43.67	0.60	10.07	—	19.74	0.59	9.33	11.68	1.57	0.99	98.23
H-92	44.97	2.07	10.28	—	12.63	0.46	14.76	10.88	2.01	0.44	98.50
H-93	44.20	2.13	12.82	—	11.55	0.76	14.84	10.30	2.03	0.36	98.99
H-99	44.19	1.48	11.15	—	12.24	—	13.82	11.71	1.69	0.93	97.21
H-101	44.05	2.04	11.66	—	12.20	0.62	14.95	10.87	1.88	—	98.27
Хромиты											
C-25	—	0.35	6.48	57.82	24.06	0.70	8.18	—	—	—	97.59
CX-42	—	0.80	22.35	29.53	37.65	0.17	9.46	—	—	—	99.96
CX-42	—	0.33	21.86	44.97	16.73	0.11	15.01	—	—	—	99.01
CX-42	—	—	28.40	36.87	17.33	—	16.77	—	—	—	99.37
CX-42	—	0.33	25.74	39.57	16.46	0.29	15.77	—	—	—	98.16
CX-71	—	0.23	12.19	50.21	29.72	0.32	5.89	—	—	—	98.56
CX-71	—	1.53	23.92	35.91	22.72	—	14.29	—	—	—	98.37

Таблица 1. Продолжение

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
CX-71	—	0.39	10.52	54.07	25.07	—	9.39	—	—	—	99.44
CX-73	—	1.17	19.77	39.15	28.93	—	10.72	—	—	—	99.74
CX-73	—	—	15.76	46.38	27.22	0.79	8.51	—	—	—	98.66
CX-94	—	1.81	11.21	44.44	40.07	0.98	1.07	—	—	—	99.58
CX-106	—	2.24	9.03	50.11	26.02	—	11.09	—	—	—	98.49
CX-109	—	0.37	14.55	46.30	26.89	0.77	10.59	—	—	—	99.47
CX-109	—	—	8.74	61.67	19.58	0.67	9.34	—	—	—	100.00
CX-115	—	1.39	15.40	44.70	27.02	—	11.36	—	—	—	99.87
CX-115	—	0.56	10.17	49.84	31.59	0.61	5.52	—	—	—	98.29
CX-118	—	4.77	11.73	30.45	42.24	0.11	9.49	—	—	—	98.79
CX-118	—	0.62	16.01	41.52	31.33	0.57	8.68	—	—	—	98.73
CX-120	—	0.30	9.05	55.75	21.97	0.05	12.18	—	—	—	99.30
CX-120	—	0.49	19.66	38.36	27.93	0.71	10.91	—	—	—	98.06
CX-122	—	2.25	13.08	35.96	35.67	0.73	10.87	—	—	—	98.56
H-3	—	1.60	9.98	38.52	50.43	1.27	0.74	—	—	—	102.84
H-3	—	0.66	34.30	31.38	16.31	—	16.32	—	—	—	98.97
H-72	—	—	2.21	46.06	47.57	—	1.02	—	—	—	100.82
H-73	—	0.70	22.00	40.68	21.25	—	—	—	—	—	99.87
H-75	—	—	9.31	49.34	29.83	0.62	8.51	—	—	—	97.61
H-76	—	0.47	27.43	36.64	18.72	—	16.24	—	—	—	99.50
H-77	—	1.79	13.46	44.65	26.15	—	12.89	—	—	—	98.94
H-86	—	0.50	25.65	32.93	28.19	—	—	—	—	—	98.27
H-87	—	0.30	27.49	37.66	18.62	—	—	—	—	—	99.94
H-88	—	—	14.15	47.64	27.66	—	—	—	—	—	98.25
H-88	—	0.46	27.45	38.44	22.14	—	1.20	—	—	—	102.85
H-95	—	0.54	35.83	25.48	22.51	—	16.30	—	—	—	100.12
H-95	—	0.62	35.02	24.86	22.23	—	16.12	—	—	—	98.85
H-99	—	0.83	13.99	44.76	30.83	0.6	11.44	—	—	—	102.55
Гранаты											
C-42/1	36.34	—	20.48	—	34.02	1.51	1.59	5.18	—	—	
C-43/1	37.61	—	21.32	—	32.67	1.95	3.28	4.24	—	—	101.07
C-44	36.75	—	20.80	—	39.06	4.08	0.50	0.40	—	—	101.59
CX-12	37.87	0.37	21.61	—	29.80	1.45	3.94	7.13	—	0.01	102.18
CX-12	38.21	0.44	21.44	—	30.10	1.29	3.35	7.34	0.04	—	102.21
CX-12	37.56	0.05	21.95	0.04	35.82	0.93	4.68	1.68	0.03	—	102.74
CX-12	37.16	0.13	21.68	—	33.45	0.73	5.04	1.73	0.05	0.03	100.00
CX-12	36.74	0.11	20.25	—	18.95	16.92	3.05	4.65	—	—	100.67
CX-42	37.53	0.01	21.66	0.11	33.86	1.60	5.35	1.02	0.01	—	101.15
CX-42	36.53	—	20.07	—	31.91	2.99	0.68	7.89	—	—	100.07
CX-42	37.45	—	20.85	—	27.73	0.97	6.21	5.8	—	—	99.01
CX-61	37.54	—	21.08	—	30.55	1.71	3.98	5.97	—	—	100.83
CX-61	35.03	—	19.28	—	18.02	24.28	0.78	1.57	—	—	98.96

Таблица 1. Продолжение

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
CX-71	33.99	0.13	23.11	0.05	34.59	0.89	6.36	1.10	—	0.01	100.23
CX-71	34.25	0.01	22.81	0.02	33.02	0.61	8.57	1.10	0.07	—	100.46
CX-71	33.11	0.67	21.18	0.08	31.68	2.08	4.00	5.94	—	—	98.74
CX-71	33.80	0.63	20.89	—	31.37	1.90	3.62	6.38	—	—	98.59
CX-71	39.10	0.06	21.79	—	24.43	9.05	2.44	5.21	0.03	—	102.11
CX-71	39.42	0.14	21.23	0.12	24.94	8.41	2.42	6.04	—	0.02	102.74
CX-71	35.99	0.29	20.00	—	33.74	1.29	1.72	6.14	—	—	99.17
CX-71/1	37.14	0.22	21.34	—	33.21	1.40	5.26	3.65	0.02	0.01	102.25
CX-71/1	38.02	0.14	20.94	0.05	33.11	1.50	4.81	3.73	—	0.05	102.35
CX-71/1	38.97	0.20	21.64	—	31.29	1.73	5.03	3.34	0.04	—	102.24
CX-71/1	39.52	0.28	21.20	—	31.00	1.63	4.71	3.65	—	0.02	102.01
CX-71/1	37.70	0.04	20.96	—	32.73	10.55	0.14	0.18	0.07	0.06	102.43
CX-71/1	36.27	0.03	21.20	—	32.03	11.32	0.17	0.13	0.06	0.01	101.22
CX-72	35.47	0.01	18.70	—	21.47	16.80	—	6.34	—	—	
CX-72	35.89	0.36	19.83	—	33.10	3.24	1.63	5.61	—	—	
CX-73	35.79	0.01	21.25	0.10	34.00	7.69	1.02	0.36	0.03	0.01	
CX-73	37.46	0.01	21.57	—	33.39	8.17	0.92	0.36	0.11	0.03	
CX-73	33.50	0.52	21.75	—	31.28	2.01	3.70	6.48	—	0.04	
CX-73	37.91	0.56	21.28	—	28.38	2.04	3.53	5.82	—	—	
CX-73	35.58	—	20.66	—	31.36	12.29	1.10	0.36	—	—	
CX-99	37.17	0.36	20.70	—	31.89	1.37	3.98	5.51	—	—	100.98
CX-100	38.68	0.01	22.28	0.23	30.34	0.48	8.38	1.13	0.03	—	101.56
CX-100	38.04	0.09	22.86	0.02	31.17	0.67	8.61	1.07	—	0.03	102.56
CX-100	36.15	—	20.71	—	32.48	0.63	6.24	2.24	—	—	98.45
CX-100	36.46	0.30	20.44	—	31.93	2.01	2.68	6.04	—	—	99.86
CX-109	35.66	0.33	19.39	—	19.40	23.81	1.57	0.43	—	—	100.59
CX-109	35.49	0.19	20.45	—	33.58	4.30	2.15	3.60	0.04	0.01	99.81
CX-113	38.39	0.06	21.43	0.11	30.83	3.51	2.24	4.74	0.01	—	101.32
CX-113	38.03	0.50	20.54	0.02	31.76	3.89	1.64	5.37	—	0.04	101.79
CX-113	35.86	0.13	21.10	0.09	13.55	25.75	1.04	2.81	—	0.02	100.35
CX-113	36.85	—	20.99	—	36.13	0.70	2.41	4.14	—	—	101.22
CX-113	36.48	—	20.54	—	33.00	5.05	1.35	4.53	—	—	100.95
CX-115	38.13	0.13	21.72	0.02	29.36	1.52	5.08	6.82	—	—	102.78
CX-115	35.36	0.02	21.81	0.19	28.55	1.34	5.39	6.60	0.01	—	99.27
CX-115	36.39	0.01	21.69	0.03	28.10	1.05	5.20	6.75	—	—	99.22
CX-115	35.65	0.04	21.58	0.02	28.41	1.09	5.47	7.02	0.01	0.03	99.32
CX-115	36.44	—	21.03	—	32.92	4.33	3.29	3.00	—	—	101.01
CX-117	36.09	0.01	22.05	—	31.77	3.17	4.17	3.17	0.03	—	100.46
CX-117	34.61	0.22	21.47	—	31.22	5.88	1.48	5.30	0.05	—	100.23
CX-117	38.32	—	22.56	—	29.23	0.46	9.91	1.05	—	—	101.53
CX-118	36.64	0.02	21.08	—	36.72	3.60	0.81	2.25	—	—	101.12
CX-118	38.82	0.18	21.87	0.04	30.20	2.13	4.12	4.58	—	0.06	102.00

Таблица 1. Окончание

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
CX-118	39.61	0.08	21.30	0.05	29.59	2.62	4.11	4.53	0.03	0.01	101.93
CX-118	38.04	0.54	21.67	—	26.56	1.29	5.48	7.38	—	—	100.96
CX-120	37.75	0.01	22.25	0.21	31.57	1.83	6.49	1.16	—	—	101.27
CX-120	35.59	0.09	21.45	—	34.58	3.30	1.15	3.70	0.04	0.01	99.91
CX-120	37.68	—	21.32	—	31.32	0.66	8.29	1.21	—	—	100.48
CX-120	37.66	—	21.71	—	31.30	0.48	7.93	1.20	—	—	100.28
CX-122	35.02	0.01	21.79	—	35.39	1.60	3.34	2.19	0.02	0.05	99.41
CX-122	37.82	0.16	21.27	—	35.08	3.30	1.11	3.55	—	—	102.29
CX-122	37.52	0.06	21.73	—	34.24	3.71	1.27	3.76	—	0.03	102.32
CX-122	35.79	0.07	21.50	0.23	33.92	3.46	1.37	3.61	—	—	99.95
CX-122	37.70	—	21.32	—	30.41	1.17	8.25	1.29	—	—	100.14
CX-122	37.28	—	21.41	—	31.99	0.65	7.14	1.39	—	—	99.86
H-1	34.30	—	20.43	—	25.39	16.07	—	1.57	—	—	97.76
H-3	34.47	—	18.87	—	20.14	24.01	—	0.49	—	—	97.98
H-3	36.95	—	20.61	—	26.40	15.94	—	1.18	—	—	101.08
H-72	36.24	—	20.47	—	36.33	1.76	1.50	2.95	—	—	99.25
H-77	41.10	—	24.40	—	26.89	8.14	2.73	—	—	—	103.28
H-77	38.42	0.14	22.23	—	25.94	8.41	2.42	56.04	—	0.02	102.62
H-77	38.50	—	20.90	—	22.54	16.12	3.54	1.26	—	—	102.87
H-92	34.63	—	19.84	—	32.60	10.82	—	0.20	—	—	98.10
H-95	38.87	—	21.29	—	29.98	—	1.07	6.27	—	—	97.48
H-99	35.16	—	19.89	—	30.56	5.02	3.82	3.86	—	—	98.31
H-106	34.53	—	19.58	—	34.70	1.94	2.08	2.76	—	—	95.58

Примечание. FeO* — общее железо. Прочерк — компонент не обнаружен.

тов островных вулканических дуг, базальтов океанического дна и, частично, внутриплитных базальтов, которые, вероятно, участвовали в строении основания дуги. На этой же диаграмме хорошо видна близость клинопироксенов Западного Сахалина к подобным минералам раннемеловых песчаников и базальтов Кемского террейна Восточного Сихотэ-Алиня, являющегося фрагментом раннемеловой энциалической Монероно-Самаргинской островной дуги [Малиновский и др., 2005]. Это сходство позволяет рассматривать дугу в качестве основного источника фемической кластики для изученных отложений.

Положение точек состава обломочных амфиболов на диаграмме Fe—Al—10Ti [Nechaev, 1991] (см. рис. 5б) также свидетельствует, что в состав источников питания входили вулканические породы островной дуги и, частично, метаморфические и ультраосновные интрузивные породы офиолитов, участвовавшие в строении как основания дуги, так и юрско-раннемеловых аккреционных комплексов Восточного Сихотэ-Алиня.

Присутствие хромитов в тяжелой фракции песчаников обычно указывает на участие в составе области питания ультраосновных и основных интрузивных и вулканических пород. Хромиты, встречающиеся в песчаниках террейна в достаточно больших количествах, подразделяются на два типа [Щека, Вржосек, 1983] (см. рис. 5в): с низким содержанием оксида титана (TiO₂ < 1.5%), происходящие из основных и ультраосновных магматических пород офиолитов, и с высоким его содержанием (TiO₂ > 1.5%) — из щелочных внутриплитных базальтов.

Большинство гранатов из песчаников Западного Сахалина, относится к группе альмандина (Al₂O₃ — 18.70–23.11%, FeO + Fe₂O₃ — 13.55–39.06%) и лишь иногда они содержат небольшое количество гроссуляровой либо спессартиновой составляющей. Расположение фигуративных точек состава гранатов на диаграмме Mg—Mn—Ca [Teraoka, 2003] (см. рис. 5г) свидетельствует об их соответствии гранатам из метаморфических пород грану-

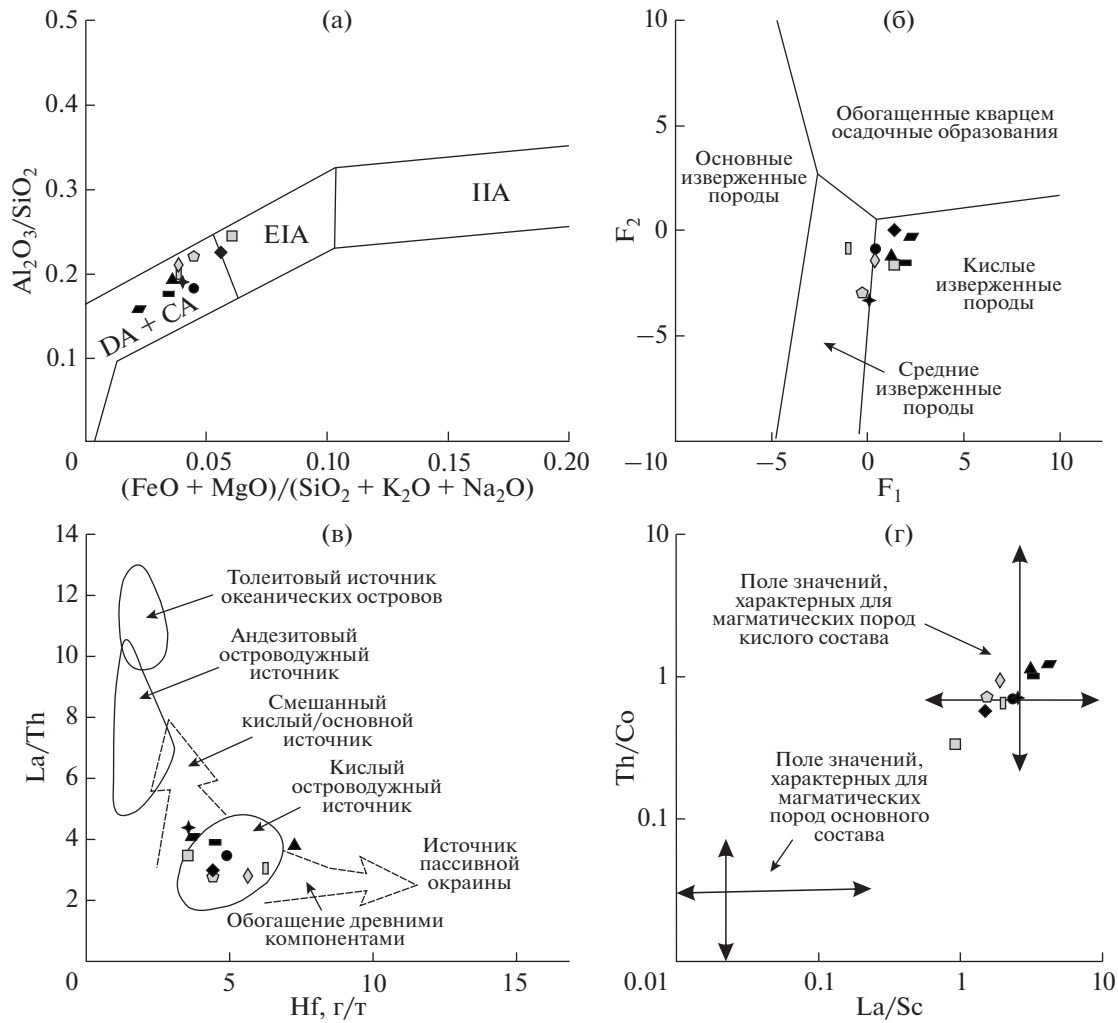


Рис. 6. Возможные типы областей питания для песчаных пород мела Западно-Сахалинского террейна по геохимическим данным.

а – типы питающих провинций магматических дуг [Kiminami et al., 1992]. Питающие провинции: ПА – островные океанические незрелые, ЕАI – слабоэродированные островные, ДА – сильноэродированные островные, СА – окраинно-континентальные; б–г – вероятные составы материнских пород питающих провинций на диаграммах: б – F_1 – F_2

[Roser, Korsch, 1988], $F_1 = 30.638TiO_2/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_3^*/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382$; $F_2 = 56.5TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_3^*/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89$; в – Hf–La/Th [Floyd, Leveridge, 1987]; г – La/Sc–Th/Co [Cullers, 2002].

Условные обозначения см. рис. 4.

литовой, амфиболитовой и более низких фаций метаморфизма, а также из кислых интрузивных пород. Их источниками, очевидно, были зрелая континентальная земная кора и (или) основание энсиалической дуги, сложенные гранитоидами и метаморфическими породами.

Поскольку содержание и характер распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов в терригенных породах контролируются составом источников питания, их генетическая интерпретация позволяет получить дополнительную информацию о тектоническом типе и состав-

ве материнских пород областей питания. Характерные для меловых песчаных пород террейна умеренные значения литохимических модулей ФМ ЖМ, НКМ и ТМ, относительно невысокие концентрации РЗЭ, при незначительной обогащенности легкими элементами по сравнению с тяжелыми, а также умеренно выраженная отрицательная Eu аномалия позволяют предполагать участие в строении области питания как основных и средних вулканических, так и кислых изверженных пород. На диаграмме, предназначенной для разграничения питающих провинций различных типов и стадий развития островных

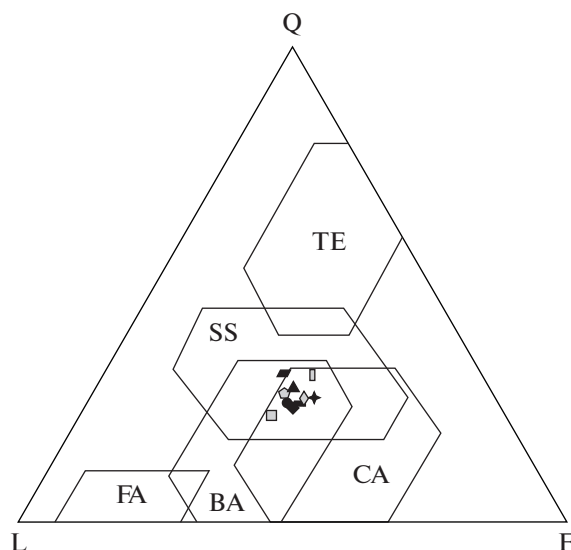


Рис. 7. Возможные типы бассейновых обстановок для меловых отложений Западно-Сахалинского террейна, реконструированные по породообразующим компонентам песчаников [Maynard et al., 1982]. Бассейны: пассивных континентальных окраин (TE), активных континентальных окраин, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам (SS); сопряженные: с окраинно-континентальной магматической дугой (CA), с океанической вулканической дугой (FA – преддуговые и BA – задуговые бассейны). L – обломки пород, Q – кварц, F – полевые шпаты. Условные обозначения см. рис. 4.

дуг [Kiminami et al., 1992] (рис. 6а), песчаники террейна ложатся в поле пород, формировавшихся за счет разрушения окраинно-континентальной, значительно эродированной островной дуги. Положение фигуративных точек химического состава песчаных пород на диаграмме F_1-F_2 [Rosser, Korsch, 1988] (см. рис. 6б) позволяет предполагать участие в строении области питания как кислых изверженных, так и средних вулканических пород. Полученные выводы хорошо согласуются с положением точек состава РЗЭ на парных диаграммах Hf–La/Th [Floyd, Leveridge, 1987] и La/Sc–Th/Co [Cullers, 2002] (см. рис. 6в, г), где они попадают, главным образом, в поле кислых пород энсиалической (окаинно-континентальной) островной дуги, частично смещаясь в поле смешенного кислого/основного источника.

Таким образом, область питания сочетала в себе глубоко расчлененную окраинно-континентальную (энсиалическую) дугу, в которых эрозия вскрыла батолиты гранитоидов, подстилавших вулканы, и древнюю сиалическую сушу. Отложения формировались как за счет разрушения гранитно-метаморфических комплексов суши и фундамента дуги, так и вулканических образований самой дуги.

Определенные тектонические типы питающих провинций подразумевают существование и определенных геодинамических обстановок формирования связанных с ними бассейнов седиментации. Установить эти обстановки можно также

путем сравнения вещественного состава пород изученных объектов с составом древних пород и современных осадков из бассейнов с известными тектоническими обстановками.

Реконструкция палеогеодинамических обстановок накопления меловых отложений Западно-Сахалинского террейна по породообразующим компонентам песчаников осуществляется при помощи диаграммы Q–F–L [Maynard et al., 1982] (рис. 7), на которой фигуративные точки изученных пород наиболее соответствуют обстановкам бассейнов, сопряженных с активными континентальными окраинами, осложненными сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам типа Калифорнийского залива, а также бассейнов, связанных с окраинно-континентальными магматическими дугами. Анализ соотношения ассоциаций тяжелых обломочных минералов в песчаниках террейна на диаграмме MF–MT–GM [Nechaev, 1991; Nechaev, Isphording, 1993] (см. рис. 4в) указывает на накопление отложений в бассейне, связанном с обстановкой трансформного скольжения литосферных плит, примером которого могут служить бассейны Калифорнийской окраины [Christie-Blick, Biddle, 1985].

Палеогеодинамическая интерпретация геохимического состава песчаников террейна осуществлена при помощи дискриминантных диаграмм, приведенных на рис. 8. На серии диаграмм М. Бхатия и А. Крука [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986] (см. рис. 8а–е), применяющихся для разде-

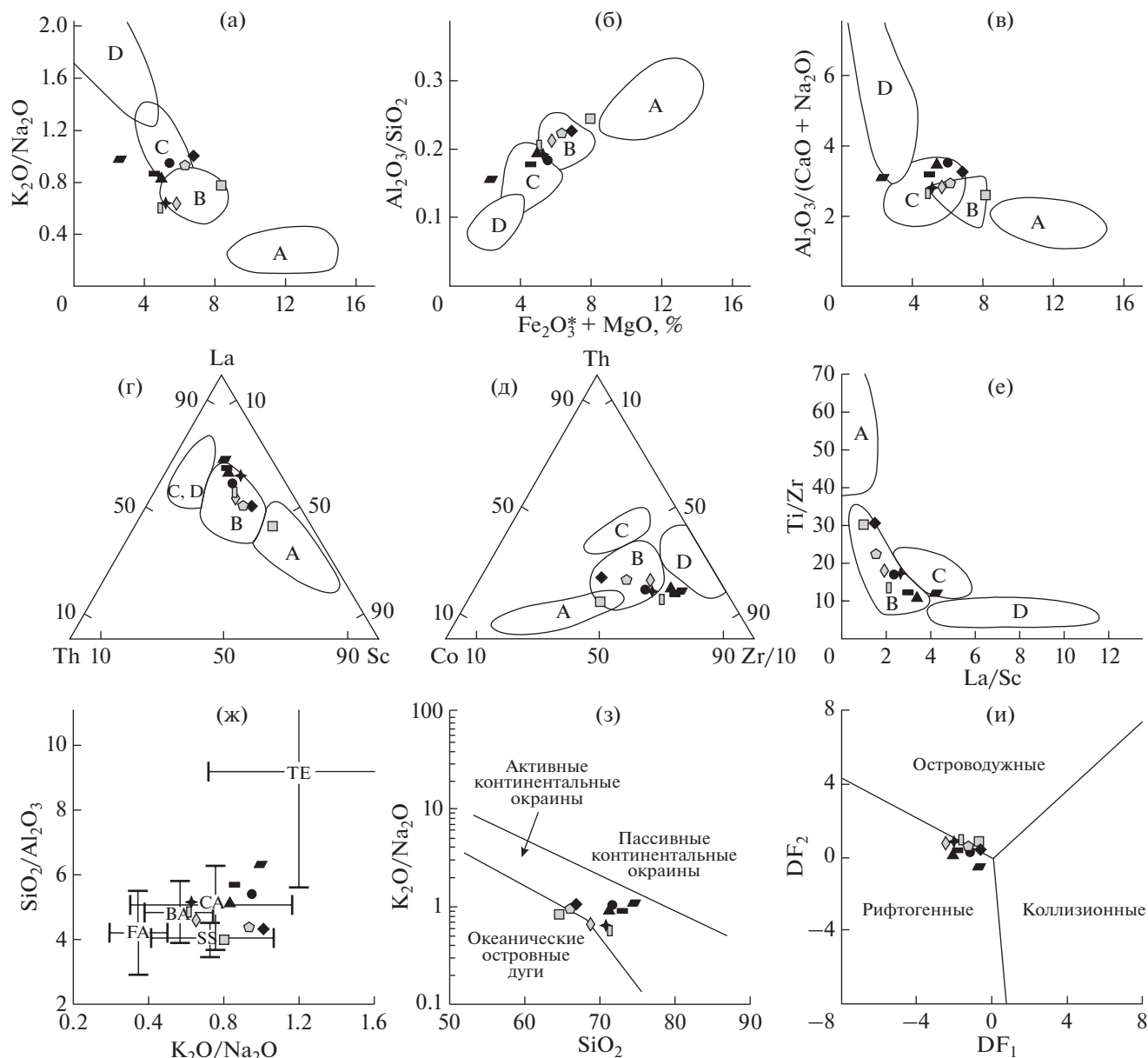


Рис. 8. Палеогеодинамические обстановки формирования меловых отложений Западно-Сахалинского террейна на основании интерпретации геохимических данных.

а–е – типы седиментационных бассейнов [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986]. Поля значений геохимических параметров древних песчаников из бассейнов, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, D – с пассивными континентальными окраинами. $Fe_2O_3^*$ – общее железо; ж – бассейновые обстановки [Maunard et al., 1982].

Пересекающиеся линии – стандартные отклонения от средних составов современных глубоководных песков из бассейнов различных геодинамических обстановок. Аббревиатуры см. рис. 7; з – бассейновые обстановки [Roser, Korsch, 1986]; и – возможные типы геодинамических обстановок для высококремнистых пород DF_1 – DF_2 [Verma, Armstrong-Altrin, 2013].
Условные обозначения см. рис. 4.

ления песчаников из бассейнов различных тектонических обстановок, изученные песчаники попадают либо приближаются к полям осадочных бассейнов, сопряженных с островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре, а также бассейнов активных континентальных

окраин андийского типа, включающих в себя, в понимании ряда авторов [Bhatia, 1983; Maunard et al., 1982; Roser, Korsch, 1986], и окраины, осложненные сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. На диаграмме K_2O/Na_2O – SiO_2/Al_2O_3 [Maunard et al., 1982] (см. рис. 8ж), раз-

деляющей тектонические обстановки самих бассейнов седиментации, песчаники, несмотря на некоторый разброс точек, ближе всего к пескам бассейнов, сопряженных с активными континентальными окраинами, которые осложнены сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам, а также к пескам бассейнов, сопряженных с окраинно-континентальными магматическими дугами. Еще более однозначно обстановки накопления отложений террейна устанавливаются на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ [Roser, Korsch, 1986] (см. рис 8з), на которой большинство точек попадает в поле седиментационных бассейнов активных континентальных окраин, и лишь часть из них смещена в область бассейнов островных дуг. На появившихся в последнее время дискриминантных диаграммах $\text{DF}_1\text{--DF}_2$ для пород с высоким содержанием кремнезема ($\text{SiO}_2 > 63\%$) [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] (см. рис. 8и), фигуративные точки меловых песчаников занимают промежуточное положение между полями островодужных и рифтогенных обстановок, которые, в свою очередь, включают в себя и обстановки, связанные с трансформными границами плит [Маслов и др., 2019; Sengör, 1995; Sengör, Natal'in, 2001].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, для реконструкции геодинамической обстановки формирования меловых отложений Западно-Сахалинского террейна, а также для определения тектонических типов и состава материнских пород вероятных источников питания, были изучены песчаные породы террейна: содержание и количественное соотношение порообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов, химический состав некоторых из них, а также геохимические особенности пород в целом.

В результате проведенных исследований установлено, что по своим минералого-геохимическим параметрам меловые песчаники террейна соответствуют грауваккам и являются петрогенными или “first cycle” породами. Они характеризуются слабой литодинамической переработкой пород источников питания, невысокой степенью зрелости обломочного материала, образовавшегося преимущественно за счет механического разрушения материнских пород как вулканического, островодужного, так и сиалического, континентального, происхождения.

Палеогеодинамическая интерпретация результатов изучения вещественного состава песчаных пород Западно-Сахалинского террейна подтверждает сделанные ранее выводы [Голозубов, 2006; Малиновский, 2018] о том, что в альб-датское время седиментация происходила вдоль гра-

ницы континент–океан в бассейне, связанном с крупномасштабными левосторонними трансформными скольжениями плиты Изагаги относительно Евразийского континента.

В состав области питания, поставившей обломочный материал в седиментационный бассейн террейна, вероятно входило несколько различных источников. Доминирующим источником кластики была сиалическая суша, сложенная гранитно-метаморфическими и древними осадочными породами. Об этом свидетельствуют, в частности, достаточно высокое содержание кварца и кислого плагиоклаза в обломочной части песчаников, резкое преобладание минералов сиалической ассоциации среди обломочных минералов тяжелой фракции, а также химический состав обломочных гранатов. Следующим по значению, или даже равнозначным, источником кластики была зрелая глубоко расчлененная энсиалическая островная дуга. Островодужная природа этого источника устанавливается по граувакковому составу песчаников, присутствию типичных тяжелых минералов островодужной (фемической) ассоциации, химическому составу обломочных клинопироксенов, амфиболов и части хромитов, имеющему островодужные характеристики, и другим геохимическим особенностям изученных пород. Источником материала были вулканические образования дуги. Вскрытые эрозией гранитно-метаморфические породы ее фундамента служили еще одним, дополнительным, источником сиалической кластики. В целом, полученные данные позволяют предполагать, что этой дугой была раннемеловая Монероно–Самаргинская энсиалическая островная дуга, фрагменты которой установлены в хребте Сихотэ–Алинь в виде Кемского террейна [Малиновский и др., 2005]. И, наконец, еще одним, второстепенным, источником фемической кластики были фрагменты домеловых активных окраин, и в первую очередь юрско-раннемеловых аккреционных призм, прослеживающихся в виде практически непрерывной полосы вдоль восточной окраины Азии. В их строении участвовали океанические комплексы, в том числе офиолиты, об этом свидетельствует присутствие среди тяжелых минералов песчаников хромитов, магнетитов, пироксенов и амфиболов, обладающих внутриплитными характеристиками. К альбу – началу накопления отложений террейна эти комплексы были выведены эрозией на поверхность, и в дальнейшем их влияние на процессы осадконакопления в качестве источника вещества, судя по нарастанию вверх по разрезу содержания вышеуказанных минералов, и особенно хромита, заметно увеличивалось, достигнув своего максимума в кайнозойское время [Малиновский, 2021].

Таким образом, область питания для меловых отложений Западно-Сахалинского террейна бы-

ла гетерогенной. Основными источниками обломочного материала являлись гранитно-метаморфические и древние осадочные породы, слагавшие сиалическую сушу, к которым примешивались продукты разрушения раннемеловой окраинно-континентальной Монероно-Самаргинской дуги, а также магматических пород офиолитов, участвовавших в строении аккреционных призм восточной окраины Азии. Сочетание в пределах области питания таких существенно различающихся источников, как краевые части сиалической суши и ранее аккретированные к ней фрагменты островных дуг и участков океанической коры характерно для седиментации в бассейнах, формирование которых связано с обстановками трансформного скольжения литосферных плит, а песчаники с подобной кластикой являются главным ее признаком. Примерами бассейнов этого типа являются бассейны Калифорнийской окраины Америки, а также Журавлевского синдвигового террейна Центрального Сихотэ-Алиня [Малиновский, Голозубов, 2012; Christie-Blick, Biddle, 1985].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 12-05-00119 и 15-05-00857).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / Под ред. Г.Л. Кирилловой. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
- Голозубов В.В., Касаткин С.А., Малиновский А.И. и др. Дислокации меловых и кайнозойских комплексов северной части Западно-Сахалинского террейна // Геотектоника. 2016. № 4. С. 105–120.
- Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское областное книжное изд-во, 2004. 192 с.
- Зябрев С.В. Глубоководная терригенная седиментация в Западно-Сахалинском прогибе // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 1. С. 168–171.
- Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба / Автореф. дисс. ... кандидата геол.-мин. наук. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1992. 25 с.
- Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И. и др. Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2110–2121.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. М.: Недра, 1979. 296 с.
- Малиновский А.И. Вещественный состав островодужных комплексов Дальнего Востока России // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 1. С. 28–44.
- Малиновский А.И. Геохимические особенности и геодинамические обстановки формирования меловых терригенных отложений Западно-Сахалинского террейна // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 2. С. 58–76.
- Малиновский А.И. Палеогеодинамическая реконструкция обстановок кайнозойской седиментации Западно-Сахалинского террейна по вещественному составу терригенных пород // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 1. С. 28–53.
- Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П. и др. Кемский террейн (Восточный Сихотэ-Алинь) – фрагмент раннемеловой островодужной системы восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24. № 6. С. 38–59.
- Малиновский А.И., Маркевич П.В., Тучкова М.И. Тяжелые обломочные минералы терригенных пород как индикаторы геодинамических обстановок в палеобассейнах орогенных областей Востока Азии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. Вып. 8. № 2. С. 97–111.
- Малиновский А.И., Голозубов В.В. Строение, состав и обстановки формирования нижнемеловых отложений Журавлевского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь) // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 4. С. 399–424.
- Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Геосинклинальный литогенез на границе континент–океан. М.: Наука, 1987. 177 с.
- Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
- Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 300 с.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н. и др. Синорогенные псаммиты: основные черты литохимии // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 1. С. 70–96.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Мизенс Г.А. и др. Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления // Геохимия. 2016. № 7. С. 579–595.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Ножкин А.Д. Синрифтовые песчаники и глинистые породы: валовый химический состав и положение на ряде дискриминантных палеогеодинамических диаграмм // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 5. С. 439–465.
- Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-западной Пацифики: соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с. (Труды ГИН. Вып. 434).
- Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.

- Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) / Под ред. З.Н. Пояркова. Л.: Наука, 1987. 196 с.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозой Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
- Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 156 с. (Труды ГИН. Вып. 314).
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тучкова М.И., Маркевич П.В., Крылов К.А. и др. Минералого-петрографический состав и геодинамические условия накопления меловых отложений Пенжинской губы // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 33. С. 197–208.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
- Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновой вулканизм Тихоокеанского комплекса и вопросы систематики меймечитов и коматиитов // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 3–16.
- Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91(6). P. 611–627.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
- Christie-Blick N., Biddle K.T. Deformation and basin formation along strike-slip faults // Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation: Society of economic paleontologists and mineralogists special publication / Eds K.T. Biddle, N. Christie-Blick. 1985. V. 37. P. 1–34.
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.
- Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone composition // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63(12). P. 2164–2182.
- Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London. 1987. V. 144. P. 531–542.
- Fournier M., Jolivet L., Huchon P. et al. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // J. Geoph. Res. 1994. V. 99. № B2. P. 2701–2725.
- Garzanti E., Ando S. Plate tectonics and heavy mineral suites of modern sands // Heavy minerals in use. Developments in sedimentology. V. 58 / Eds M.A. Mange, D.T. Wright. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 741–764.
- Kiminami K., Kumon F., Nishimura T., Shiki T. Chemical composition of sandstones derived from magmatic arcs // Composition and origin of clastic rocks from mobile belts (examples from the Japanese Islands) // Memoirs Geol. Soc. Japan. 1992. № 38. P. 361–372.
- Markevich P.V., Malinovsky A.I., Tuchkova M.I. et al. The use of heavy minerals in determining the provenance and tectonic evolution of Mesozoic and Cenozoic sedimentary basins in the continent – Pacific Ocean transition zone: examples from Sikhote-Alin and Koryak-Kamchatka Regions (Russian Far-East) and Western Pacific // Heavy Minerals in Use. Developments in sedimentology. V. 58 / Eds M.A. Mange, D.T. Wright. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 789–822.
- Marsaglia K.M., Ingersoll R.V. Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: A reassessment of magmatic-arc provenance // Geol. Soc. Amer. Bull. 1992. V. 104. № 10. P. 1637–1649.
- Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins / Ed. J.K. Leggett. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1982. Part 2. P. 551–61.
- Morton A.C., Hallsworth C. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones // Sed. Geol. 1994. V. 90(3/4). P. 241–256.
- Morton A.C., Meinhold G., Howard J.P. et al. A heavy mineral study of sandstones from the eastern Murzuq Basin, Libya: constraints on provenance and stratigraphic correlation // J. African Earth Sci. 2011. V. 61(4). P. 308–330.
- Nechaev V.P. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // Mar. Geol. 1991. V. 97(1–2). P. 167–190.
- Nechaev V.P., Isphording W.C. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate tectonic environments // J. Sed. Petrol. 1993. V. 63(6). P. 1110–1117.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Nisbet E.G., Pearce J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 63. P. 149–160.
- Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. 1986. V. 94(5). P. 635–650.
- Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119–139.
- Sengör A.M.C. Sedimentation and tectonics of fossil rifts // Tectonics of Sedimentary Basins / Eds C.J. Busby, R.V. Ingersoll. Oxford: Blackwell, 1995. P. 53–117.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A. Rifts of the world // Mantle plumes: their Identification through Time / Eds R.E. Ernst, K.L. Buchan // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2001. V. 352. P. 389–482.
- Teraoka Y. Detrital garnets from Paleozoic to Tertiary sandstones in Southwest Japan // Bull. Geol. Sur. of Japan. 2003. V. 54. № 5–6. P. 171–192.
- Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol. 2013. V. 355. P. 117–133.

Material Composition, Power Sources and Geodynamic Settings of Accumulation of Cretaceous Deposits of West Sakhalin Terrane

A. I. Malinovsky*

*Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
prosp. 100-letiya Vladivostoka, 159, Vladivostok, 690022 Russia*

**e-mail: malinovsky@fegi.ru*

The results of the study of the material composition of sandy rocks from the Cretaceous deposits of the West Sakhalin terrane are considered. Studies were carried out with the aim of reconstructing the paleogeodynamic environment of the formation of terrane deposits, as well as determining the tectonic type and composition of rocks of food sources. It has been established that according to the mineral-geochemical parameters, the terrane sandstones correspond to the graywackes, being petrogenic or rocks of the first reburial cycle ("first cycle"). They contain in the composition of the detrital part the products of destruction of both basic and ultrabasic volcanic and granite-metamorphic rocks. The deposits are characterized by a low degree of maturity of clastic material, formed mainly due to mechanical destruction of rocks of food sources, weak lithodynamic processing of the material, and high rate of its burial. Paleogeodynamic interpretation of the obtained data was carried out on the basis of their comparison with the composition of ancient rocks and modern sediments accumulated in known geodynamic situations. The results obtained indicate that in the Cretaceous, sedimentation occurred along the continent – ocean boundary in the basin associated with large-scale left-sided transform slips of the Izanagi Plate relative to the Eurasian continent. The feeding area that supplied clastic material to this basin combined sialic land, composed of granite-metamorphic and sedimentary rocks, a mature deeply dissected ensialic island arc, as well as fragments of accretion prisms of Sikhote-Alin, in the structure of which ophiolites participated.

Keywords: West Sakhalin terrane, Cretaceous, sandstones, material composition, power sources, geodynamic settings.

УДК 551

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА НОВАЯ СИБИРЬ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА, ГРУППА АНЖУ)¹

© 2022 г. В. В. Костылева^а, *, А. В. Моисеев^а, Е. В. Щепетова^а, А. Э. Басилян^а, Б. Г. Голионко^а, П. А. Никольский^а, А. И. Хисамутдинова^а, Н. А. Малышев^б, В. Е. Вержбицкий^б, В. В. Обметко^б, А. А. Бородулин^б

^аГеологический институт РАН, Пыжжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^бПАО «НК «Роснефть», Софийская наб., 26/1, Москва, 117997 Россия

*e-mail: kovikto@yandex.ru

Поступила в редакцию 30.07.2021 г.

После доработки 13.12.2021 г.

Принята к публикации 28.12.2021 г.

Проведено U–Pb (LA-ICP-MS) датирование зерен детритового циркона из верхнемеловых вулканогенно-терригенных отложений острова Новая Сибирь. Датирование показало присутствие в туф-фитах и туфопесчаниках деревянногорской свиты зерен циркона широкого возрастного интервала: от архейских до позднемеловых. Средневзвешенный возраст для самой молодой популяции зерен циркона составляет 88 ± 1.0 млн лет, поэтому нижний предел времени накопления деревянногорской свиты можно ограничить коньякским веком. Перенос терригенного материала происходил с юго-запада и юга на север и северо-восток. Главными источниками обломочного материала для позднемелового осадочного бассейна в районе о. Новая Сибирь были: верхнеюрско-неокомские терригенные толщи Новосибирско-Чукотской складчатой области, разновозрастные структурно-вещественные комплексы Южно-Ануйской покровно-складчатой зоны и северной части Верхояно-Колымской складчатой области, посторогенные апт-нижнеальбские вулканические и плутонические породы, развитые на Ляховских островах и мысе Святой Нос. Второстепенными источниками кластики могли служить триасовые терригенные породы северного Верхоянья. Не исключено поступление части кластогенного материала с западных островов Анжу, вследствие размыва апт-нижнеальбских терригенно-вулканогенных отложений. Позднемеловая популяция зерен циркона связана с синхронным осадконакоплением эксплозивным кислым вулканизмом в Восточной Арктике.

Ключевые слова: верхний мел, детритовый циркон, U–Pb (LA-ICP-MS) датирование, остров Новая Сибирь, Новосибирские острова, Восточная Арктика.

DOI: 10.31857/S0024497X22030041

Архипелаг Новосибирские острова расположен на шельфе Северного Ледовитого океана между морем Лаптевых и Восточно-Сибирским морем и состоит из трех групп остров: Де-Лонга на севере, Анжу в центральной части и Ляховских на юге (рис. 1). В геологическом строении архипелага участвуют в основном интенсивно деформированные палеозойские и мезозойские (до-аптские) осадочные комплексы, которые ныне обнажены среди поля развития кайнозойских отложений. На островах Анжу и Ляховских остро-

вах эти комплексы участвуют в строении Новосибирско-Чукотской орогенной области (см. рис. 1, врезка), которая на юге отделена Южно-Ануйской сутурой от верхнеюрско-неокомского вулканогенного комплекса Святоносской (Ануйско-Святоносской) островной дуги, входящей в состав Верхояно-Колымской складчатой области [Зоненшайн и др., 1990; Тектоника ..., 2001; Соколов, 2010; Соколов и др., 2015; Моисеев и др., 2021].

Менее широко распространены апт-альбские и верхнемеловые вулканогенно-осадочные угленосные комплексы, которые развиты только на островах Анжу и о. Беннетта (см. рис. 1). Апт-альбский угленосный комплекс С.С. Драчев и

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0024497X22030041 для авторизованных пользователей.

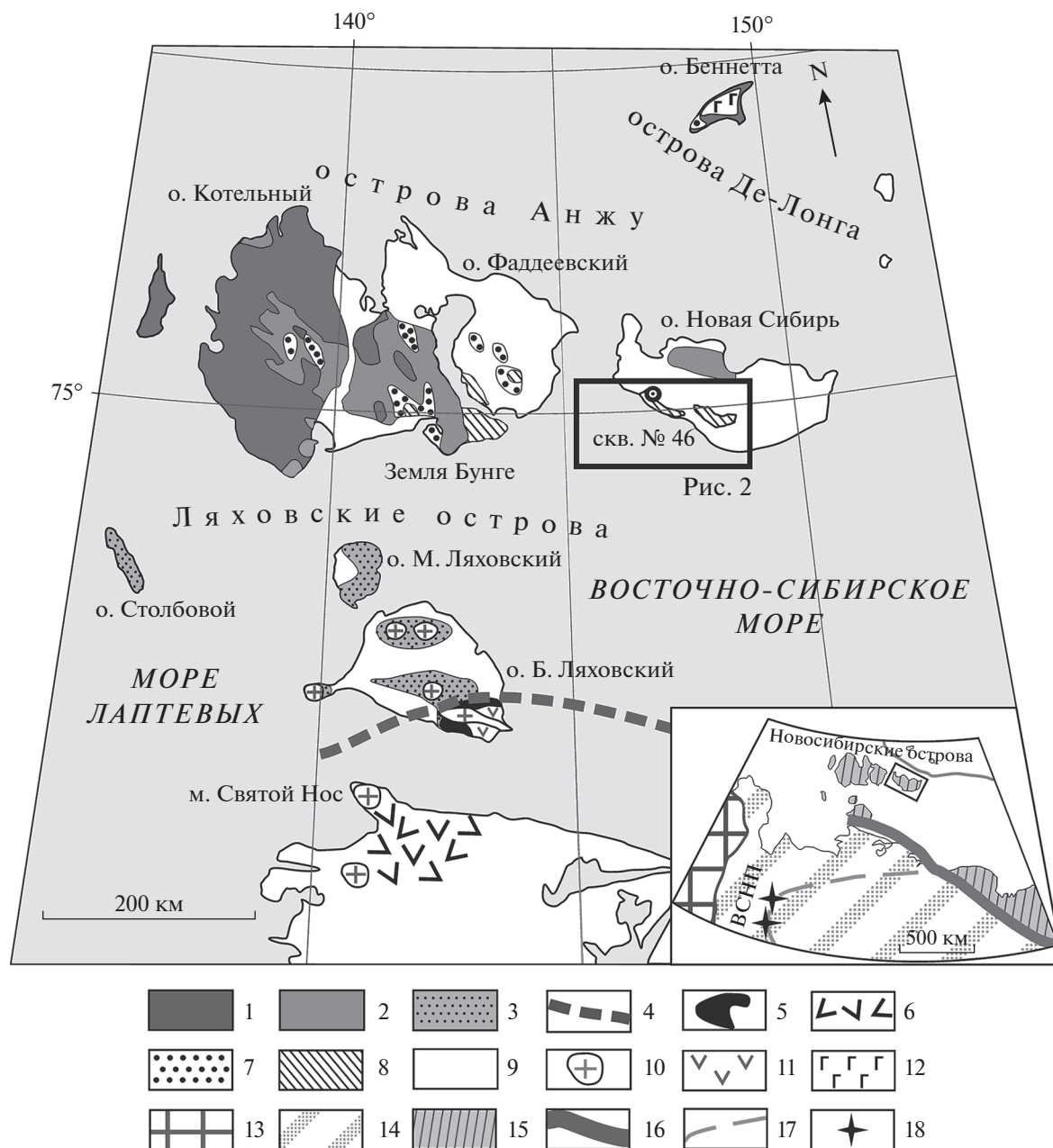


Рис. 1. Региональное положение о. Новая Сибирь и схема распространения докайнозойских осадочных и вулканогенных комплексов на Новосибирских островах (по [Труфанов и др., 1986; Кузьмичев и др., 2006, 2009а, б; Соловьев, Миллер, 2014; Бургуто и др., 2016] с упрощениями).

1–3 – Новосибирско-Чукотская складчатая область: верхнепалеозойский терригенно-карбонатный комплекс; 2 – триасово-юрский терригенный комплекс; 3 – верхнеюрско-неокомовый терригенный комплекс; 4 – северная граница Южно-Анхойской сутуры; 5 – сложнорасчлененные разновозрастные базальт-кремнисто-терригенные толщи в составе Южно-Анхойской покровно-складчатой зоны (сутуры); 6 – верхнеюрско-неокомский Святоносский островодужный комплекс; 7, 8 – посторогенные комплексы осадочного чехла: 7 – апт-нижнеальбский угленосный терригенно-вулканогенный, 8 – верхнемеловой угленосный вулканогенно-терригенный; 9 – палеоген-четвертичные образования; 10–12 – апт-альбские посторогенные магматические комплексы: 10 – гранитоиды, 11 – андезиты, 12 – базальты.

На врезке фрагмент тектонической схемы Северо-Востока Азии (по [Соколов и др., 2015; Акинин и др., 2009] с упрощениями): 13 – Сибирский кратон; 14 – Верхояно-Колымская складчатая область; 15 – Новосибирско-Чукотская складчатая область; 16 – Южно-Анхойская сутура; 17 – Колымский батолитовый пояс; 18 – северная часть Главного батолитового пояса; ВСНП – Верхоянский складчато-надвиговый пояс.

А.В. Прокопьев с соавторами относят к синорогенным образованиям [Драчев и др., 2001; Drachev et al., 2010; Prokoriev et al., 2018], другие геологи связывают накопление угленосных толщ в конце раннего мела и в позднем мелу с посторогенным растяжением в рассматриваемом регионе [Малышев и др., 2010а, 2010б; Кузьмичев и др., 2009б; Kuzmichev, 2009; Соколов и др., 2015; Niskishin et al., 2017, 2019; Никишин и др., 2019]. По результатам интерпретации сейсмических разрезов на прилегающем к Новосибирским островам шельфе, потенциально нефтегазоматеринские осадочные комплексы апт-альбского и позднемелового возраста могут иметь довольно широкое распространение [Косько, 2013; Попова и др., 2018; Иванов, 2002; Секретов, 2002; Drachev et al., 2010; Алексеев и др., 2011]. Глубокое бурение в Восточно-Арктических морях не проводилось, поэтому для прогноза залежей углеводородов на шельфе ключевыми объектами являются естественные обнажения угленосных толщ на Новосибирских островах.

Апт-альбские терригенные угленосные прибрежно-континентальные отложения, содержащие риолитовые туфы и игнимбриты, исследованы детально на о. Котельном [Непомилуев и др., 1979; Косько и др., 1985, 2013; Кузьмичев и др., 2009б, 2018; Никитенко и др., 2017; Prokoriev et al., 2018]. В работах А.Б. Кузьмичева с соавторами проведен анализ источников терригенного материала и установлено направление его транспортировки с юга на север от Верхояно-Колымской складчатой области в сторону Арктического океана [Кузьмичев и др., 2018]. Изученность верхнемеловых вулканогенно-терригенных угленосных образований, развитых на восточных островах группы Анжу, более слабая. Основные сведения о строении верхнемеловых толщ, их составе и генезисе были получены в результате среднемасштабной геологической съемки (1974–1976 гг.). На Земле Бунге, островах Фаддеевский и Новая Сибирь выделены сеноман-туронская бунгинская свита и туронская деревянногорская свита [Труфанов и др., 1979, 1986].

Бунгинская свита вскрыта несколькими картировочными скважинами и сложена слаболитифицированными вулканогенно-терригенными континентальными угленосными отложениями, мощностью до 170 м, залегающими на риолитах нижнего альба [Труфанов и др., 1979, 1986; Kos'ko, Trufanov, 2002; Косько и др., 2013]. Возраст свиты был определен по остаткам ископаемой флоры и спорово-пыльцевым комплексам [Труфанов и др., 1979, 1986]. Деревянногорская свита распространена только на о. Новая Сибирь

[Труфанов и др., 1979, 1986]. Она вскрыта одной картировочной скважиной № 46 и была установлена в естественных выходах на дневную поверхность (см. рис. 1). По результатам бурения мощность деревянногорской свиты составляет 110 м [Труфанов и др., 1986; Kos'ko, Trufanov, 2002]. Деревянногорская свита согласно залегает на бунгинской свите и сложена рыхлыми или вязкими, реже литифицированными вулканогенно-терригенными угленосными прибрежно-континентальными отложениями [Иванов, Яшин, 1959; Клубов, 1976; Труфанов и др., 1986; Алексеев и др., 2011]. Возраст свиты был принят как туронский по результатам изучения богатого комплекса ископаемой флоры и палинологическим данным [Труфанов и др., 1986]. В это же время Н.М. Бондаренко, изучая спорово-пыльцевые комплексы деревянногорской свиты в скв. № 46, пришла к выводу об их позднетуронско-коньякском возрасте [Бондаренко, 1983]. Последующие исследования ископаемой флоры из коллекций разных лет подтвердили ее близость с туронскими (возможно турон-коньякскими) флорами Северо-Востока Азии и Северной Аляски [Герман, Spicer, 1994; Герман и др., 2010, 2019].

В 2016 г. на о. Новая Сибирь в рамках совместного проекта с ПАО “НК “Роснефть” ГИН РАН были проведены научно-исследовательские работы, включавшие отбор проб для U–Pb датирования зерен детритового циркона из вулканогенно-терригенной деревянногорской свиты. Полученные данные позволили уточнить нижний предел времени накопления свиты, а также реконструировать источники кластогенного материала для позднемелового осадочного бассейна в районе о. Новая Сибирь.

ДЕРЕВЯННОГОРСКАЯ СВИТА В ЕСТЕСТВЕННЫХ ОБНАЖЕНИЯХ

Деревянногорская свита развита в двух районах на юго-западе о. Новая Сибирь: на мысе Утес Деревянных Гор и в междуречье Малой Средней и Топографической, правых притоков р. Средняя (рис. 2).

Свита несогласно перекрыта нижне-среднеоплейстоценовыми отложениями, вместе с которыми интенсивно деформирована с образованием складчато-надвигового сооружения, возвышающегося над уровнем моря на 76 м в районе мыса Утес Деревянных Гор [Труфанов и др., 1986; Kos'ko, Trufanov, 2002; Данукалова, Кузьмичев, 2014; Голионко и др., 2019]. Складки и надвиги имеют преимущественно северо-западное простирание и юго-западную вергентность (см. рис. 2). Дан-

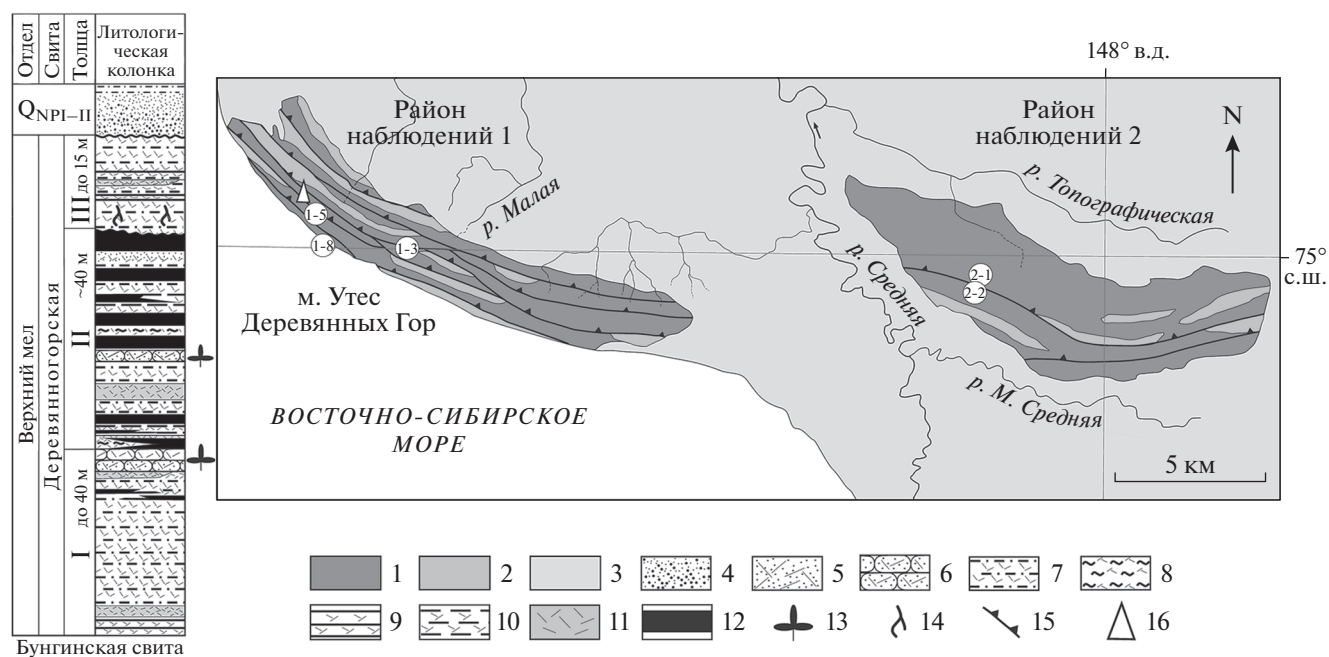


Рис. 2. Схематическая геологическая карта юго-западной части о. Новая Сибирь (по [Труфанов и др., 1986] с упрощениями) и сводный разрез деревянногорской свиты на м. Утес Деревянных Гор (по наблюдениям авторов).

1 – верхнемеловые отложения; 2 – нижне-среднеплейстоценовые отложения; 3 – верхнеплейстоценовые и современные отложения; 4 – пески; 5 – туфогенные пески, псаммитовые туффиты нелитифицированные; 6 – туфопесчаники и псаммитовые туффиты литифицированные; 7 – туфогенные алевроиты, туффиты алевроитовые нелитифицированные; 8 – туфоалевролиты и алевроитовые туффиты литифицированные; 9 – туфогенные глины и пелитовые туффиты нелитифицированные; 10 – туфогенные аргиллитоподобные глины и пелитовые туффиты литифицированные; 11 – риолитовые пеплы; 12 – бурые угли; 13 – остатки ископаемой флоры; 14 – остатки корневых систем ископаемых растений; 15 – надвиги; 16 – наивысшая точка острова (76 м над уровнем моря), береговой обрыв. Цифрами в кружках показаны точки наблюдения.

ные структуры представляют собой гляциодислокации [Данукалова, Кузьмичев, 2014; Голионко и др., 2019]. Вкрест простирания структур в надвиговых пластинах наблюдается неоднократное повторение различных частей разреза деревянногорской свиты.

Мыс Утес Деревянных Гор (район наблюдений 1)

На мысе Утес Деревянных Гор обнаженность пород в береговых обрывах и долинах ручьев удовлетворительная и хорошая. Это позволило составить разрез, в котором представлены три литологически различные толщи общей видимой мощностью около 90–95 м (см. рис. 2).

Нижняя толща (видимая мощность около 35 м) обнажена главным образом в основании береговых обрывов (рис. 3а); неполный ее разрез также установлен нами в ряде фронтальных надвиговых пластин. Толща сложена зеленоватыми и бурыми алевроитовыми и пелитовыми нелитифицированными туффитами и туфогенными отложениями. В разрезе толщи наблюдаются два маломощных прослоя бурого угля и два прослоя зеленого пели-

тового риолитового пепла, мощностью до 1 м. В кровле толщи залегают светло-серые разнотельные литифицированные туффиты и туфопесчаники, которые образуют выдержанный по простиранию надвиговых пластин слой, мощностью до 4 м (см. рис. 3а). Слой содержит обломки углефицированных стволов деревьев и многочисленные отпечатки листьев, подробно исследованных А.Б. Германом [Герман и др., 2019]. В изученных обнажениях толща не показывает каких-либо существенных фациальных изменений и представлена, вероятно, отложениями верхней части аллювиально-дельтовой равнины. Флороносный слой опробован на U–Pb датирование зерен детритового циркона в береговом обрыве (точка наблюдения 1–8, проба NS1-8-1) (см. рис. 2, 3а, рис. 4). Координаты отобранной пробы приведены в табл. 1.

Средняя толща (видимая мощность 35–40 м) также обнажена в береговых обрывах, где она надстраивает нижнюю толщу без признаков перерыва. Разрез представлен серией угленосных циклитов с мощностью буроугольных пластов до 7 м. Фрагменты средней толщи обнажены также в



Рис. 3. Обнажения деревянногорской свиты в районе мыс Утес Деревянных Гор.

а – туффит псефитово-псаммитовый флороносный, верхи нижней толщи I и ее контакт с угольным пластом средней толщи II; б – туффит псефитово-псаммитовый с отпечатками ископаемой листовой флоры и обломками углефицированной древесины на поверхности напластования (проба NS1-8-1); в – слой туфопесчаника разномерного, верхи средней толщи II; г – туфопесчаник с обломком углефицированного древесного ствола в подошве слоя (проба NS1-3-5); д – надвиговая пластина, “бронирующая” береговой обрыв, сложенная переслаиванием туфоалевролитов и туфопесчаников (проба NS1-5-10). Римскими цифрами обозначены толщи, красной линией – надвиг.

ряде надвиговых пластин в различных частях Деревянных Гор.

Вблизи наивысшей точки острова (см. рис. 2) в верхних надвиговых пластинах угленосные циклиты сложены бурыми и бежево-светло-серыми алевритами, реже песками и глинами с не-

значительной примесью (до 10%) сингенетического пирокластического материала. По-видимому, толщина здесь представлена отложениями нижней, периодически заливавшейся морем части прибрежной равнины, что подтверждено единичными находками позднемиоценовых фораминифер

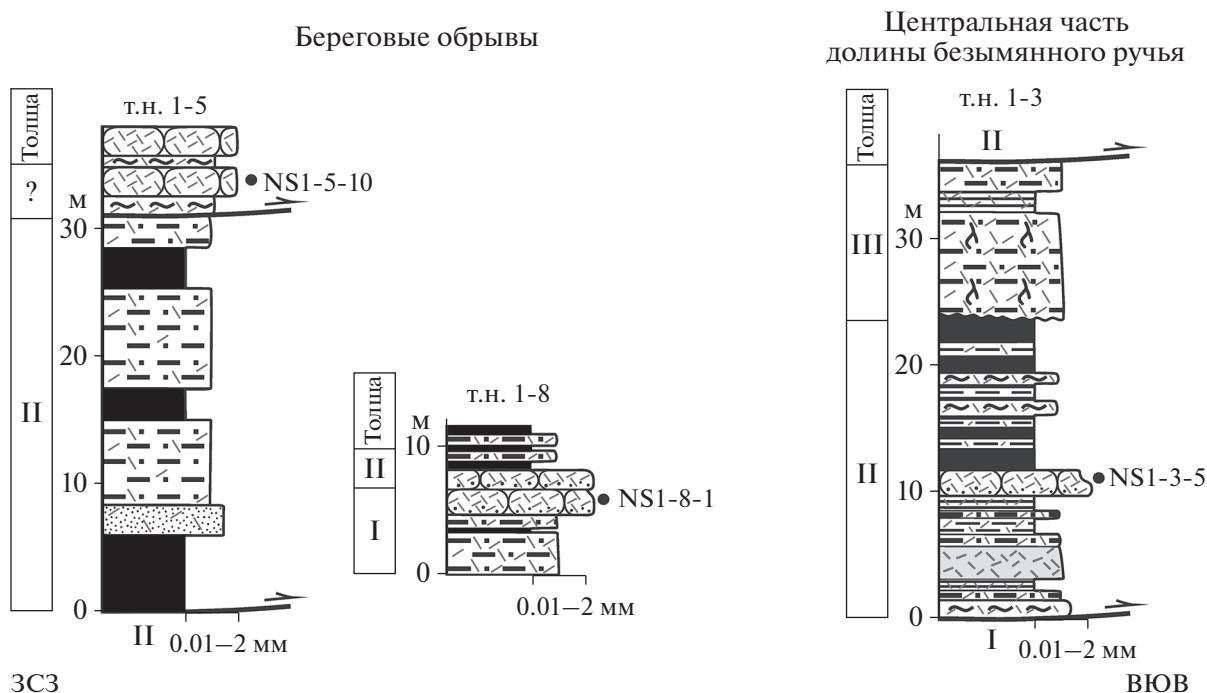


Рис. 4. Строение изученных разрезов деревянногорской свиты в районе мыса Утес Деревянных Гор (район наблюдений 1).
Условные обозначения см. рис. 2.

(определения В.Н. Беньямовского) *Hedbergella cf. holzli* (Hagn.) и *Globigerinelloides cf. asper* (Ehrenb.).

В нескольких километрах юго-восточнее наивысшей точки острова, средняя толща представлена отложениями верхней части аллювиально-дельтовой равнины, которая, вероятно, не подвергалась воздействию морских процессов. В составе угленосных циклитов здесь преобладают туффиты и туфогенные отложения, среди которых залегает слой тонкозернистого витрокластического риолитового пепла [Kostyleva et al., 2019]. Средняя толща была детально изучена именно на этом

участке (см. рис. 2), в долине безымянного ручья, где в направлении с северо-востока на юго-запад вкрест простирания гляциотектонических структур выделено шесть надвиговых пластин [Голионко и др., 2019]. В центре долины ручья, в нескольких пластинах нами установлено повторение разреза верхов толщи. Вмещающие угольные пласты отложения представлены преимущественно коричневыми и темно-серыми алевритовыми и пелитовыми туффитами, туфоалевритами и туфопелитами, а также их литифицированными разностями. В нижней части последовательности залегает

Таблица 1. Координаты мест отбора проб из разрезов деревянногорской свиты

№	№ т.н.	Проба	Толща	Порода	Координаты	
					с.ш.	в.д.
<i>Мыс Утес Деревянных Гор, район наблюдений 1</i>						
1	1-3	NS1-3-5	II	Туфопесчаник	75°00.136'	147°12.114'
2	1-5	NS1-5-10	?	Туфопесчаник	75°00.755'	147°06.466'
3	1-8	NS1-8-1	I	Туффит псефитово-псаммитовый	75°00.141'	147°09.226'
<i>Междуречье Малой Средней и Топографической, район наблюдений 2</i>						
4	2-1	NS2-1-1	?	Туфопесчаник	74°59.446'	147°52.717'
5	2-2	NS2-1-5	?	Туфопесчаник	74°59.437'	147°52.724'

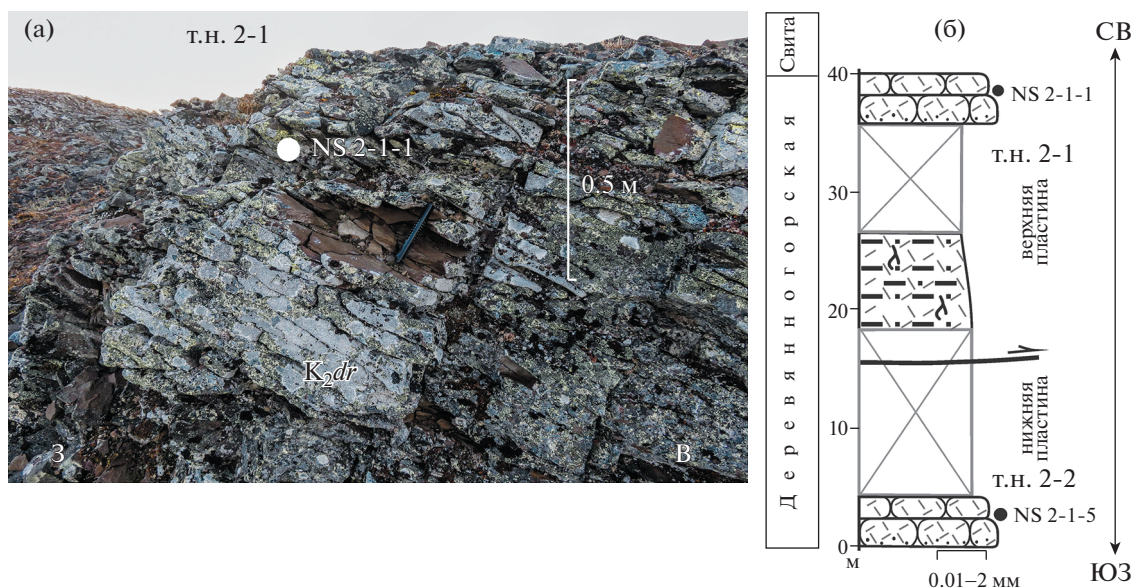


Рис. 5. Деревяннoгорская свита в междуречье Малой Средней и Топографической. а – обнажение туфопесчаника верхней надвиговой пластины (точка наблюдения 2-1), б – строение разреза деревяннoгорской свиты в точках наблюдения 2-1, 2-2. Условные обозначения см. рис. 2.

слой литифицированных светло-серых разнозернистых туффитов и туфопесчаников, с линзами и прослоями, насыщенными углефицированными остатками ископаемых растений. На поверхностях напластования изредка можно встретить отпечатки листовой флоры, аналогичной флоре из нижней толщи [Герман и др., 2019]. Иногда в подошве слоя присутствуют крупные фрагменты углефицированных стволов деревьев (см. рис. 3б). Этот слой был опробован на U–Pb датирование зерен детритового циркона в одной из надвиговых пластин (точка наблюдения 1-3, проба NS1-3-5) (см. рис. 3б, 4, табл. 1).

Верхняя толща (максимальная видимая мощность 15 м) обнажена фрагментарно в центральной части береговых обрывов и представлена в составе некоторых надвиговых пластин на северо-западе и юго-востоке Деревяннoгорских Гор. Толща сложена преимущественно нелитифицированными светло-серыми или бежевыми алевроитовыми туффитами с прослоями туфогенных темно-коричневых углистых глин и содержит невыдержанный маломощный прослой светло-зеленого пелитового риолитового пепла. В отложениях часто наблюдаются единичные или множественные остатки корневых систем ископаемых растений. Пробы для датирования зерен детритового циркона из верхней толщи нами не отбирались.

Вблизи наивысшей точки острова была также отобрана проба туфопесчаника (см. рис. 2) из

верхней, “бронирующей” береговой обрыв, надвиговой пластины видимой мощностью до 8 м (точка наблюдения 1-5, проба NS1-5-10) (см. рис. 3в, 4, табл. 1). Пластина сложена переслаиванием серых туфоалевролитов и средне-мелкозернистых туфопесчаников; их принадлежность к какой-либо толще деревяннoгорской свиты не установлена.

Междуречье Малой Средней и Топографической (район наблюдений 2)

В междуречье Малой Средней и Топографической из-за плохой обнаженности были изучены только фрагменты верхнемелового разреза в двух надвиговых пластинах, имеющих северо-западное простирание (см. рис. 2). В рельефе выходы деревяннoгорской свиты здесь образуют невысокие гряды, “бронированные” серыми мелко-среднезернистыми и разнозернистыми массивными туфогенными песчаниками, видимой мощностью до 4 м (рис. 5), представляющими собой, по-видимому, отложения внутридельтовых русловых каналов. В протяженных высыпках также встречаются светло-серые рыхлые алевроитовые туффиты с остатками корневых систем ископаемых растений.

Из туфогенных песчаников обеих надвиговых пластин отобраны пробы для U–Pb датирования зерен детритового циркона (точки наблюдения 2-1, 2-2, пробы NS2-1-1, NS2-1-5) (см. рис. 5б, табл. 1).

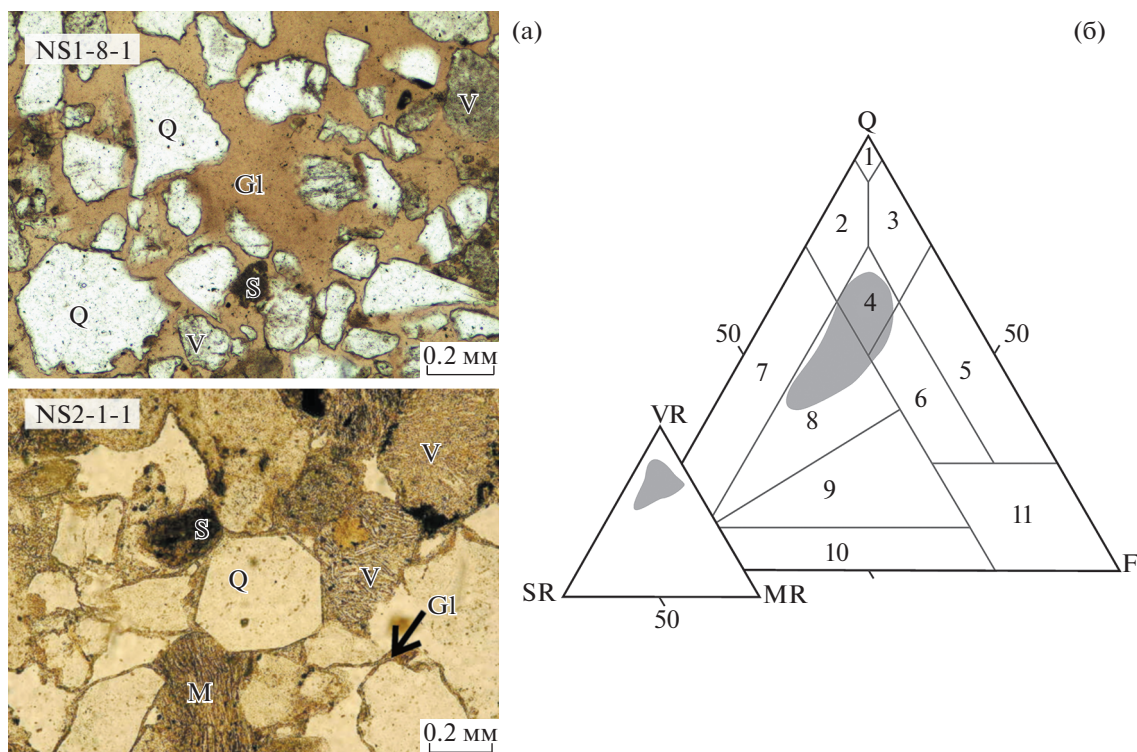


Рис. 6. Микрофотографии шлифов в проходящем свете (а) и петрографический состав (б) псефитово-псаммитовых туффитов и туфогенных песчаников деревянногорской свиты.

Q – кристаллокласты кварца, F – полевые шпаты, R – обломки пород: V – вулканогенных, S – осадочных и метасадочных, M – метаморфических; G1 – стекловатый цемент. Классификационные поля составов песчаников на диаграмме В.Д. Шутова [Граувакки ..., 1972]: 1 – мономиктовые кварцевые, 2 – кремнекlastитокварцевые, 3 – полевошпат-кварцевые, 4 – мезомиктовые кварцевые, 5 – аркозы, 6 – граувакковые аркозы, 7 – кварцевые граувакки, 8 – полевошпат-кварцевые граувакки, 9 – кварц-полевошпатовые граувакки, 10 – полевошпатовые граувакки, 11 – преимущественно пирокластические отложения.

Петрографическая характеристика опробованных отложений

В обоих районах наблюдения псефитово-псаммитовые туффиты и туфогенные песчаники имеют низкую степень структурной зрелости. Сортировка отсутствует или плохая, окатанность кластогенного материала различная (рис. 6а). Преобладают неокатанные угловатые зерна, но встречено и значительное количество полуокатанных со сглаженными углами кристаллокластов кварца, полевых шпатов и обломков пород, вероятно, претерпевших не менее одного цикла переотложения.

В соответствии с классификацией В.Д. Шутова [Граувакки ..., 1972], псефитово-псаммитовые туффиты и туфогенные песчаники имеют преимущественно кварцевый мезомиктовый состав или относятся к полевошпатово-кварцевым грауваккам и граувакковым аркозам с высоким содержанием кластогенного кварца (см. рис. 6б). Среди обломочного кварца (по классификации типов структурных дефектов [Симанович, 1978]) пре-

обладают зерна метаморфического генезиса: поликристаллические, с волнистым, реже блочным погасанием. Встречаются также зерна кварца, насыщенные включениями игольчатого рутила и включениями минералообразующей среды (кварц молодых гранитоидов и гидротермальный соответственно, по [Симанович, 1978]). Некоторые зерна монокристаллического кварца резорбированы (вулканогенный кварц?). Полевые шпаты представлены альбитом, ортоклазом и микроклином, реже андезином. Обломки пород по составу и происхождению весьма разнообразны. Значительная их часть представлена магматическими породами, среди которых преобладают кислые вулканы с микрофельзитовой структурой. Присутствуют также обломки гранитоидов в виде полевошпатово-кварцевых микросростков, а также, по-видимому, обломки базальтов, которые распознаются по многочисленным лейстам плагиоклаза, заключенным в тонкозернистую хлоритизированную или ожелезненную массу. Обломки осадочных пород представлены алевролитами и черными аргиллитами, реже кремнями. Иногда

Таблица 2. Доля (%) популяций разновозрастных зерен детритового циркона из туффигов и туфопесчаников деревянногорской свиты

№ пробы	Толща	Кол-во принятых в расчет зерен	Поздний мел	Ранний мел	Поздняя юра— ранний мел	Поздний карбон— триас	Мезопротерозой— ранний карбон	Палеопротерозой	Архей
			80—100 млн лет	100—120 млн лет	120—160 млн лет	220—320 млн лет	320—1600 млн лет	1630—2500 млн лет	2500—2900 млн лет
<i>Мыс Утес Деревянные Горы, район наблюдений 1</i>									
NS1-8-1	I	106	2	24	4	19	0	44	7
NS1-3-5	II	110	0	23	4	10	4	51	8
NS1-5-10	?	98	3	10	0	23	15	35	14
<i>Междуречье Малой Средней и Топографической, район наблюдений 2</i>									
NS2-1-1	?	99	9	16	6	17	2	45	5
NS2-1-5	?	108	13	14	3	22	3	34	11

наблюдаются обломки метаалевролитов, слюдисто-кварцевых и глинистых сланцев. Кроме того, встречаются черепки девитрифицированного пемзовидного кислого стекла, отнесенные нами к эпикластам, а также интракласты пелитовых и алевритовых туффигов. Обломки измененного биотита и мелкие чешуйки светлой слюды редки. Цементом пород служит прозрачное, практически изотропное риолитовое стекло, аналогичное по составу витрокластам из пеплового просоя в средней толще [Kostyleva et al., 2019]. Количество стекловатого цемента иногда достигает 50% площади шлифов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе полевых работ был проведен отбор проб (массой 5 кг) псефитово-псаммитовых и псаммитовых разностей вулканогенно-терригенных отложений, из которых в Группе технологической обработки пород (ГИН РАН) были выделены монофракции зерен детритового циркона с использованием стандартных методик плотностной и магнитной сепарации (<http://ftlab.ginras.ru/metodika.htm>).

U–Pb LA-ICP-MS датирование было выполнено под руководством П.Б. О’Салливана с использованием оборудования Геоаналитической лаборатории Школы наук о Земле и окружающей среде Вашингтонского государственного университета, г. Пуллман, штат Вашингтон, США. Методика изложена в работах [Bradley et al., 2007;

Hults et al., 2013; Moore et al., 2015]. Для каждой пробы были проведены измерения 110 произвольно выбранных зерен цирконов. Данные изотопных измерений приведены в табл. (Приложение). Для зерен старше 1.4 млрд лет, были использованы $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ измеренные возрасты, для зерен моложе 1.4 млрд лет – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты. В расчет принимались зерна с конкордантностью не ниже 90%, зерна моложе 600 млн лет были приняты все без исключения. Гистограммы и кривые плотности вероятности (рис. 7) построены в программе Isoplot/Ex 4.15 [Ludwing, 2003]. Диаграмма “Th/U– U–Pb возраст” для изученных зерен детритового циркона (рис. 8) построена в соответствии с методическими указаниями [Kirkland et al., 2015; Романюк и др., 2018]. Кривые плотности вероятности (рис. 9) построены с помощью макросов для Excel, написанных в Центре Лазергеохрон Аризонского университета, США [Gehrels, 2009].

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Распределение возрастов зерен детритового циркона в пробах туффигов и туфогенных отложений, отобранных на мысе Утес Деревянных Гор и в междуречье Малой Средней и Топографической, в целом сходное (табл. 2). Гистограммы распределения возрастов зерен детритового циркона и кривые плотности вероятности показаны на рис. 7.

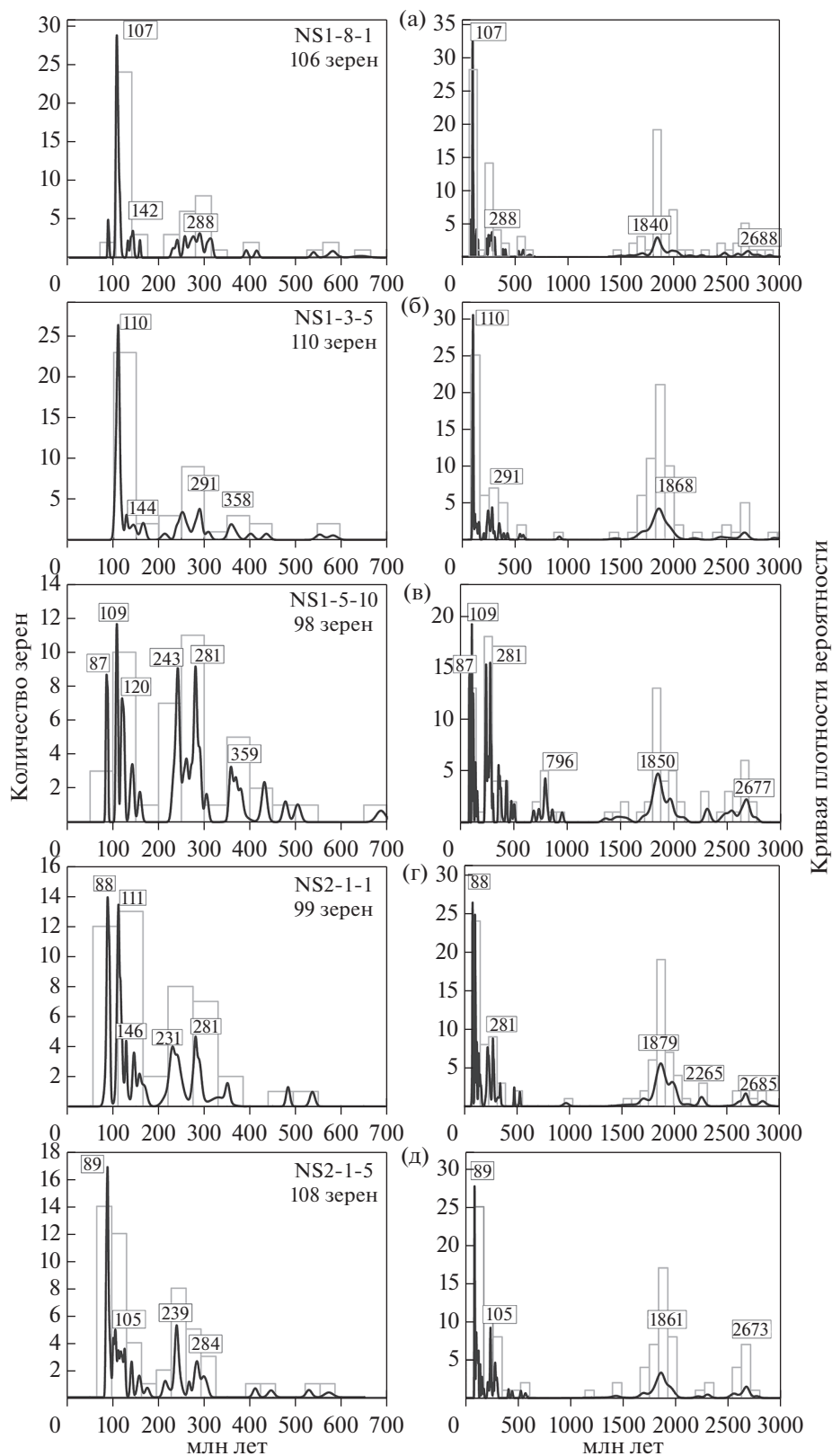


Рис. 7. Гистограммы и кривые плотности вероятности возрастов зерен детритового циркона из туффигов и туфопесчаников деревянногорской свиты.

а, б – мыс Утес Деревянных Гор: а – нижняя толща I, б – средняя толща II; в – надвиговая пластина, “бронирующая” береговой обрыв; г, д – междуречье Малой Средней и Топографической.

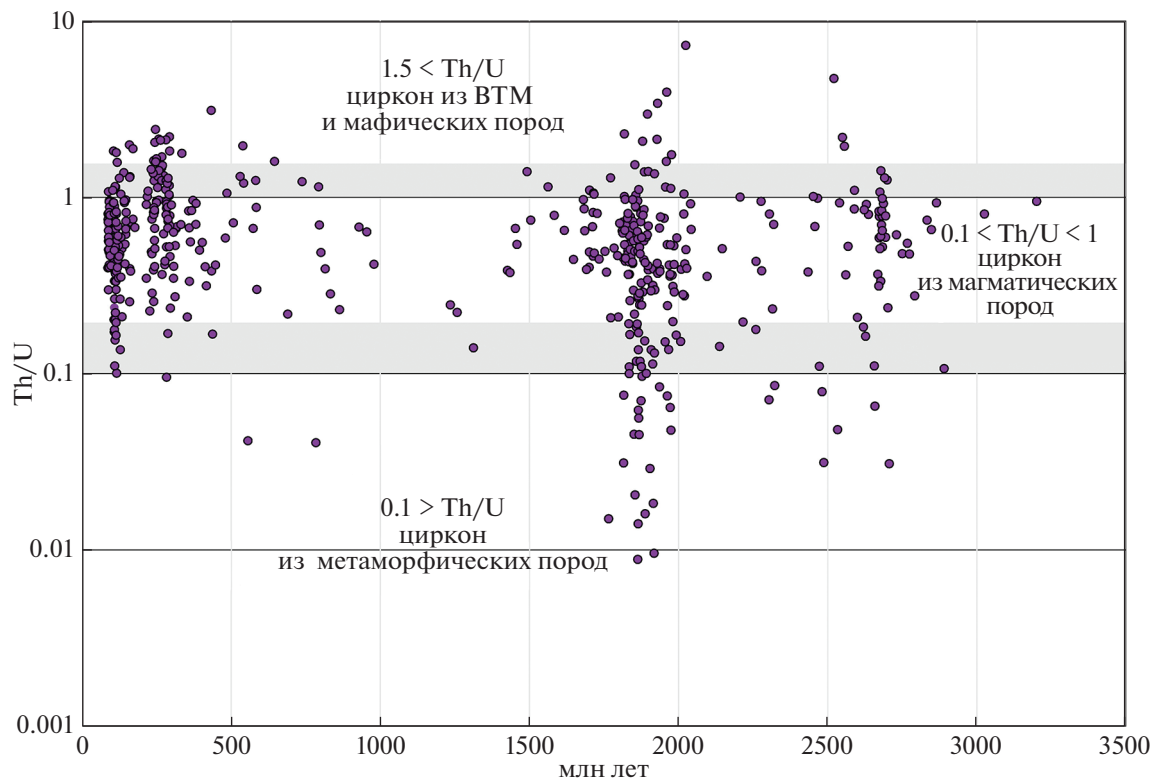


Рис. 8. Диаграмма “Th/U – U–Pb возраст” для изученных зерен детритового циркона из туффилов и туфопесчаников деревянногорской свиты. Светло-серые полосы показывают пограничные значения для цирконов из различных пород, по [Kirkland et al., 2015; Романюк и др., 2018]. ВТМ – породы, подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму.

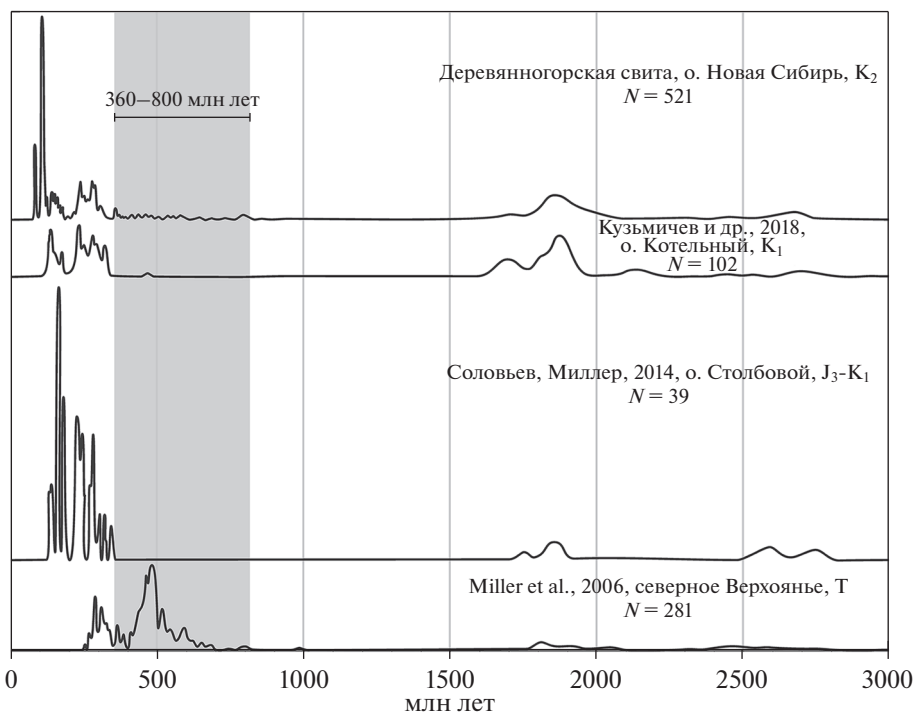


Рис. 9. Кривые плотности вероятности распределения U–Pb возрастов зерен детритового циркона деревянногорской свиты и мезозойских песчаников смежных районов. N – количество конкордантных датировок.

На мысе Утес Деревянных Гор в туффитах и туфопесчаниках архейские цирконы (2200–2900 млн лет) составляют от 7 до 14% всех датированных зерен циркона, с максимумами возрастов ~ 2688, 2677 млн лет. Зерна циркона палеопротерозойского возраста (1630–2500 млн лет) составляют наиболее значимую долю датированных зерен с приемлемой степенью дискордантности – от 35 до 51%; популяция имеет возраст ~ 1860 млн лет. Доля зерен циркона с мезо-неопротерозойскими и раннепалеозойскими возрастными (1600–320 млн лет) колеблется. В туффитах нижней толщи (проба NS1-8-1) зерна циркона этого возрастного интервала отсутствуют. В туфопесчаниках средней толщи (проба NS1-3-5) и верхней, “бронирующей” береговой обрыв, надвиговой пластины (проба NS1-5-10) доля зерен циркона с такими возрастными составляет 4 и 15% соответственно. Значения возраста датированных зерен сгруппированы в два отчетливых пика ~ 796, 360 млн лет. Зерна циркона с позднепалеозойскими и раннемезозойскими возрастными (320–220 млн лет) составляют 10–23% всех датированных зерен, формируют два пика ~ 260, 290 млн лет. Зерна циркона ранне-среднеюрского возраста отсутствуют. Доля позднеюрских-раннемеловых (160–120 млн лет) зерен циркона незначительна и не превышает 4%; пик возраста ~ 140 млн лет. Зерна циркона апт-альбского возраста (120–100 млн лет) выявлены в значительном количестве – от 12 до 33%, формируют отчетливый пик ~ 110 млн лет. В пробах NS1-8-1 и NS1-5-10 также диагностированы зерна циркона позднемелового возраста (100–80 млн лет), в количестве 2 и 3 зерен соответственно, с пиком 87 млн лет.

В междуречье Малой Средней и Топографической в пробах из туфопесчаников NS2-1-1 и NS2-1-5 зерна циркона архейского возраста составляют 5–11%, образуют два отчетливых пика ~ 2850, 2680 млн лет (см. рис. 7г, д). Палеопротерозойские зерна циркона содержатся в значительном количестве – 34–45%. Цирконы из данной популяции образуют пики ~ 1700, 1870, 2265 млн лет. Зерна циркона с мезо-неопротерозойскими и раннепалеозойскими возрастными единичны. Популяция зерен циркона с позднепалеозойскими и раннемезозойскими возрастными кристаллизации составляет 22%, формируя пики 239, 281 и 284 млн лет. Ранне-среднеюрские зерна циркона присутствуют по одному в каждой пробе. Позднеюрско-неокомские цирконы установлены в малом количестве, не более 6%. Апт-альбская популяция составляет 14–16%, с пиками ~ 116, 111, 100 млн лет. Самая молодая позднемеловая популяция – 9–13% – представлена зернами циркона

с возрастными кристаллизации 100–80 млн лет, образуя пик 88–89 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В обоих районах наблюдения псефитово-псаммитовые туффиты и туфогенные песчаники деревянногорской свиты имеют сходный состав породообразующих терригенных компонентов, что свидетельствует об единых источниках сноса для позднемелового осадочного бассейна. Низкая структурная зрелость терригенного материала, очевидно, является следствием недалекого его переноса до области седиментации, а разнообразный состав кластогенных компонентов позволяет предполагать развитие метаморфических, магматических (интрузивных, эффузивных, эксплозивных), метаосадочных и терригенных комплексов пород в составе питающих провинций позднемелового бассейна седиментации. Как предполагаемые источники терригенного материала, вблизи о. Новая Сибирь такие комплексы участвуют в строении северной части Верхояно-Колымской складчатой области, Южно-Ануйской покровно-складчатой зоны и южной части Новосибирско-Чукотской складчатой области (см. рис. 1). На западных островах Анжу также распространены нижнемеловые терригенно-вулканогенные породы, вмещающие кислые эффузивы, игнимбриты и туфы (см. рис. 1). Отсутствие в деревянногорских отложениях литокластов известняков не предполагает участия в позднемеловом седиментогенезе палеозойских и более древних карбонатных толщ.

В пробах из деревянногорской свиты присутствуют зерна детритового циркона широкого возрастного диапазона. Спектры возрастов, установленные в пробах из разных частей разреза свиты похожи (см. табл. 2, рис. 7), что так же, как и результаты петрографического анализа, указывает на общие источники терригенного материала.

Архейская и палеопротерозойская популяции преобладают в общем распределении возрастов зерен циркона во всех изученных пробах. Эти возрасты зерен циркона характерны для кристаллического фундамента Сибирской платформы [Rosen, 2002; Соловьев, Миллер, 2014, Vereshchagin et al., 2018]. На возможное участие в позднемеловом седиментогенезе метаморфических пород указывают и высокие Th/U значения в зернах циркона отмеченного возрастного интервала (см. табл. (Приложение), рис. 8). Но наиболее вероятна рециклинговая природа древней популяции детритового циркона в деревянногорской свите. Например, в верхнеюрско-неокомских деформированных турбидитовых толщах Ляховских ост-

ровов (см. рис. 1), зерна циркона с архейскими и палеопротерозойскими возрастами также преобладают (более 60% всех датированных зерен) (см. рис. 9) [Соловьев, Миллер, 2014]. По-видимому, обилие обломочного кварца метаморфического генезиса в туффитах и туфогенных песчаниках деревянногорской свиты также можно объяснить переотложением из более древних терригенных комплексов. Так, в граувакковых песчаниках верхнеюрско-раннемелового возраста на о. Большой Ляховский установлено преобладание метаморфогенного обломочного кварца среди кварцевой кластики [Кузьмичев и др., 2006].

Как видно на диаграммах распределения возрастов зерен детритового циркона (см. рис. 7, 9), в деревянногорской свите спорадически присутствует незначительное количество зерен циркона с возрастными от мезопротерозоя до раннего карбона. Источник этой популяции не вполне ясен. В юрско-неокомских турбидитовых толщах Ляховских островов и в апт-альбских терригено-вулканогенных образованиях о. Котельный, как в предполагаемых источниках обломочного материала, цирконы с такими возрастными отсутствуют (см. рис. 9) [Кузьмичев и др., 2006, 2018; Соловьев, Миллер, 2014]. В позднем мелу источниками терригенного материала не могли служить также и палеозойские терригено-карбонатные комплексы Новосибирских островов. В палеозойских песчаниках островов Де-Лонга, о. Котельный и о. Бельковский были выявлены совершенно иные спектры докембрийских и раннепалеозойских популяций зерен детритового циркона [Ershova et al., 2015, 2015, 2016, 2018]. По-видимому, для позднего мела нельзя исключить незначительный привнос кластики из северного Верхоянья (Верхояно-Колымская складчатая область), где в триасовых песчаниках была выявлена популяция зерен циркона с мезо-неопротерозойскими и ранне-среднепалеозойскими возрастными, близкими к таковым в деревянногорской свите (см. рис. 9) [Miller et al., 2006]. Возможно, с такими источниками сноса, как триасовые толщи северной части Верхояно-Колымской складчатой области, юрско-неокомские турбидитовые комплексы Ляховских островов и апт-альбские угленосные терригено-вулканогенные образования о. Котельный [Miller et al., 2006; Кузьмичев и др., 2006, 2018; Соловьев, Миллер, 2014], связана весьма значительная рециклинговая популяция цирконов позднепалеозойского—раннемезозойского возраста.

В деревянногорской свите присутствуют многочисленные зерна циркона юрского-раннемелового (доаптского) возраста. Келловей-

оксфордская популяция характерна для волжско-неокомских песчаников Ляховских островов [Кузьмичев и др., 2006; Соловьев, Миллер, 2014], а зерна циркона с юрско-неокомскими возрастными обнаружены в нижнеальбских песчаниках о. Котельный [Соловьев, Миллер, 2014; Кузьмичев и др., 2018]. Происхождение позднеюрской популяции зерен циркона авторы этих публикаций связывают с магматическими породами соответствующего возраста, участвующими в строении Святоносской островной дуги и северной части Главного Колымского плутонического пояса [Акинин и др., 2009], что может быть справедливо и для верхнемеловых отложений. Источником зерен циркона с неокомскими возрастными кристаллизации могли быть гранитоиды северной части Главного батолитового пояса [Герцева, Сысоев, 2020]. Но более вероятно, что источники немногочисленной популяции зерен детритового циркона этого возрастного интервала располагались ближе к области седиментации. Такими источниками могли служить апт-альбские терригенные толщи западных островов Анжу и волжско-неокомские турбидитовые толщи Ляховских островов, выведенные в область эрозии в позднемеловое время.

Популяция средне-меловых (апт-альбских) зерен детритового циркона с пиком возраста 110 млн лет весьма значительна (14–33% общего количества датированных зерен) во всех изученных пробах деревянногорской свиты. Вероятнее всего, эта популяция связана с размывом в позднемеловое время посторогенных плутонических и вулканических пород кислого и среднего состава, развитых на Ляховских островах и в районе мыса Святой Нос (см. рис. 1). Возраст этих магматических пород был установлен разными методами и определен как апт-раннеальбский [Kuzmichev, 2009; Косыко и др., 2013]. Можно также предположить, что в позднемеловое время размыву подверглись и раннеальбские кислые вулканы западных островов Анжу. Изотопный возраст иттимбритов на о. Котельный составляет 110 млн лет [Кузьмичев и др., 2009; Kuzmichev, 2009].

Наиболее молодая популяция зерен циркона (28 зерен) соответствует сеноман-коньякскому возрастному интервалу. Позднемеловые зерна циркона обнаружены в четырех пробах из пяти (см. табл. 2) и образуют пики 87, 88 и 89 млн лет (см. рис. 7в, г, д). Средневзвешенный возраст молодой популяции зерен циркона из трех проб (в которых количество зерен не менее трех) составляет 88 ± 1.0 млн лет (рис. 10). Присутствие позднемеловой популяции свидетельствует о синхронном осадконакоплению вулканизме. Это

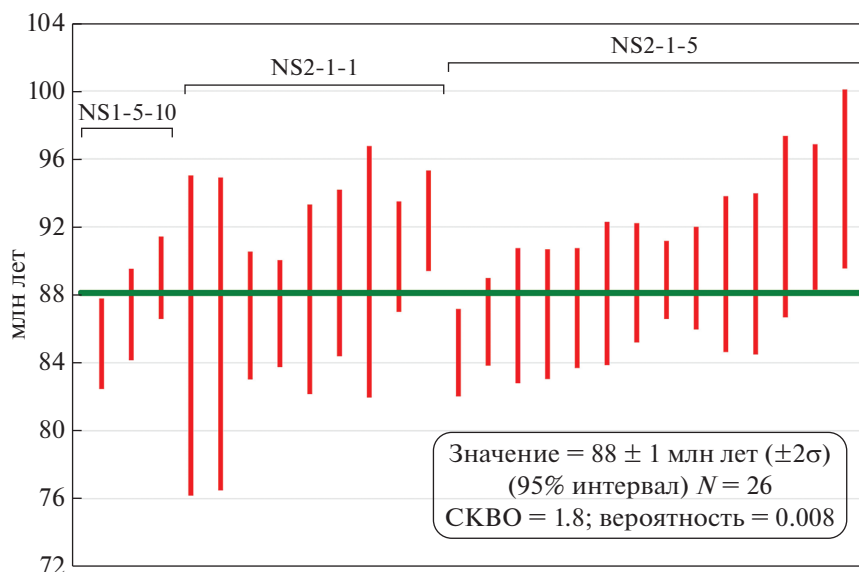


Рис. 10. Средневзвешенное значение возраста позднемеловой популяции циркона из туффитов и туффопесчаников деревянногорской свиты. В расчет приняты статистически значимые популяции ($n \geq 3$).

также подтверждается обильной сингенетической витрокластикой в верхнемеловых отложениях о. Новая Сибирь. Происхождение сингенетического пирокластического материала окончательно не установлено. Возможно, эксплозивная деятельность была связана с внутриплитным позднемеловым вулканизмом на сопредельной территории. Один из палеовулканических центров мог быть расположен в 70 км юго-восточнее Селяхской губы (юго-восточное побережье моря Лаптевых), в районе горы Чурпунья, где среди поля развития четвертичных образований при геологическом съемочных работах 1976–1978 гг. была выявлена верхнемеловая вулканогенная толща мощностью около 200 м, сложенная кислыми эффузивами и туфами. Авторы отчета предполагают здесь существование позднемелового вулканического аппарата центрального типа [Узюнкоян, 1979]. Однако возраст вулканогенной толщи не подтвержден аналитическими методами. Не исключено, что источником пирокластики для деревянногорской свиты могла служить эксплозивная деятельность в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Согласно геохронологическим данным ряда исследователей [Тихомиров и др., 2006; Akinin, Miller, 2011] главные импульсы позднемелового кислого вулканизма в пределах ОЧВП приходятся на сеноман–сантон (96, 92.5, 87, 82 млн лет). Возможно также, что происходило смешение пирокластического материала из различных источников. Так, например, присутствие прослоев кислых пеплов из вулканических центров, принадлежащих как активной

континентальной окраине, так и внутриплитной тектонической обстановке было доказано М.А. Пойнтоном [Pointon et al., 2019] для верхнемеловой формации Кангук (Арктическая Канада, бассейн Свердруп).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты U–Pb (LA-ICP-MS) датирования зерен детритового циркона из туффитов и туффогенных песчаников позднемеловой деревянногорской свиты о. Новая Сибирь позволили установить нижний предел времени накопления этих угленосных толщ и высказать предположения об источниках кластогенного материала и направлении его переноса. Проведенные исследования позволяют прийти к следующим выводам.

1. Присутствие турон-коньякской популяции цирконов со средневзвешенным возрастом 88 ± 0.9 млн лет ограничивает нижний предел времени накопления деревянногорской свиты коньякским веком. Позднемеловая популяция зерен циркона в деревянногорской свите связана с синхронным осадконакоплением эксплозивным кислым вулканизмом в Восточной Арктике. Дальнейшая работа по изучению геохимического состава вулканических пеплов из деревянногорской свиты позволит выяснить тектонические обстановки палеовулканических центров, из которых эти пеплы произошли.

2. Перенос обломочного материала, аккумулярованного в позднемеловом бассейне седиментации, происходил с юго-запада и юга – на север

и северо-восток. В питании этого бассейна кластической не участвовали палеозойские терригенно-карбонатные комплексы Новосибирских островов. Первостепенными источниками обломочного материала для поздне мелового осадочного бассейна в районе о. Новая Сибирь вероятнее всего были: верхнеюрско-неокомские терригенные толщи Новосибирско-Чукотской складчатой области, разновозрастные структурно-вещественные комплексы Южно-Ануйской покровно-складчатой зоны и северной части Верхояно-Колымской складчатой области, а также апт-нижнеальбские вулканические и плутонические породы, развитые на Ляховских островах и мысе Святой Нос. Не исключено, что в туроне—коньяке часть обломочного материала поступала с западных островов Анжу в результате размыва апт-нижнеальбских терригенно-вулканогенных отложений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность член-корр. РАН С.Д. Соколову, доктору геол.-мин. наук А.Б. Герману и кандидату геол.-мин. наук Г.Н. Александровой за конструктивные замечания в процессе обсуждения материалов статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые и аналитические работы финансировались ООО “РН-Шельф-Арктика”. Работа выполнена в рамках темы госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U–Pb–SHRIMP-возраст гранитоидов главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
- Алексеев М.Н., Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Литостратиграфические и тектонические особенности формирования месторождений углеводородов на шельфе Российской Восточной Арктики // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 3. С. 282–291.
- Бондаренко Н.М. Состав и распространение спор и пыльцы в верхнем мелу острова Новая Сибирь (Новосибирские острова) // Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. Л.: Севморгеология, 1983. С. 149–156.
- Бургуто А.Г., Авдюничев В.В., Дорофеев В.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S–53 (о. Столбовой), 54 (Ляховские о-ва). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 309 с.
- Герман А.Б., Александрова Г.Н., Кузьмичев А.Б. Фито-стратиграфические и палеоклиматические исследования неморского мела Новосибирских островов (остров Котельный и Новая Сибирь). Строение и история развития литосферы / Глав. ред. Ю.Г. Леонов // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. М., СПб.: Paulsen Editions, 2010. С. 384–402.
- Герман А.Б., Костылева В.В., Никольский П.А. и др. Новые данные о поздне меловой флоре острова Новая Сибирь, Новосибирские острова // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С. 53–69.
- Герцева М.В., Сысоев И.В. Этапы формирования Главного Колымского плутонического пояса. Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики // Материалы ЛП тектонического совещания. 2020. Т. 1. С. 165–170.
- Голионко Б.Г., Басилян А.Э., Никольский П.А. и др. Складчато-надвиговые деформации острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Россия) – возраст, морфология и генезис структур // Геотектоника. 2019. № 6. С. 46–64.
- Граувакки / Ред. В.Д. Шутов // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 238. М.: Наука, 1972. 345 с.
- Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б. Деревянные горы (о. Новая Сибирь): складчато-надвиговый ороген неоплейстоценового возраста. Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения // Материалы XLVI тектонического совещания. 2014. Т. 1. С. 104–106.
- Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.
- Драчев С.С., Елистратов А.В., Савостин Л.А. Структура и сеймо-стратиграфия шельфа Восточно-Сибирского моря вдоль сейсмического профиля “Инди-гирский залив – остров Жаннетты” // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 4. С. 521–525.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Иванов О.А., Яшин Д.С. Новые данные о геологическом строении острова Новая Сибирь // Труды НИИГА. 1959. Т. 96. Вып. 8. С. 61–78.
- Иванов В.Л. Геологические предпосылки нефтегазоносности шельфа моря Лаптевых // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 202–208.
- Клубов Б.А., Коршунов А.А., Бадера И.Г. Новые данные по угленосным отложениям о. Новая Сибирь (Новосибирские острова) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 5. С. 1188–1190.
- Косыко М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXI, XXXII, XXXIII; S-53-IV, V, VI; S-53-XI, XII; S-54-I, II, III; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. М.: Изд-во “Севморгеология”, 1985. 162 с.

- Косько М.К., Соболев Н.Н., Кораго Е.А. и др. Геология Новосибирских островов - основа интерпретации геофизических данных по Восточно-Арктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 2. http://www.ngtp.ru/rub/5/17_2013.pdf.
- Кузьмичев А.Б., Соловьев А.В., Гоникберг В.Е. и др. Син-коллизийные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 1. С. 48–68.
- Кузьмичев А.Б., Захаров В.А., Данукалова М.К. Новые данные о стратиграфии и условиях формирования верхнеюрских и нижнемеловых отложений о. Столбовой (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009а. Т. 17. № 4. С. 55–74.
- Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б. Аптальбские угленосные отложения острова Котельный (Новосибирские острова): новые данные о строении разреза и игнимбритовом вулканизме // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009б. Т. 17. № 5. С. 69–94.
- Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Александрова Г.Н. и др. Туор-Юрхский разрез “среднего” мела на острове Котельный (Новосибирские острова): как выглядит на суше предполагаемое основание осадочного чехла моря Лаптевых? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 86–115.
- Мальшев Н.А., Никишин А.М., Драчев С.С. Тектоническая история осадочных бассейнов российских арктических шельфов и сопредельной суши. Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя // Материалы XLIII тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010а. С. 19–23.
- Мальшев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А. Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Восточной Арктики. Роснефть // Научно-технический вестник ОАО “НК “Роснефть”. 2010б. № 1. С. 20–28.
- Моисеев А.В., Соколов С.Д., Палечек Т.Н. Возраст вулканогенно-осадочного комплекса мыса Святой Нос (Восточная Арктика) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2021. Т. 66. № 4. С. 1–29. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.402>
- Непомилуев В.Ф., Преображенская Э.Н., Труфанов Г.В. и др. Нижнемеловые отложения о-ва Котельного // Советская геология. 1979. № 3. С. 104–109.
- Никитенко Б.Л., Девятков В.П., Лебедева Н.К. и др. Стратиграфия юры и мела архипелага Новосибирские острова (море Лаптевых и Восточно-Сибирское море) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 12. С. 1867–1885.
- Никишин А.М., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е. и др. Сейсмостратиграфия и этапы геологической истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и сопряженной части Американо-Сибирского бассейна // Геотектоника. 2019. № 6. С. 3–26.
- Попова А.Б., Махова О.С., Мальшев Н.А. и др. Построение комплексной сейсмогеологической модели шельфа Восточно-Сибирского моря // Нефтяное хозяйство. 2018. № 4. С. 30–34.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом “TetragoneChrono” // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37.
- Секретов С.Б. Осадочные комплексы и перспективы нефтегазоносности морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Геология и полезные ископаемые шельфов России / Гл. ред. М.Н. Алексеев. М.: ГЕОС, 2002. С. 54–77.
- Симанович И.М. Кварц песчаных пород М.: Наука, 1978. 156 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 314).
- Соколов С.Д. Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В. и др. Тектоника Южно-Ануйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- Соловьев А.В., Миллер Э.Л. Возрасты обломочных цирконов из верхнеюрско-нижнемеловых отложений острова Столбовой (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 5. С. 66–76.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
- Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О. и др. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar–Ar и U–Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 81–95.
- Труфанов Г.В., Бондаренко Н.М., Абрамова Л.Н. Верхнемеловые отложения островов Анжу Новосибирского архипелага. Верхний палеозой и мезозой островов и побережья арктических морей СССР. Л.: Изд-во НИИГА, 1979. С. 121–125.
- Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXIV, XXXV, XXXVI; Т-56-XXXIII; S-54-IV, V, VI, X, XI, XII; S-55-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII; S-56-III, VII. Объяснительная записка. М.: Мингео, 1986. 106 с.
- Узюнокян А.М., Лискевич Л.Б., Фатхулин И.А. и др. Отчет о результатах геологосъемочных работ (аэрофотогеологическое картирование) в масштабе 1 : 200 000 в Чохуро-Чокурдахской оловоносной зоне в 1976–1978 гг. на территориях листов R-54-II, IV; IX, X; S-54-XXVII, XXVIII; XXXII, XXXIV (По работам Северного отряда). Якутская АССР, п. Батагай: Якутская ГУ, 1979. 300 с.
- Akinin V.V., Miller E.L. Evolution of Calc-Alkaline Magmas of the Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt // Petrology. 2011. V. 19(3). P. 237–277.
- Bradley D., Haeussler P., O’Sullivan P. et al. Detrital zircon geochronology of Cretaceous and Paleogene strata across the south-central Alaskan convergent margin / Eds P.J. Haeussler, J.P. Galloway // Studies by the U.S. Geo-

- logical Survey in Alaska, 2007 // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1760-F. 2009. 36 p.
- Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M.* Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // Petroleum Geology Conference series. 2010. V. 7. P. 591–619.
- Ershova V., Prokopiev A., Andersen T. et al.* U–Pb and Hf Isotope Analysis of Detrital Zircons from Devonian–Permian Strata of Kotel’ny Island (New Siberian Islands, Russian Eastern Arctic): Insights into the Middle–Late Paleozoic Evolution of the Arctic // J. Geodyn. 2018. V. 119. P. 210–220.
- Ershova V.B., Lorenz H., Prokopiev A.V. et al.* The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // Gondwana Res. 2016. V. 35. P. 305–322.
- Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K. et al.* Detrital zircon ages and provenance of the Upper Paleozoic successions of Kotel’ny Island (New Siberian Islands Archipelago) // Lithosphere. 2015. V. 7(1). P. 40–45.
- Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K. et al.* U/Pb dating of detrital zircons from Upper Paleozoic deposits of Bel’kovsky Island (New Siberian Islands): critical testing of Arctic tectonic models // Int. Geol. Rev. 2015. V. 57(2). P. 199–210.
- Gehrels G.* Analysis Tools. 2009. <https://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home>
- Herman A.B., Spicer R.A.* Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic ocean // Nature. 1996. V. 380(6572). P. 330–333.
- Hults C.P., Wilson H., Donelick R.A., O’Sullivan P.B.* Two flysch belts having distinctly different provenance suggest no stratigraphic link between the Wrangellia composite terrane and the paleo-Alaskan margin // Lithosphere. 2013. V. 5(6). P. 575–594.
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M. et al.* Zircon Th/U Ratios in Magmatic Environs // Lithos. 2014. V. 212–215. P. 397–414.
- Kos’ko M.K., Trufanov G.V.* Middle Cretaceous to Eopleistocene Sequences on the New Siberian Islands: an approach to interpret offshore seismic // Mar. Pet. Geol. 2002. V. 19. P. 901–919.
- Kostyleva V., Shchepetova E., Kotelnikov A.* Upper Cretaceous rhyolitic ash beds from the Novaya Sibir Island (New Siberian Islands) // GFF. 2019. V. 41(4). P. 233–241.
- Kuzmichev A.B.* Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics. 2009. V. 463. P. 86–108.
- Ludwig K.R.* User’s manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, USA: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003.
- Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U–Pb detrital zircon geochronology // Tectonics. 2006. V. 25. P. 1–19.
- Moore T.E., O’Sullivan P.B., Potter C.J., Donelick R.A.* Provenance and detrital zircon geochronologic evolution of lower Brookian foreland basin deposits of the western Brooks Range, Alaska, and implications for early Brookian tectonism // Geosphere. 2015. V. 11(1). P. 93–122.
- Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Ershova V.P.* Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep-water basins: link between geological history and geodynamics // Geodynam. Tectonophys. 2017. V. 8(1). P. 11–43.
- Nikishin A.M., Petrov E. I., Cloetingh S., Freiman S.I. et al.* Geological structure and history of the Arctic Ocean based on new geophysical data: implications for paleoenvironment and paleoclimate. Part 2. Mesozoic to Cenozoic geological evolution // Earth-Sci. Rev. 2019. V. 217(2). P. 103034.
- Pointon M.A., Flowerdew M.J., Hülse P. et al.* Mixed local and ultra-distal volcanic ash deposition within the Upper Cretaceous Kanguk Formation, Sverdrup Basin, Canadian Arctic Islands // Geol. Mag. 2019. V. 156(12). P. 1–18.
- Prokopiev A.V., Ershova V.B., Anfinson O.A. et al.* Tectonics of the New Siberian Islands Archipelago: Structural Styles and Low-Temperature Thermochronology // J. Geodyn. 2018. V. 121. P. 155–184.
- Rosen O.M.* Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic supercontinent // Rus. J. Earth Sci. 2002. V. 4. P. 103–119.
- Vereshchagin O.S., Khudoley A.K., Ershova V.B. et al.* Provenance of Jurassic–Cretaceous siliciclastic rocks from the northern Siberian Craton: an integrated heavy mineral study // J. Geosci. 2018. V. 63. P. 199–213.

Results of U/Pb Age Dating of Detrital Zircons from the Upper Cretaceous Deposits of the Novaya Sibir Island (New Siberian Islands, Anjou Island Group)

V. V. Kostyleva^{1,*}, A. V. Moiseev¹, E. V. Shchepetova¹, A. E. Basilyan¹, B. G. Golionko¹, P. A. Nikolsky¹, A. I. Khissamutdinova¹, N. A. Malyshev², V. E. Verzhbitskiy², V. V. Obmetko², A. A. Borodulin²

¹Geological Institute of RAS (GIN RAS), Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

²PAO “NK “Rosneft”, Sofia emb., 26/1, Moscow, 117997 Russia

*e-mail: kovikto@yandex.ru

The results of the U–Pb (LA-ICP-MS) age dating of detrital zircons of the Upper Cretaceous Derevyannye Gory Formation of the Novaya Sibir Island show a wide age range, from Archean to Upper Cretaceous. The weighted average age of the youngest zircon population is 88 ± 1.0 Ma, and the Coniacian can be considered

the lower time limit for the deposition of the Derevyannye Gory Formation. The clastic material was transported from the southwest and south to the north and northeast. Jurassic-Neocomian terrigenous strata of New Siberian–Chukotka fold area and Svyatoy Nos arc, volcanic-sedimentary, terrigenous and metamorphic rock complexes of South Anyui suture, as well as Aptian-Albian plutonic and volcanic complexes rocks were the main source areas of clastic material for Upper Cretaceous Derevyannye Gory Formation of the Novaya Sibir Island. Triassic terrigenous rocks of the Verkhoyansk region could have been an additional sources of clastics. It is possible that some of the clastic material was moved from the western Anjou islands as a result of the erosion of the Aptian-Lower Albian volcanoclastic–siliciclastic deposits. The Late Cretaceous zircon population is associated with Late Cretaceous explosive acid volcanism in the Eastern Arctic region.

Keywords: Upper Cretaceous, detrital zircons, U–Pb (LA-ICP-MS) age dating, Novaya Sibir Island, New Siberian Islands, Eastern Arctic.

УДК 553.04,553.61

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЛАУКОНИТОВ РОССИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ

© 2022 г. П. Е. Белоусов^а, *, Н. М. Чупаленков^б, М. А. Рудмин^с, В. В. Крупская^{а, д}^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия^бВсероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского,
Старомонетный пер., 31, Москва, 119017 Россия^сТомский политехнический университет, просп. Ленина, 30, Томск, 634050 Россия^дГеологический факультет Московского государственного университета,
Ленинские горы, 1, Москва, 119899 Россия

*e-mail: pitbl@mail.ru

Поступила в редакцию 10.03.2021 г.

После доработки 10.03.2021 г.

Принята к публикации 27.10.2021 г.

Статья посвящена анализу минерально-сырьевой базы глауконита России, рассмотрены геотектоническая и литолого-палеогеографическая позиции месторождений и крупных проявлений глауконита, условия их образования. На основании структурной позиции, возраста и пространственной локализации месторождений и проявлений, выделены глауконитовые провинции и определены наиболее перспективные территории для расширения минерально-сырьевой базы глауконитов РФ. Приведены сведения по запасам месторождений, степени их освоения и объемам добычи. Проведен краткий обзор основных стран-производителей и объемов добычи глауконита в мире. Дано описание геологического строения и качества сырья Каринского месторождения глауконита. Установлено, что в тектоническом плане месторождения и проявления глауконита на территории России приурочены к центральным частям плит и платформ, предгорным прогибам и складчатым областям; основная их часть установлена в верхнемеловой и палеогеновых отложениях, некоторые имеют позднеюрский или раннемеловой возраст. Прогнозные ресурсы глауконита на территории РФ составляют более 2.5 млрд т. К наиболее перспективным районам относятся территории Западной Сибири, а также Московской и Кировской области Европейской части России.

Ключевые слова: глауконит, природные сорбенты, индустриальное сырье, минерально-сырьевая база, калийные удобрения, глауконитовые провинции, Каринское месторождение.

DOI: 10.31857/S0024497X22020021

Глаукониты являются ценным минеральным сырьем, которое применяется в сельском хозяйстве (в роли калийных удобрений и пигментов) и промышленности (в роли сорбентов). По химическому составу глауконит представляет собой железистый аналог иллита [Ивановская и др., 2015]. С минералогической точки зрения, глауконит относится к группе слюд с дефицитом межслоя [Дриц, Коссовская, 1991]. Количество изоморфных замещений в его структуре меньше, чем в структуре слюд, но больше, чем в структуре смектитов. Высокий заряд тетраэдрических сеток и присутствие активных центров на базальных поверхностях минерала обеспечивают высокие показатели сорбционных свойств, что подтверждается результатами исследований по сорбции глауконитом Cs, Sr и других тяжелых металлов

[Belousov et al., 2019]. Способность к активной сорбции позволяет использовать глауконитовые пески при рекультивации загрязненных территорий и фильтрации промышленных вод [Дистанов и др., 1990; Mank, Melnyk, 2005; Franus, Bandura, 2014; Memedi et al., 2016; Vigdorovich et al., 2017]. Помимо использования в качестве сорбента, глауконит находит широкое применение в сельском хозяйстве как доступный и экологически чистый источник калия [Castro, Tourn, 2003; Franzosi et al., 2014; Karimi et al., 2012; Rudmin et al., 2016, 2017], а также в качестве сырья для производства минеральных пигментов. Стоит отметить, что существует множество доступных технологий обогащения, модификации и активации глауконита, позволяющих улучшить его природные полезные

показатели и придать ему особые свойства [Rudmin et al., 2019; Singla et al., 2020].

В России за последние несколько десятилетий использование глауконита в народном хозяйстве значительно сократилось и в настоящее время составляет всего 2 тыс. м³ в год. Для сравнения, среднегодовая добыча глауконита в Бразилии компанией Verde AgriTech (так называемые породы *verdete*) составляет более 94 тыс. м³ в год, в США – 94 тыс. м³, в Испании и Франции – 16 и 9 тыс. м³ соответственно.

Таким образом, становится ясно, что глауконит является перспективным и недооцененным в РФ сырьем для аграрного и промышленного секторов, а расширение минерально-сырьевой базы и поиски методов его модификации – актуальной задачей.

ЗАПАСЫ И ОБЪЕМЫ ДОБЫЧИ

Общие сведения

Несмотря на то, что ценные свойства глауконита известны уже более 100 лет, общие мировые ресурсы глауконита оценены весьма приблизительно. Крупные месторождения глауконита известны в России, США, Индии, Бельгии, Великобритании, Бразилии, Новой Зеландии, Австралии, Аргентине, Египте [Manning, 2010; Verma, 2018; Левченко, Тигунов, 2011]. Основными потребителями глауконита на мировом рынке являются предприятия сельскохозяйственного сектора США, Индии и Бразилии.

Одной из крупнейших компаний, использующей глауконит-содержащие породы в качестве сырья для производства калийных удобрений, является Verde AgriTech (Бразилия), которая поставляет свою продукцию на внутренний рынок и экспортирует в США. Средняя цена продукции в конце 2019 г. составила 57 \$ за тонну [Velo, 2019], что эквивалентно цене 139 \$ за тонну K₂O. Согласно данным компании, стоимость калийного удобрения на основе глауконита почти в 6 раз ниже, чем стоимость того же удобрения из KCl или K₂SO₄, при приблизительно одинаковой эффективности [http://verdepotash.com]. Сырье, которое используется компанией, является близким по составу породам Варваринского месторождения глауконита (Тургайский прогиб, Казахстан) [Rudmin et al., 2019]. В США добыча глауконитовых песков ведется в штатах Нью-Джерси, Делавэр и Мэриленд. Глаукониты приурочены к средней части Приатлантической низменности, сосредоточены в верхнемеловых и палеоценовых отложениях и в основном используются для повышения плодородия почв [Nesbitt, Tedrow, 2004]. Другим примером оценки и использования глауконита в качестве минерального сырья являются глауконитовые пески из

палеоценовых пластов Саламанка в Патагонии (Аргентина), которые изучались как возможные минеральные удобрения, альтернативные калийным солям [Franzosi et al., 2014]. В работе [Karimi et al., 2012] показано, что глауконитовые пески (2.2% K₂O) месторождения Маравеха (северо-восток Ирана) могут служить источником калия для сельскохозяйственных угодий в течение длительного времени.

Россия

Всего в России насчитывается более 50 месторождений и крупных проявлений глауконитовых песков и песчаников, которые широко распространены в Центральном, Приволжском, Южном, Уральском и Сибирском административных округах, а также отмечены в Ленинградской, Калининградской и Сахалинской областях, Республике Кабардино-Балкария и Камчатском крае (рис. 1, табл. 1). Общие прогнозные ресурсы составляют более 2.5 млрд т [Каратаев и др., 2019].

Согласно сложившейся практике, сведения о ресурсах глауконита нами приводятся в тоннах, а запасы глауконита – в м³.

На балансе РФ по состоянию на начало 2019 г. числятся только 5 месторождений глауконитов (табл. 2). Балансовые запасы категорий А + В + С₁ и С₂¹ составляют 15.5 и 5.0 млн м³ соответственно [Каратаев и др., 2019].

В пределах Центрального федерального округа расположено подготавливаемое к освоению Бондарское месторождение глауконитовых песков (Тамбовская обл.) с суммарными запасами категорий А + В + С₁ в 7.8 тыс. м³. В Южном федеральном округе числятся: разведываемое Абадзехское Левобережное месторождение глауконитовых песчаников (Республика Адыгея) с запасами категорий: А + В + С₁ – 1.5 тыс. м³, С₂ – 0.8 тыс. м³; месторождения глауконитовых песков из группы не переданных в освоение – Максимовское (Волгоградская обл.) и Журавское (Ростовская обл.) с запасами категорий А + В + С₁ 1.3 и 3.3 тыс. м³ соответственно. В Уральском федеральном округе расположено разрабатываемое в настоящее время Каринское месторождение глауконитовых песков (Челябинская обл.) с запасами категорий А + В + С₁ – 1.6 тыс. м³, добыча в 2017 и 2018 гг. здесь составила 2 и 1 тыс. м³ соответственно.

¹ Запасы разных категорий: А – детально разведанные; В – предварительно разведанные; С₁ – слабо разведанные; С₂ – предварительно оцененные.

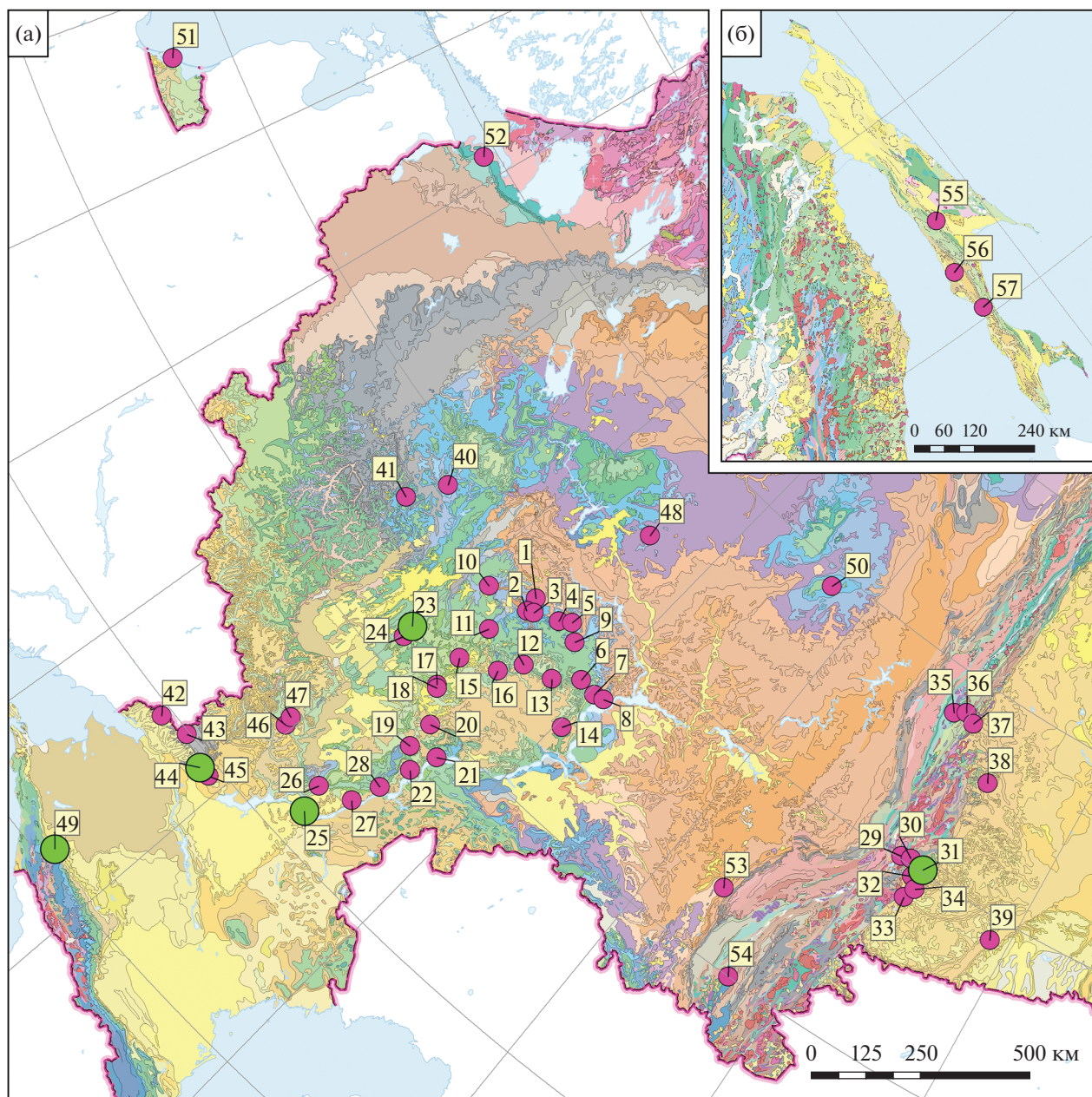


Рис. 1. Обзорная карта месторождений и проявлений глауконита на территории России (геологическая основа по [Петров, 2011]).

а – Центральная Россия, б – Сахалинская обл. Зелеными кружками показаны месторождения глауконита, числящиеся на балансе РФ. Наименования объектов см. табл. 1.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Условия образования глауконитовых толщ

Глауконит является аутигенным минералом, который образуется в морских обстановках осадконакопления, в пределах континентального шельфа на глубинах от 60 до 500 м и более [Николаева, 1977, 1981; Odin, Matter, 1981]. В древних морях глауконит мог формироваться как в отно-

сительно глубоководных условиях, так и на мелководье – в лагунах и устьях рек [El Albani et al., 2005; Banerjee et al., 2012, 2016]. Максимальная глубина моря, на которой происходит образование аутигенного глауконита достигает 2500 м, а в некоторых случаях и более, что соответствует континентальному склону [Morton et al., 1984]. Как было показано в работе [Banerjee et al., 2016], около 71% всех известных рудопроявлений глауконита сформировались в условиях морского

Таблица 1. Глауконитовые провинции Российской Федерации

Название месторождения, проявления	Субъект РФ (Республика, область)	Ресурсы, млн т*	Возраст	Геотектоническая позиция		
<i>Приволжская провинция</i>						
Тоузаковское (1) Больше-Аревское (2) Красковское (3) Абаимовское (4) Абрамовское (5)	Нижегородская	1000	K ₁	Ульяновско-Саратовский прогиб		
Больше-Аксинское(6), Сюндюковское (7) Вожжинское (8)	Татарстан					
Липовское (9)	Чувашия					
Куликовское (10) Ново-Пшеневское (11) Нерлейское (12)	Мордовия					
Кадышевское (13) Риновское (14)	Ульяновская					
Каменское (15), Лунинское (16) Константиновское (17) Сердобское (18)	Пензенская					
Белоозерское (19) Аткарское (20) Саратовское (21) Нижне-Баяновское (22)	Саратовская					
Бондарское (23), Центральное (24)	Тамбовская					
Максимовское (25) Трехостровное (26) Балыклейская площадь (27) Камышинское (28)	Волгоградская				P ₁	Воронежская антеклиза
<i>Восточно-Уральская провинция</i>						
Кабанское (29) Заречное (30)	Челябинская	150	K ₂ -P ₁	Уральская складчатая область		
Каринское (31) Айтакское (32) Кирды (33) Межозерное (34)				Восточно-Уральский прогиб		
Нижне-Салтановское (35) Лобвинское (36) Караульское (37)	Свердловская					
Мугайский участок (38) Курганское (39)	Свердловская Курганская		P ₁	Западно-Сибирская плита		
<i>Центрально-Русская провинция</i>						
Егорьевский район (40)	Московская	553	J ₃	Московская синеклиза		
Кимовское (41)	Тульская	11	J ₃ -K ₁			
<i>Южно-Русская провинция</i>						
Крюковская перспективная площадь (42) Несветаевское (43) Нижне-Журавское (Журавское) (44) Аютинское (45)	Ростовская	20	P ₁ -P ₂	Донецкий выступ (Скифская плита)		
Вешенское (46) Дударевское (47)	Ростовская		P ₁ -P ₂	Воронежская антеклиза		

Таблица 1. Окончание

Название месторождения, проявления	Субъект РФ (Республика, область)	Ресурсы, млн т*	Возраст	Геотектоническая позиция
Прочие месторождения и проявления				
Шмотихинское (48)	Нижегородская	—	K ₁	Московская синеклиза
Абдзехское Левобережное и Правобережное (49)	Адыгея	19		Предкавказский краевой прогиб
Вятско-Камское (50)	Кировская	—		Волго-Уральская антеклиза
Приморское** (51) (с учетом отвалов)	Калининградская	15	P ₂	Балтийская синеклиза
Копорское** (52)	Ленинградская	0.05	P ₂	Прибалтийско-Ладожская моноклиза
Байгузинское (53)	Башкортостан	0.2	K ₂	Предуральский краевой прогиб
Участок Янгызский (54)			P ₁	Западно-Уральская мегазона
Бакcharское	Томская	800	K ₂	Западно-Сибирская плита
Оноро-Побединская, Углегорская, Красногорская площади	Сахалинская	12–14	K–P	Западно-Сахалинский синклинорий

Примечание. Номера месторождений и проявлений для рис. 1 указаны в скобках после их названия.

* – по материалам геологических фондов, а также по [Левченко, Тигунов, 2011];

** – запасы категорий A + B + C₁.

шельфа, включая внутреннюю и внешнюю его части (рис. 2). Глубоководные морские отложения за пределами шельфа составляют около 10% от общего количества рудопроявлений и встречаются, начиная с верхнего неогена. Можно предположить, что связано это с недостаточным содержанием Fe и органического вещества в донных осадках глубоководных областей. Обнаружение “глубоководного” глауконита обычно объясняется переотложением осадков или их перемещением в результате тектонических движений [Николаева, 1977]. На образование глауконита оказывает значительное влияние температура воды, о чем свидетельствует отсутствие глауконита в арктических и антарктических морях, а также его редкие проявления в осадках очень теплых тропических морей. Температура, благоприятная для образования глауконита, в среднем составляет 18–25°C, редко ниже [Porrenga, 1967; Николаева, 1977, 1981; Odin, Matter, 1981].

Глауконитсодержащие отложения формировались практически во все периоды геологической истории, начиная с голоцена [Николаева, 1977, 1981]. Наиболее ранние проявления глауконита известны с позднего палеопротерозоя. Однако, около 73% всех мировых проявлений глауконита содержатся в отложениях меловой – чет-

вертичной систем, из них 29% относятся к меловой системе, 12% – к эоцену и 8% – к голоцену [Banerjee et al., 2016].

Наиболее благоприятным субстратом для образования глауконита являются фекальные шарики (гранулы) морских организмов, в основном ракообразных и брюхоногих, а также биокласты, кремнистого и карбонатного состава [Lopez-Quiros et al., 2019]. К данному типу относятся 76% всех проявлений [Banerjee et al., 2012]. Эти насыщенные органикой пористые субстраты, со средним размером зерен от 0.01 до 0.5 мм, наиболее благоприятны для образования глобул глауконита [Meunier, El Albani, 2007; Banerjee et al., 2012]. На глауконит, образованный по абиогенному субстрату, такому, как слюда, полевой шпат и кварц, приходится до 24% всех известных проявлений [Banerjee et al., 2012]. Причем, докембрийский глауконит формировался практически исключительно по абиогенному субстрату [Deb, Fukuoka, 1998; Ивановская и др., 2015]. Скорости накопления отложений в зонах образования глауконита низкие, а время, необходимое для образования “зрелого” глауконита, оценивается примерно в 1 млн лет [Odin, Fullagar, 1988].

Многие детали процесса образования глауконита являются дискуссионными, несмотря на то,

Таблица 2. Балансовые запасы месторождений глауконита, числящихся на балансе РФ

Название месторождения	Республика, область	Степень освоения	Запасы кат. А + В + С ₁ , тыс. м ³	Описание глауконитоносных пород
Бондарское	Тамбовская	Подготовленное к освоению	7.7	Глауконитовые пески, мощностью 10 м (среднее значение); содержание глауконита 30% (среднее значение)
Максимовское	Волгоградская	Не переданное в освоение	1.3	Глауконитовые пески
Журавское	Ростовская	Не переданное в освоение	3.2	Глауконитовые пески, мощностью 2–13 м, содержание глауконита 15–60%
Абадзехское, участок Левобережный	Адыгея	Разведываемое	1.5	Глауконитовые песчаники, содержание глауконита – не менее 50%
Каринское	Челябинская	Разрабатываемое	1.6	Линза глауконитовых песков размером 1150 × 300 м, мощностью 5.8 м (среднее значение), содержание глауконита – 30–50%

что его изучению посвящено множество работ. Принято считать [Odin, Matter, 1981; Горохов и др., 1995; Зайцева и др., 2008, 2016; Lopez-Quigos et al., 2020], что формирование глауконита по органическому субстрату в прибрежных шельфовых водах происходит в два этапа (см. рис. 2б). Первая стадия процесса глауконитизации характеризуется образованием смектита, обогащенного катионами Fe³⁺ и обедненного K⁺. Рост такого железистого смектита происходит в порах субстрата с поглощением катионов металлов из морской воды и поровых вод, чему способствует микробная активность.

Вторая стадия процесса глауконитизации характеризуется реакцией перехода Fe(III)-смектита в глауконит (см. рис. 2б). Поскольку новообразованный Fe(III)-смектит является термодинамически нестабильным, на стадии раннего диагенеза осадков, он трансформируется в глауконит через промежуточную смешанослойную фазу глауконит-смектит. Происходит замещение Fe³⁺ на Fe²⁺ с увеличением доли катионов K⁺. Восстановление трехвалентного железа до двухвалентного в октаэдрических слоях смешанослойного глауконит-смектита приводит к постепенному увеличению дефицита октаэдрического заряда, который компенсируется за счет увеличения содержания K⁺ в межслоевых промежутках. В результате более зрелый глауконит характеризуется более высоким содержанием K₂O и Fe₂O₃, достигающими 8 и 28% соответственно.

Геотектоническая и палеогеографическая позиция месторождений и проявлений глауконитов России

Месторождения и проявления глауконита на территории России приурочены к плитам и платформам, а также их краевым прогибам и складчатым областям.

В стратиграфическом отношении, месторождения и проявления глауконита в РФ в основном приурочены к верхнемеловой и палеогеновой системам, реже к верхнеюрским и нижнемеловым отложениям. Формировались глаукониты в условиях платформ в эпохи стабилизации тектонических движений. На основании Атласа литолого-палеогеографических карт СССР [1968] было реконструировано положение шельфовой зоны в верхнемеловой и палеогеновый периоды (рис. 3), где продемонстрировано, что глауконит образовывался в условиях теплого моря. Исключением являются Шмотихинское (Нижегородская обл.), Вятско-Камское (Кировская обл.) и Копорское (Ленинградская обл.) месторождения, глауконитовые отложения которых образовались на суше, что, по-видимому, связано с их аллотипным происхождением, либо с перетолжением раннее сформированного на шельфе материала.

Глауконитовые провинции России

Детальное описание проявлений и месторождений глауконита, сгруппированных на основании административного деления территории РФ приведено в работах Е.Н. Левченко и Л.П. Тигу-

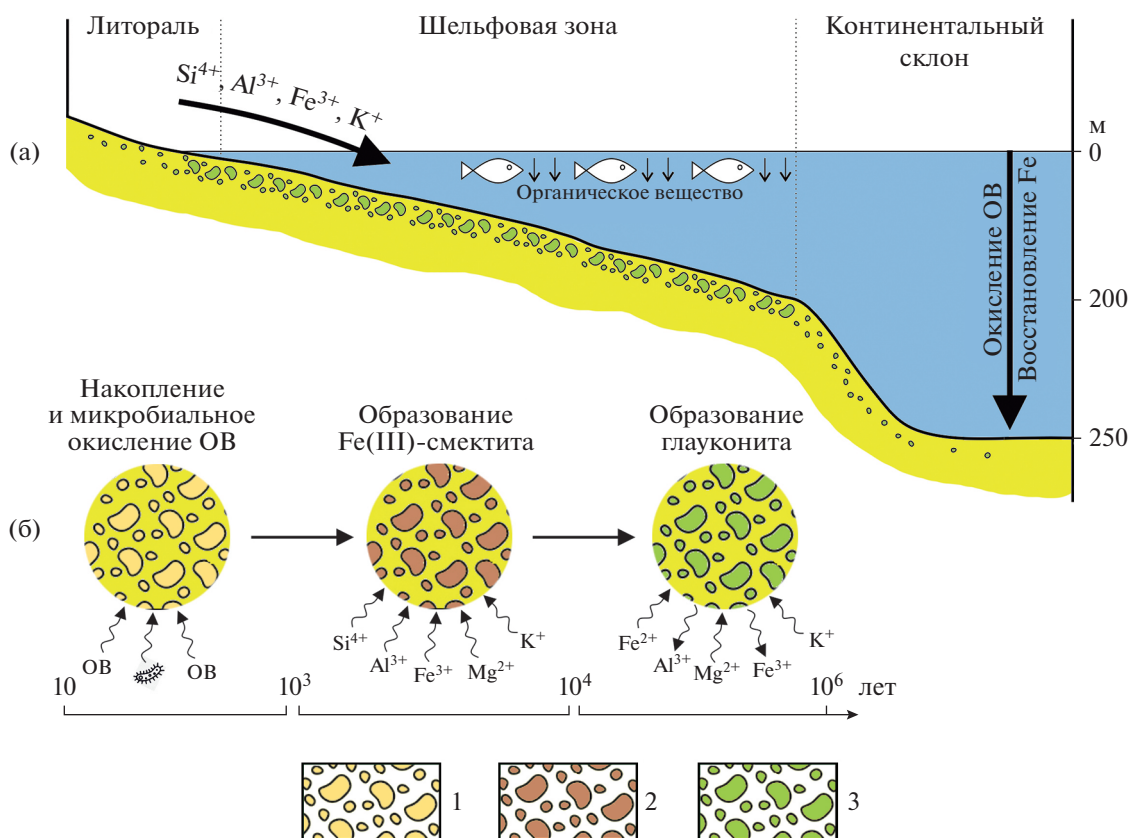


Рис. 2. Упрощенная модель образования глауконита в морских условиях (модифицирована по [Banerjee et al., 2020; Lopez-Quiros et al., 2020]).

а – модель распространения глауконита в морской зоне; б – этапы образования глауконита: 1 – органическое вещество, 2 – железистый смектит, 3 – глауконит.

нова [2008, 2011]. В настоящей работе, глауконитовые провинции выделяются по приуроченности толщ с широким распространением глауконитовых отложений к геологическим структурам и разновозрастным формациям. Учитывались как данные предшественников, так и новые данные, полученные авторами за прошедшее десятилетие. Выделяются Приволжская, Восточно-Уральская, Южно-Русская, а также Центрально-Русская провинции (см. рис. 1, табл. 1).

Одной из крупнейших является **Приволжская** провинция, которая состоит из серии месторождений и проявлений глауконита, приуроченных к западной части одноименного федерального округа, и включает Саратовскую, Ульяновскую, Пензенскую, Волгоградскую и Нижегородскую области, а также Республики Мордовию, Чувашию и Татарстан. Глауконит здесь в основном связан с верхнемеловыми и, в меньшей степени, нижнепалеогеновыми (Волгоградская обл.) отложениями: фосфоритами, кварц-глауконитовыми песками и песчаниками. Содержание глауконита в этих породах варьирует от 20 до 60%, мощность пластов достигает 10 м. Присутствие значитель-

ных скоплений глауконита в отложениях ранне-мелового возраста установлено в Нижегородской области, Татарстане и Чувашии. В тектоническом плане, большая часть месторождений относится к Ульяновско-Саратовскому прогибу. По причине схожего геологического строения, к этой же провинции можно отнести месторождения Волгоградской и Тамбовской областей, включая Бондарское. Всего провинция насчитывает более 30 месторождений и проявлений глауконита с прогнозными ресурсами около 1 млрд т глауконита.

Второй крупной провинцией является **Восточно-Уральская** (Зауральская), находящаяся на востоке Челябинской и Свердловской областей. Месторождения и проявления глауконита приурочены к отложениям поздне-мелового и палеоценового возраста и представлены глауконитовыми песками. Мощность глауконитовых отложений варьирует от 2 до 10 м, содержание глауконита в глауконитовых песках достигает 65%. Провинция находится в пределах Восточно-Уральского прогиба и протягивается на восток, включая Уральское поднятие. Каринское месторождение является в на-

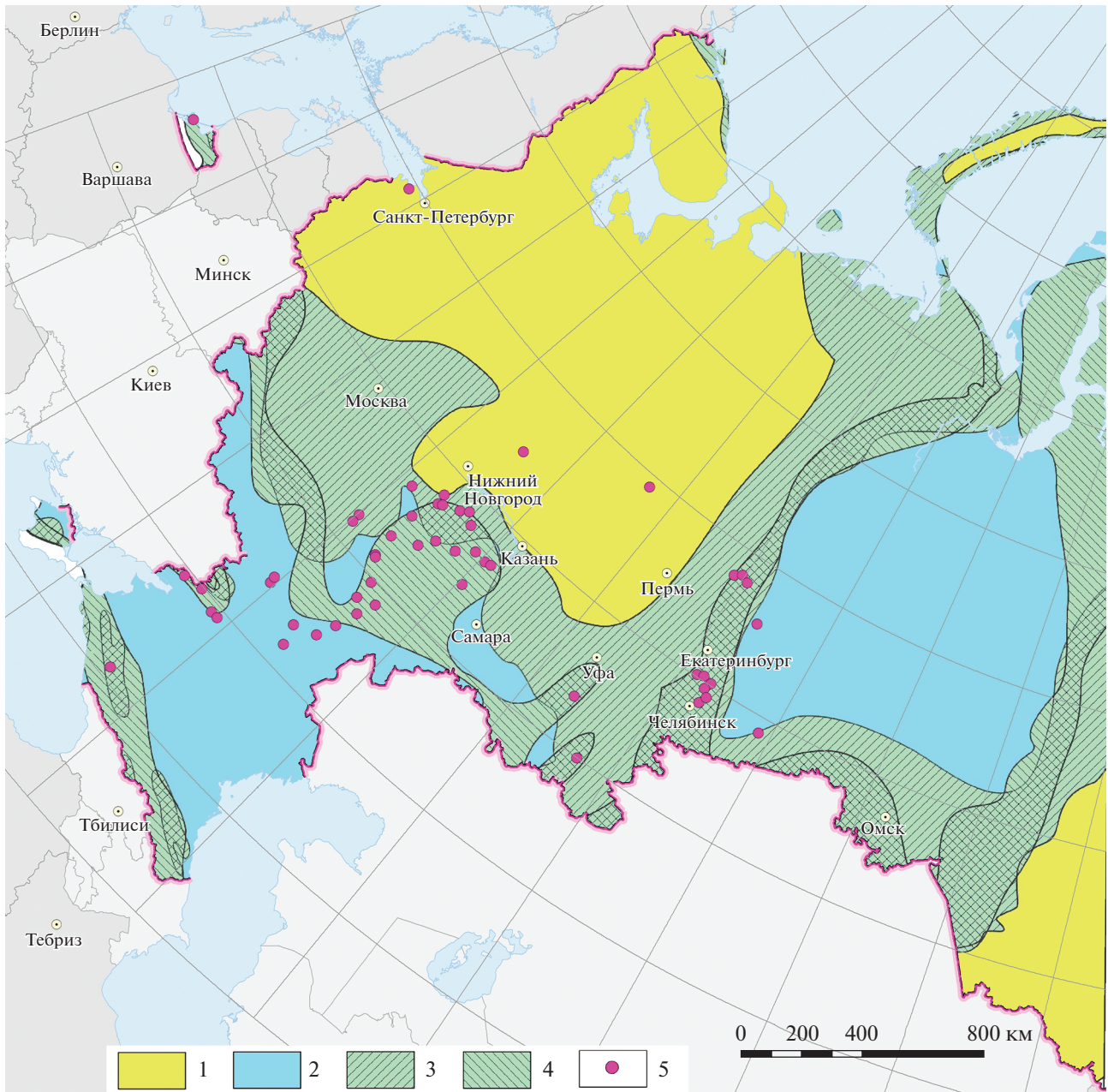


Рис. 3. Палеогеографическая схема для позднего мела–палеогена (по материалам А.П. Виноградова [1968] с дополнениями П.Е. Белоусова, Н.М. Чупаленкова).
 1 – суша; 2 – море; 3 – зона шельфа в позднем мелу; 4 – зона шельфа в палеогеновый период; 5 – месторождения и проявления глауконита.

стоящее время единственным, на котором ведется добыча. На границе с Уральской складчатой системой установлены единичные проявления глауконита: Мугайский участок (Свердловская обл.) и Курганское месторождение (Курганская обл.), которые относятся к Западно-Сибирской плите. Общие прогнозные ресурсы провинции составляют более 150 млн т глауконита.

Центрально-Русская провинция включает площади распространения глауконитсодержащих

пород позднеюрского и раннемелового возраста в Московской и Тульской областях. Глауконитовые пески залегают вместе с желваками фосфоритов и являются попутным полезным ископаемым. Несмотря на небольшую среднюю мощность (около 2 м), залежи Егорьевского района Московской области отличается высокое содержание глауконита, достигающее 70% породы, а также крупные запасы – 553 млн т (кат. С₂). Содержание глауконита в отложениях Кимовского

месторождения (Тульская обл.) не превышает 30–35%, прогнозные ресурсы составляют 11 млн т. В структурном плане месторождения приурочены к центральной части и южному крылу Московской синеклизы.

Южно-Русская провинция располагается на территории Ростовской области. Залежи глауконита приурочены к отложениям нижнего и среднего палеогена, реже – верхнего мела Воронежской антеклизы и Донецкого выступа (Скифская плита). К этой провинции относится Журавское месторождение глауконита, числящееся на балансе. Содержание глауконита в Журавском и Аютинском месторождениях, а также в Дударевском проявлении от 15 до 73% и в среднем составляет 40–50%. Содержание глауконита на Несветаевском месторождении и Крюковской площади не превышает 20–35%. Прогнозные ресурсы провинции составляют 20 млн т.

В Республике Башкортостан выявлено верхнемеловое Байгузинское месторождение и Янгыско-Байгускарская глауконитсодержащая зона в отложениях раннепалеогенового возраста. Оба объекта являются перспективными и нуждаются в доразведке. В первом случае отложения представлены глауконитовыми песками с содержанием глауконита не более 40% и мощностью пластов, достигающей 20–30 м. Запасы категории C_1 составляют 90 тыс. т, приурочены к Предуральскому краевому прогибу. Байгускарская глауконитсодержащая зона (участок Янгызский) расположена в южной части республики и приурочена к Западно-Уральской мегазоне [Князев, 2011]. Глауконитсодержащие отложения имеют малую мощность, в среднем до 1.5 м, но характеризуются очень высоким (местами до 96%) содержанием глауконита. Прогнозные ресурсы составляют более 200 тыс. т.

В Республике Адыгея на балансе числится Абадзехское месторождение, состоящее из участков Лео- и Правобережный с суммарным ресурсным потенциалом в 19 млн т. Участок Левобережный поставлен на баланс с запасами кат. $A + B + C_1$ – 4 млн т. Залежи глауконита приурочены к отложениям верхнего мела.

Копорское месторождение в Ленинградской области представлено песчано-глинистыми отложениями эоценового возраста. Содержание глауконита не превышает 35%, при средней мощности толщи в 7.5 м. Запасы кат. $A + B + C_1$ – 47.5 тыс. т. К отложениям этого же возраста относится и Приморское месторождение янтаря, расположенное в Калининградской области. Основные запасы глауконита находятся в отвалах, образованных при добыче янтаря, и составляют по кат. $A + B + C_1$ 15 млн т.

КАРИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГЛАУКОНИТА

Каринское месторождение расположено в Челябинской области вблизи дер. Карино и является единственным разрабатываемым месторождением глауконитовых песков в России. В структурном плане оно находится на границе Уральской складчатой области и Западно-Сибирской плиты и приурочено к Восточно-Уральскому прогибу, а именно к в юго-восточной части Алапаевско-Теченского мегасинклинория.

Глауконитовые пески образуют мощную пачку позднемелового–среднепалеогенового возраста (рис. 4, 5). Пачка представляет собой пластообразной формы площадью 0.3 км² (см. рис. 5), вытянутую в субширотном направлении на 1100 м, шириной 250–350 м. Средняя мощность залежи – 5.9 м. Уменьшение мощности до полного выклинивания происходит в северном и южном направлениях. Подстилающими породами являются морские отложения камышловской свиты верхнего мела (K_2 km). Осадки этой свиты представлены песками и алевритами кварцевыми и глауконит-кварцевыми, местами, переходящими в песчаники с кремнистым и кремнисто-глинистым цементом. Окраска пород преимущественно темно-серая, темная зеленовато-серая, до черной. Содержание глауконита незначительное, колеблется от единичных зерен (знаков) до 25%. Контакт с вышележащей продуктивной толщей нечеткий и устанавливается по резкому уменьшению содержания глауконита, переходу песка в алеврит и одновременному изменению цвета породы.

Выше по разрезу залегает продуктивный горизонт фадюшинской свиты верхнего мела (K_2 fd). Отложения этой свиты имеют пластообразную форму, также выклиниваются на севере и юге. Среднее значение мощности пласта 7.8 м.

Значительную часть площади распространения глауконитсодержащих отложений верхнего мела сплошным чехлом перекрывают осадки палеогена как морского, так и континентального происхождения. Среди морских образований выделены: серовская (нижний эоцен) и ирбитская (средний–верхний эоцен) свиты. Континентальные образования представлены наурзумской (верхний олигоцен) свитой. Мощность отложений серовской свиты колеблется от 0.4 до 9.1 м (в среднем составляет 3.3 м), мощность ирбитской свиты колеблется в пределах 0.6–13.0 м (в среднем 3.2 м), мощность наурзумской свиты – 0.4–11.3 м (в среднем 3.7 м).

Отложения серовской свиты (P_2 sg) с резким эрозионным контактом налегают на осадки фадюшинской свиты. Они представлены опоками с подчиненными глауконит-кварцевыми песками и песчаниками с кремнистым цементом. Цвет

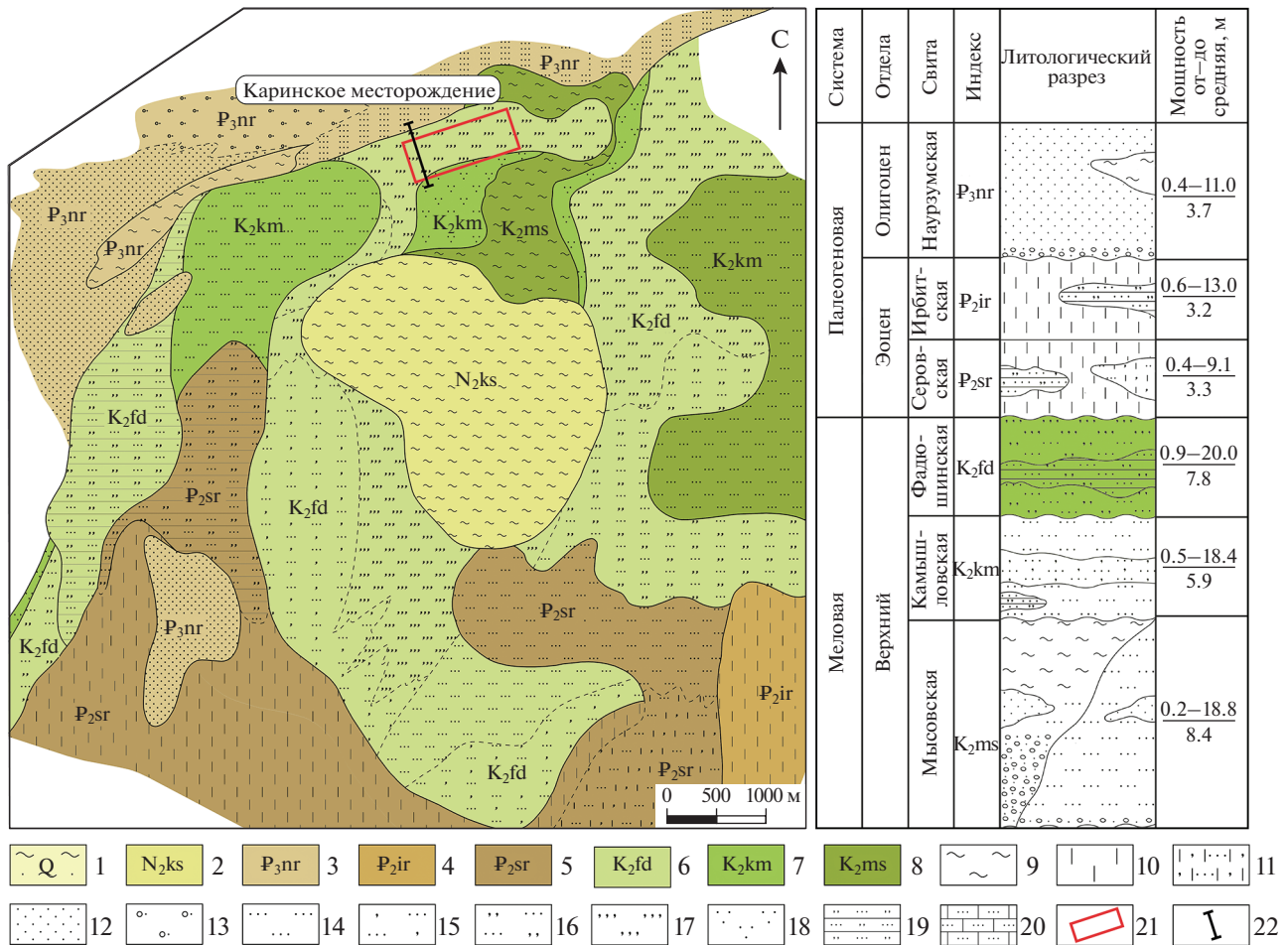


Рис. 4. Геологическая карта и литологическая колонка Каринского месторождения глауконита (по [Новиков, 2004] с упрощением).

1 – четвертичная система, глины бурые песчаные, с включениями гравия; 2 – неогеновая система, плиоцен, кустанайская свита, мергелистые глины, пески полевошпато-кварцевые мелкозернистые; 3–5 – палеогеновая система, палеоцен–эоцен: 3 – наурзумская свита, пески, гравелиты, глины каолиновые, 4 – ирбитская свита, диатомиты, пески и песчаники кварцевые с глауконитом, 5 – серовская свита, опоки, пески и песчаники кварцевые с глауконитом; 6–8 – верхнемеловая система: 6 – фадюшинская свита, пески и песчаники кварцево-глауконитовые, 7 – камышловская свита, пески и алевриты кварцевые с глауконитом, 8 – мысовская свита, пески кварцевые разнозернистые, гравелиты, глины каолиновые; 9 – глины каолиновые, иногда с углефицированными древесными остатками; 10 – диатомиты, опоки; 11 – опоки песчаные с глауконитом до 10%; 12 – пески кварцевые с прослоями мусковита; 13 – гравелиты; 14 – пески кварцевые с примесью глауконита до 10%; 15 – пески мелкозернистые глауконито-кварцевые, содержание глауконита 10–30%; 16 – пески мелкозернистые кварцево-глауконитовые, содержание глауконита 30–50%; 17 – пески глауконитовые, содержание глауконита более 50%; 18 – алевриты глинистые с примесью глауконита до 10%; 19 – песчаники кварцево-глауконитовые, содержание глауконита 10–50%; 20 – песчаники кварцевые с глинисто-кремнистым цементом; 21 – контур первой очереди отработки Каринского месторождения; 22 – линия геологического разреза.

пород серый, темно-серый со слабым зеленоватым оттенком. Выше по разрезу отложения перекрываются диатомитами ирбитской свиты.

Морские отложения ирбитской свиты (P_{2ir}) литологически довольно однообразны и представлены диатомитами, часто песчано-алевритистыми. В подчиненном объеме в составе свиты присутствуют глауконит-кварцевые пески и песчаники тонкозернистые, последние с глинистым и глинисто-кремнистым цементом.

Продуктивный горизонт сложен в основном двумя разновидностями пород: песком глауконитовым (в отмытом от глины песке содержание глауконита 50% и более) и песком кварц-глауконитовым (содержание глауконита в отмытом песке 30–50%). Встречаются кварц-глауконитовые песчаники с глинистым и кремнисто-глинистым цементом. Все песчаные породы тонкозернистые, характеризуются темно-зеленой, синевато-зеленой, зеленовато-серой или серой окраской [Симакова и др., 2019]. Песчаная фракция состав-

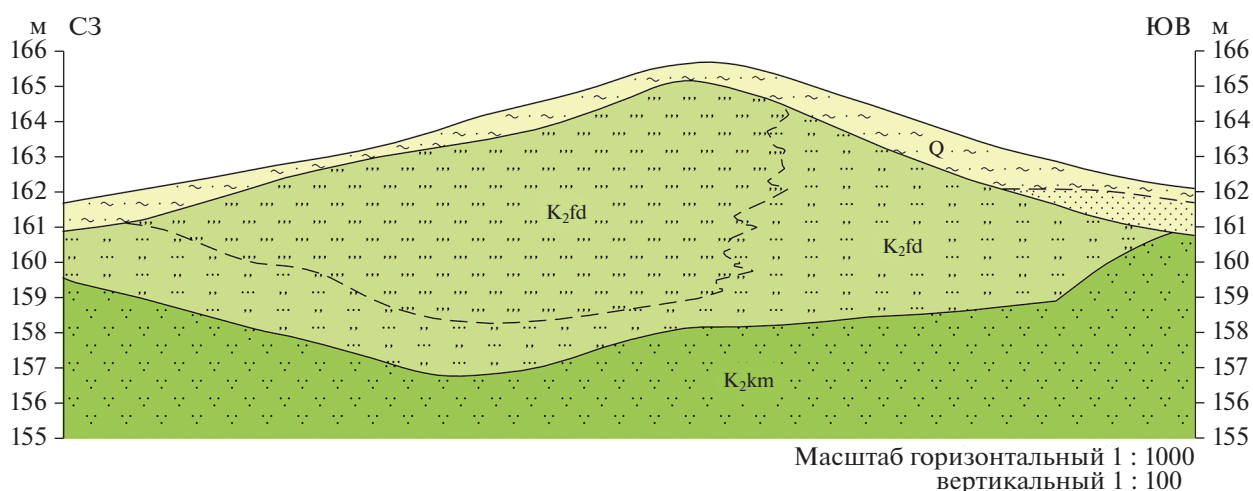


Рис. 5. Геологический разрез Каринского месторождения глауконита ([Новиков, 2004] с упрощениями). Условные обозначения см. рис. 4.

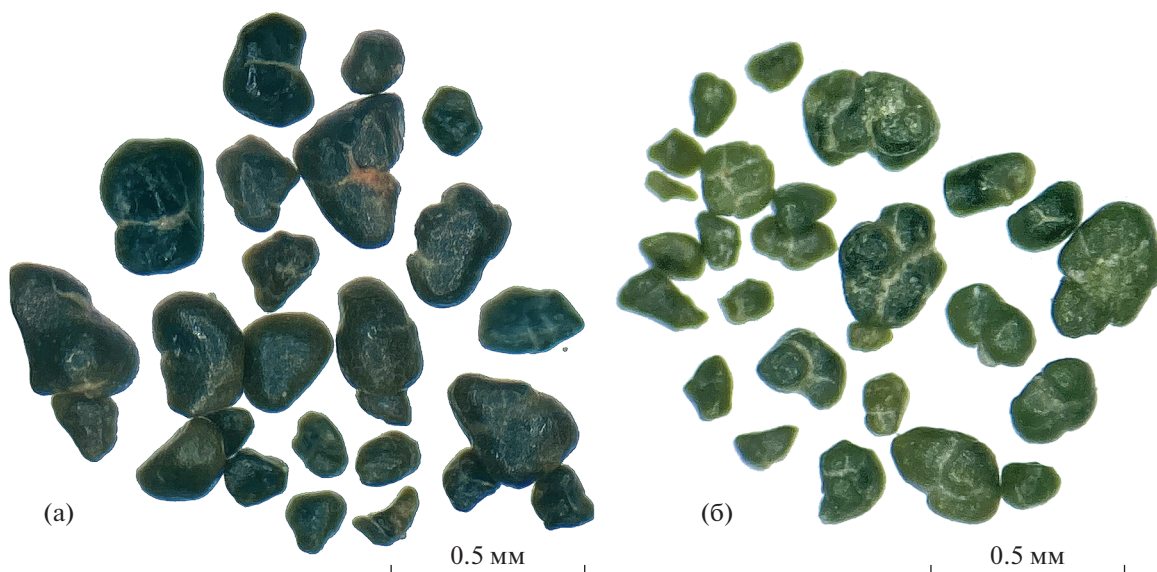


Рис. 6. Типы глауконитовых зерен Каринского месторождения: зеленовато-черные и темно-зеленые с гладкой поверхностью (а) и светло-зеленые с шероховатой поверхностью (б).

ляет в них 80.5% объема породы и представлена смесью зерен двух минералов: глауконита и кварца. Размер зерен глауконита варьирует от менее 0.05 до 0.4–0.5 мм. Средний размер зерен 0.1–0.2 мм. Форма зерен округлая, овальная, полуугловатая, местами с поверхностными и реже с глубокими трещинами. По цвету и характеру поверхности выделяется два типа зерен. К первому типу относятся черные, зеленовато-черные и темно-зеленые зерна с гладкой, глянцевой поверхностью (рис. 6а). Зерна второго типа имеют зеленую, светло-зеленую и пятнистую зеленую окраску, характеризуются шероховатой, матовой поверхностью (см. рис. 6б).

Изучение технологических проб глауконитового песка проводилось методами рентгенофазового и рентгенофлуоресцентного анализа в лаборатории ИГЕМ РАН (табл. 3, 4). В исходном образце Гл-1 преобладают минералы группы смектита и кварц, содержание глауконита составляет 27%. Однако, после проведенного обогащения на промышленном электромагнитном сепараторе, содержание глауконита возросло до 52 и 82% (образцы Гл-2 и Гл-3 соответственно), в зависимости от режима обработки. Обогащенный в лабораторных условиях образец с содержанием глауконита 99.6% (см. табл. 3, 4) по химическому составу отличается от исходного образца заметно

Таблица 3. Минеральный состав валовых проб глауконитовых песков Каринского месторождения, %

Минерал	Гл-1	Гл-2	Гл-3	Гл-4
Глауконит	26.7	51.8	82.0	99.6
Клиноптилолит	4.3	2.3	0.8	–
Смектит	32.6	15.6	6.7	–
Кварц	31.4	18.8	7.9	0.4
Альбит	5.0	11.5	2.6	–

Примечание. Метод порошковой рентгеновской дифракции.

Таблица 4. Химический состав валовых проб глауконитовых Каринского месторождения, %

Обр. №	ППП	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃
Гл-1	9.19	0.07	1.86	4.34	69.46	3.43	0.07	0.25	0.015	10.46	0.04	<0.02
Гл-4	9.94	0.07	3.75	7.61	50.52	6.94	0.59	0.12	0.016	19.72	0.21	<0.02

Примечание. Метод рентгенофлуоресцентного анализа.

повышенным (почти в 2 раза) содержанием оксидов железа и калия – 19.7 и 6.4% соответственно. Содержание кремнезема (за счет удаления кварца) снизилось до 50.5%.

Ранее проведенные исследования сорбционных свойств показали, что глаукониты Каринского месторождения являются эффективными сорбентами по отношению к тяжелым металлам и радионуклидам [Belousov et al., 2019; Semenkova et al., 2020], также они могут использоваться в качестве удобрений в агросекторе [Новиков, 2004].

ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ГЛАУКОНИТА В РОССИИ

За прошедшее десятилетие появились новые сведения о сырьевом потенциале глауконита в сибирских регионах. Например, Бакчарское месторождение глауконита (Томская обл.) с ресурсами в 800 млн т [Rudmin et al., 2017] следует рассматривать как крупнейшее месторождение калийных удобрений нетрадиционного типа [Rudmin et al., 2017]. В пределах западного участка Бакчарского месторождения, детально разведанного на железо, ресурсы глауконита оцениваются в 34 млн т при среднем содержании 28%, из которых 4.6 млн т составляют глауконитолиты (породы с содержанием глауконита более 60%), 18.1 млн т – глауконитовые песчаники и 11.3 млн т – глауконит-шамозит-гетитовые ооидные железняки [Rudmin et al., 2017; Рудмин и др., 2018]. Слабосцементированные глауконитовые породы западного участка Бакчарского месторождения можно рекомендовать для опережающей разработки методом скважинной гидродобычи. Технологическая сеть 600 на 600 м позволит извлечь большую часть ресурсов. При скважинной гидродобыче, в процессе

транспортировки горной массы на поверхность, будет происходить вымывание пелитоморфной фракции, что будет способствовать обогащению глауконитовых пород. Таким образом, извлекаемые методом скважинной гидродобычи глауконитолиты могут быть использованы в сельском хозяйстве без последующего обогащения.

В работе [Белоус и др., 1964] было показано, что верхнемеловая глауконит-шамозитовая (или глауконит-шамозит-гетитовая) осадочная формация Западно-Сибирского бассейна представлена во всех рудопроявлениях морских железняков вдоль восточного и юго-восточного обрамления Западной Сибири: Колпашевского, Каргасокского, Ласкинского, Елогуйского, Туруханского и пр. Такое широкое распространение глауконитсодержащих толщ позволяет считать эту часть Западной Сибири одной из крупнейших глауконитовых провинций с ресурсами в миллиарды тонн (рис. 7) [Рудмин и др., 2018].

Подтверждение присутствия глауконитовых отложений с ресурсами в десятки и сотни миллионов тонн в других проявлениях этого бассейна позволит выделить Западно-Сибирскую глауконитоносную провинцию.

В центральном регионе наиболее перспективными являются территории в пределах Московской и Кировской областей, где глауконитовые пески пространственно и генетически связаны с отложениями фосфоритов Егорьевского района и Вятско-Камского региона, соответственно. Ориентировочные ресурсы Егорьевского района составляют 1 млрд т, Вятско-Камского региона – 1.6 млрд т [Левченко, Тигунов, 2011].

Помимо Центрального, Южного, Уральского и Сибирского регионов, глаукониты выявлены на о. Сахалин и в Камчатском крае. Проявления глауконитов на о. Сахалин известны в Томаринском,



Рис. 7. Перспективная глауконитовая провинция в восточной части Западной Сибири. 1 – глауконитовые проявления; 2 – контур распространения глауконитоносных пород; 3 – горные области; 4 – межгорные прогибы.

Угрегорском, Холмском, Долинском, Корсаковском и Охинском районах [Меренков, 2002]. Отложения мел-палеогенового и неогенового возрастов представлены пластами мелкозернистых песчаников мощностью в 3–4 м, содержание глауконита колеблется в пределах 40–80%. Прогнозные ресурсы вышеуказанных районов составляют 12–14 млн т. В Камчатском крае глаукониты обнаружены вдоль побережья Охотского моря в вулкано-терригенных отложениях верхнего эоцена и нижнего олигоцена и приурочены к глинисто-песчано-алевролитовым породам, мощностью до 20 см и содержанием глауконита до 50% [Гептнер и др., 2008].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучив минерально-сырьевую базу месторождений глауконита России и учитывая их геологическую позицию можно сделать следующие выводы.

В России насчитывается более 50 месторождений и проявлений глауконитовых песков и песчаников. Они имеют широкое распространение в Центральном, Приволжском, Южном, Уральском и Сибирском федеральных округах, а также встречаются в Ленинградской, Калининградской и Сахалинской областях, Республике Кабардино-Балкарии и Камчатском крае. Прогнозные ресурсы глауконита в России составляют более 2.5 млрд т.

В настоящее время на балансе РФ числятся 5 месторождений глауконита с общими запасами категории А + В + С₁ – 15.5 млн м³ и С₂ – 5.0 млн м³. К ним относятся Бондарское (Тамбовская обл.), Максимовское (Волгоградская обл.), Журавское (Ростовская обл.), Абадзехское уч. Левобережный (Республика Адыгея) и Каринское (Челябинская обл.) месторождения. Причем разрабатывается на данный момент только Каринское месторождение. Добыча за 2018 год составила около 1 тыс. м³.

В тектоническом плане месторождения и проявления глауконита на территории России приурочены к плитам и платформам, их краевым прогибам, и от части к складчатым областям. В стратиграфическом плане рудовмещающие отложения в основном приурочены к верхнемеловой и палеогеновой системам, реже к верхнеюрскому и нижнемеловому отделам. В палеогеографическом плане основные проявления и месторождения глауконита приурочены к области шельфа, где глауконит образовывался в теплых морях шельфовой зоны. Исключением являются Шмотихинское (Нижегородская обл.), Вятско-Камское (Кировская обл.) и Копорское (Ленинградская обл.) месторождения, где, по-видимому, образование глауконита связано с аллотигенным происхождением, либо переотложением ранее образованного материала.

Основываясь на особенностях геологического строения, возрасте и пространственной приуроченности месторождений, выделяются несколько глауконитовых провинций: Приволжская, Восточно-Уральская, Южно-Русская и Центрально-Русская.

К наиболее перспективным регионам в плане расширения сырьевой базы России относятся Западная Сибирь и Центральный регион. С ресурсами глауконита 800 млн т Томскую область следует рассматривать как одну из крупнейших потенциальных глауконитовых провинций страны с ресурсами в единицы и даже десятки млрд т. Более того, верхнемеловая глауконит-шамозитовая (или глауконит-шамозит-гетитовая) осадочная формация Западно-Сибирского палеобассейна широко развита на всех рудопроявлениях мелководных морских железняков, развитых вдоль восточного и юго-восточного обрамления Западной Сибири. В центральном регионе наиболее перспективными являются Московская и Кировская области, где глауконитовые пески пространственно и генетически связаны с отложениями фосфоритов. На о. Сахалин глаукониты известны вдоль западного побережья и приурочены к песчанникам мел-палеогенового и неогенового возрастов. В Камчатском крае глаукониты обнаружены вдоль побережья Охотского моря в вулканогенно-терригенных отложениях верхнего эоцена и нижнего олигоцена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность директору ООО Геологическое предприятие “Геокомплекс” И.М. Новикову и директору ООО “Глауконит” В.А. Едапину за предоставленные материалы, сотрудникам ИГЕМ РАН – С.В. Закусину (рентгенофазовый анализ), А.И. Якушеву (рентгенофлуоресцентный анализ) и Н.Д. Карелиной (техническая помощь в подготовке статьи). Отдельно хотелось бы поблагодарить д.г.-м.н.

И.В. Викентьева (ИГЕМ РАН) и к.г.-м.н. Т.С. Зайцеву (ИГГД РАН) за ценные замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа по анализу минерально-сырьевой базы глауконита России выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, проект № 18-77-00015. Изучение Каринского месторождения проводилось по базовой теме ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Гл. ред. А.П. Виноградов. М.: Всесоюзный аэрогеологический трест Министерства геологии СССР, 1968. 80 с.
- Белоус Н.Х., Николаева И.В., Казанский Ю.П., Бабин А.А., Кляровский В.М., Бердников А.П., Юшин И., Нагорский М.П., Дьяконова Н.Д., Вдовин В.В.* Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: СО РАН СССР, 1964. 448 с.
- Гептнер А.Р., Ивановская Т.А., Покровская Е.В., Кураленко Н.П.* Глауконит из вулканотерригенных отложений палеогена западной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 3. С. 255–279.
- Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А., Ивановская Т.А.* Rb–Sr и K–Ar возраст и мессбауэровские спектры глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда: дебенгдинская свита среднего рифея Оленекского поднятия, Северная Сибирь // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 6. С. 615.
- Дистанов У.Г., Михайлов А.С., Конохова Т.П.* Природные сорбенты СССР. М.: Недра, 1990. 208 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Аракелянц М.М., Яковлева О.В.* Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb–Sr, K–Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16(3). С. 3–25.
- Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М., Сергеев В.Н., Кузнецов А.Б., Ивановская Т.А., Мельников Н.Н., Константинова Г.В.* Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т.24(6). С. 3–29.
- Ивановская Т.А., Звягина Б.Б., Сахаров Б.А., Зайцева Т.С., Покровская Е.В., Доржиева О.В.* Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 510–537.
- Каратаев О.В., Преображенский А.Б., Ярцева И.Н.* Сборник сводных материалов о запасах общераспространенных полезных ископаемых Российской Федерации // Глаукониты. Вып. 4. М., 2019.
- Князев Ю.Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). СПб.: ФГБУ ВСЕГЕИ, 2011.

- Левченко М.Л.* Состояние сырьевой базы и возможности использования глауконитов России. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 2008. Т. 2. С. 27–31.
- Левченко Е.Н., Тигунов Л.П.* Глаукониты России: состояние, перспективы освоения развития минерально-сырьевой базы. Минеральное сырье. Серия геолого-экономическая. М.: ВИМС, 2011. № 32. 65 с.
- Меренков А.М.* Полезные ископаемые Сахалинской области. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2002. 165 с.
- Николаева И.В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
- Николаева И.В.* Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: СО РАН СССР, 1981. 111 с.
- Новиков И.М.* Отчет о результатах оценочных и разведочных работ на участке I очереди Каринского месторождения глауконитовых песков в Кунашакском районе Челябинской области, проведенных ООО “Глауконит” в 1998–2003 гг., с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2004 г. Челябинск, 2004.
- Петров О.В.* Геологическая карта России и прилегающих акваторий, масштаб 1 : 2500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011.
- Рудмин М.А., Мазуров А.К., Рева И.В., Стеблецов М.Д.* Перспективы комплексного освоения Бакcharского железорудного месторождения (Западная Сибирь, Россия) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. № 329. С. 85–94.
- Симакова Ю.С., Лютюева В.П., Лысюк А.Ю.* Кристаллохимические особенности глауконита Каринского месторождения // Вестник Коми НЦ УРО РАН. 2019. № 3. С. 41–49.
<https://doi.org/10.19110/2221-2221-1381-2019-03-41-50>
- Banerjee S., Bansal U., Pande K., Meena S.S.* Compositional variability of glauconites within the Upper Cretaceous Karai Shale Formation, Cauvery Basin, India: implications for evaluation of stratigraphic condensation // Sedimentary Geology. 2016. № 331. P. 12–29.
- Banerjee S., Chatteroraj S.L., Saraswati P.K., Dasgupta S. Sarkar U., Bumby A.* The origin and maturation of lagoonal glauconites: a case study from the Oligocene Maniyara Fort Formation, western Kutch, India // Geological Journal. 2012. V. 47. P. 357–371.
- Banerjee S., Choudhury T.R., Saraswati P.K., Khanolkar S.* The formation of authigenic deposits during Paleogene warm climatic intervals: a review // Journal of Palaeogeography. 2020. V. 9. P. 1–27.
<https://doi.org/10.1186/s42501-020-00076-8>
- Belousov P., Semenkova A., Egorovam T., Romanchuk A., Zakusin S., Dorzhieva O., Tyupina E., Izosimova Y., Tolpesh-ta I., Chernov M., Krupskaya V.* Cesium Sorption and Desorption on Glauconite, Bentonite, Zeolite and Diatomite // Minerals. 2019. V. 9. P. 625.
- Castro L., Tourn S.* Direct Application of Phosphate Rocks and Glauconite as Alternative Sources of Fertilizer in Argentina // Exploration and Mining Geology. 2013. V. 12. P. 71–78.
- Deb S.P., Fukuoka M.* Fe-illites in a Proterozoic deep marine slope deposit in the Penganga Group of the Pranhita Godavari Valley: their origin and environmental significance // The Journal of Geology. 1998. V. 106. P. 741–750.
- El Albani A., Meunier A., Fursich F.* Unusual occurrence of glauconite in a shallow lagoonal environment (Lower Cretaceous, northern Aquitaine Basin, SW France) // Terra Nova. 2005. V. 17. P. 537–544.
- Franus M., Bandura L.* Sorption of heavy metal ions from aqueous solution by glauconite // Fresenius Environmental Bulletin. 2014. V. 23. P. 825–839.
- Franzosi C., Castro L., Celeda A.* Technical Evaluation of Glauconies as Alternative Potassium Fertilizer from the Salamanca Formation, Patagonia, Southwest Argentina // Natural Resources Research. 2014. V. 23. P. 311–320.
- Heckman J.R., Tedrow J.C.F.* Green sand as a soil Amendment // Better Crops. 2004. V. 88. P. 1–17.
- Karimi E., Abdolzadeh A., Sadeghipour H.R., Aminei A.* The potential of glauconitic sandstone as a potassium fertilizer for olive plants // Archives of Agronomy and Soil Science. 2012. V. 58. P. 983–993.
<https://doi.org/10.1080/03650340.2011.557369>
- Lopez-Quiros A., Escutia C., Sanchez-Navas A. et al.* Glaucony authigenesis, maturity and alteration in the Weddell Sea: An indicator of paleoenvironmental conditions before the onset of Antarctic glaciation // Sci. Rep. 2019. V. 9. P. 1–12.
<https://doi.org/10.1038/s41598-019-50107-1>
- Lopez-Quiros A., Sanchez-Navas A., Nieto F., Escutia C.* New insights into the nature of glauconite // American Mineralogist. 2020. V. 105. P. 674–686.
<https://doi.org/10.2138/am-2020-7341>
- Mank V.V., Melnyk L.N.* Use of clay minerals for adsorptive clearing of aqueous-alcoholic solutions // Acta Geodynamica et Geomaterialia. 2005. V. 2. P. 113–117.
- Manning D.* Mineral sources of potassium for plant nutrition. A review // Agronomy for Sustainable Development. 2010. V. 30. P. 281–294.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.04.006>
- Memedi H., Atkovska K., Lisichkov K., Marinkovski M., Kuvendziev S., Bozinovski Z., Reka A.A.* Removal of Cr(VI) from water resources by using different raw inorganic sorbents // Quality of life. 2016. V. 7. P. 77–85.
- Meunier A., El Albani A.* The glauconite – Fe-illite – Fe-smectite problem: a critical review // Terra Nova. 2007. V. 19. P. 95–104.
- Morton A.C., Merriman R.J., Mitchell J.G.* Genesis and significance of glauconitic sediments of the Southwest Rockall Plateau // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1984. V. 81. P. 645–652.
- Odin G.S., Matter A.* De Glauconiarum Origine // Sedimentology. 1981. V. 28. P. 611–641.
- Odin G.S., Fullagar P.D.* Geological significance of the glaucony facies // Green Marine Clays: Developments in Sedimentology. 1988. V. 45. P. 295–332.
- Porrenga D.H.* Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment // Marine Geology. 1967. V. 5. P. 495–501.
- Rudmin M., Banerjee S., Mazurov A., Makarov B., Martemyanov D.* Economic potential of glauconitic rocks in Bakchar deposit (S–E Western Siberia) for alternate potash fertilizer // Applied Clay Science. 2017. V. 150. P. 225–233.
<https://doi.org/10.1016/j.clay.2017.09.035>

- Rudmin M.A., Mazurov A.K., Makarov B.I., Galikhanov A.V., Stebletsov M.D., Chepala K.K.* On possibility of using Glauconite from rocks of Bakchar deposit (Western Siberia) in agriculture // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University, Geo Assets Engineering. 2016. V. 327. P. 6–16.
- Rudmin M., Reva I., Sokol E., Abdullayev E., Ruban A., Kudryavtsev A., Tolkachev O., Mazurov A.* Minerals of Rare Earth Elements in High-Phosphorus Ooidal Ironstones of the Western Siberia and Turgai Depression // Minerals. 2019. V. 10(1). P. 1–11.
- Semenkova A., Belousov P., Rzhavskaia A., Izosimova Yu., Maslakov K., Tolpeshita I., Romanchuk A., Krupskaya V.* U(VI) sorption onto natural sorbents // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2020. V. 326(1). P. 293–301.
- Singla R., Alex T.C., Kumar R.* On mechanical activation of glauconite: Physicochemical changes, alterations in cation exchange capacity and mechanisms // Powder Technology. 2020. V. 360. P. 337–351.
<https://doi.org/10.1016/j.powtec.2019.10.035>
- Veloso C.* Verde Agritech announces \$1.358 Million revenue in 2018. Belo Horizonte, Brazil. 2019. <https://finance.yahoo.com/news/verde-agritech-announces-1-358-220000-954.html>
- Verma J.P.* Does Glauconite be an Emerging and Potential Source of Potash Fertilizer? // Recent Advances in Petrochemical Science. 2018. V. 4. P. 5–8.
<https://doi.org/10.19080/RAPSCI.2018.04.555649>
- Vigdorovich V.I., Tsygankova L.E., Esina M.N., Uryadnikov A.A., Shel N.V.* Calculation of the dynamic sorbent capacity in the presence of two sorbates // Journal of Water Process Engineering. 2017. V. 20. P. 180–186.
http://verdepotash.com/investors/pfs_highlights
<https://doi.org/10.1016/J.JWPE.2017.11.002>

Glauconite Deposits of Russia: Geological Position, Condition of Formation and Prospects for Development

P. E. Belousov^{1, *}, N. M. Chupalenkov², M. A. Rudmin³, V. V. Krupskaya^{1, 4}

¹*Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Science, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

²*All-Russian Scientific-Research Institute of Mineral Resources named after N.M. Fedorovsky, Staromonetny lane, 31, Moscow, 119017 Russia*

³*Tomsk Polytechnic University, Lenina prosp., 30, Tomsk, 634050 Russia*

⁴*Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119899 Russia*

*e-mail: pitbl@mail.ru

The article is devoted to the analysis of the mineral resource base of glauconite in Russia, the geotectonic and lithological-paleogeographic positions of deposits and large occurrences of glauconite, and the conditions of their formation are considered. Based on the structural position, age and spatial localization of deposits and occurrences, glauconite provinces were identified and the most promising territories for expanding the mineral resource base of glauconites in the Russian Federation were identified. The information on the reserves of deposits, the degree of their development and production volumes is given. A brief overview of the main producing countries and production volumes of glauconite in the world is carried out. A description of the geological structure and quality of raw materials from the Karinskoe glauconite deposit is given. It has been established that in tectonic terms the deposits and occurrences of glauconite in Russia are confined to the central parts of plates and platforms, foredeeps and orogenic belts; most of them are found in the Upper Cretaceous and Paleogene sediments, some are of Late Jurassic or Early Cretaceous age. The predicted resources of glauconite on the territory of the Russian Federation are more than 2.5 billion tons. The most promising areas include the territories of Western Siberia, as well as the Moscow and Kirov regions of the European part of Russia.

Keywords: glauconite, natural sorbents, industrial minerals, mineral-resource base, potash fertilizers, glauconite provinces, Karinskoe deposit.

УДК 551.86:551.76

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТИТОН(?)–БЕРРИАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА р. ТОНАС (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КРЫМ)

© 2022 г. Е. Ю. Барабошкин^{а, б, *}, Е. О. Мазько^{а, **}, Е. В. Коптев^{а, ***}^аГеологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия^бГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: ejbaraboshkin@mail.ru

**e-mail: eomazko@gmail.com

***e-mail: coptevgor@gmail.com

Поступила в редакцию 23.11.2020 г.

После доработки 12.05.2021 г.

Принята к публикации 26.08.2021 г.

Рассмотрен вещественный состав и обстановки осадконакопления титон(?)–берриасских отложений бассейна реки Тонас (Центральный Крым). Описан комплекс карбонатных отложений, представленных различными видами известняков, брекчий, известковых глин и мергелей. Установленные в шлифах микрофациальные типы пород сопоставимы со стандартными микрофациями, образованными на склонах и в подножии склонов карбонатных бассейнов. Модель ступенчатого рампа, контролируемого разрывами, предложена для интерпретации обстановок осадконакопления. Микрофациальные типы литокластов кальцибрекчий, подтверждают гравитационную транспортировку обломочного материала из внутренних частей рампа, в том числе снос с тромболитовых рифов. Похожие по строению разрезы известны в Швейцарских Альпах.

Ключевые слова: титон, берриас, Крым, кальцитурбидиты, кальцибрекчии, микрофации, обстановки осадконакопления.

DOI: 10.31857/S0024497X22010025

Одним из наиболее известных и доступных разрезов пограничных отложений юры и мела в Центральном Крыму является разрез вдоль реки Тонас. Первые сведения о его строении приведены в работах [Муратов и др., 1969; Горбачик и др., 1970], а более подробное описание можно найти в публикациях [Богданова и др., 1981; Аркадьев, 2007; Аркадьев и др., 2005, 2015]. В этих работах к титону (?) отнесена мощная пачка “рифогенных” известняков, а вышележащая толща ритмичного чередования глин, мергелей и известняков – к нижнему берриасу (аммонитовая зона *Berriasella jacobii*, подзоны *Jacobii* и *Grandis*).

Несмотря на то, что к настоящему времени стратиграфия этих пограничных отложений изучена весьма подробно, седиментологическая характеристика практически неизвестна. Существует лишь несколько публикаций, в которых обсуждаются условия их формирования. В работе [Смирнов, 1997] рассмотрено происхождение ритмичности этих отложений, а в статье [Барабошкин и др., 2019] дана их краткая ихнологическая характеристика. Работы по седиментологическому изучению разновозрастных отложений Первой гря-

ды Крымских гор в последнее десятилетие проводились к западу от р. Тонас [Krajewski, 2010; Пискунов и др., 2012; Аркадьев и др., 2015; Барабошкин, 2016; Рудько, 2018] и к востоку, в районе г. Феодосии [Гужиков и др., 2012; Барабошкин, 2016]. В результате этих исследований было выполнено детальное описание западной (мелководной) и восточной (глубоководной) частей позднеюрско-берриасской карбонатной платформы Крыма, в то время как район перехода от мелководных обстановок к глубоководным оставался слабо охарактеризованным. Настоящая статья в какой-то мере компенсирует этот пробел.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученный разрез расположен в Белогорском районе Центрального Крыма, на южной окраине с. Красносёловка (рис. 1). Координаты начала разреза: С 44°54'27.904", В 34°38'9.996". Титонско(?)–берриасские породы обнажаются в дорожных выемках вдоль шоссе Белогорск–Приветное и в береговых обрывах р. Тонас. В основу статьи положены материалы Е.Ю. Барабошкина,

полученные во время полевых работ 1996–2016 гг., а также результаты полевых исследований разреза Е.О. Мазько и Е.В. Коптевым в 2018 г. Видимая мощность изученного разреза составляет 715 м, из которых около 100 м задерновано. Выполнено детальное седиментологическое описание, которое было дополнено сборами макрофауны и ихнофоссилий; около 400 образцов отобрано для различных типов анализа. Из 80 образцов были изготовлены петрографические шлифы, которые были изучены по методике микрофациального анализа [Flügel, 2010]. При описании карбонатных пород применялась модифицированная классификация Р. Данема [Embry, Klovan, 1971]. Интенсивность биотурбации (биотурбационный индекс, B_i) оценивалась с использованием палеток [Droser, Bottier, 1988].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЗРЕЗА

Разрез расположен на границе Белогорской моноклинали и структурно-фациальной зоны Караби [Nikishin et al., 2015]. Породы залегают моноклиналино, с падением пластов в северных и северо-западных румбах, с углами падения до 10° – 13° . Залегание осложняется пологими малоамплитудными надвигами.

В нижней части разреза обнажается “тектонический клин” [Барабошкин, 2016] рифовых известняков (рис. 2, 3а), который в настоящее время рассматривается также и как олистоплак [Юдин, 2009], хотя ранее он считался частью непрерывной последовательности [Богданова и др., 1981; Аркадьев и др., 2005]. Интерпретация положения этой пачки имеет принципиальное значение, так как в ее кровле традиционно проводилась граница юры и мела. Полученные нами данные позволяют предполагать тектоническую природу этого блока (см. ниже).

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Разрез состоит из трех частей (см. рис. 2). Нижняя, предположительно титонская (пачки 1–3), сложена ритмичным переслаиванием терригенных и глинисто-карбонатных пород; средняя часть (пачка 4) образована титонскими (?) “рифовыми” известняками; верхняя, нижеберриасская (пачки 6–13), представлена ритмичным чередованием карбонатных глин, мергелей и известняков, а также горизонтами карбонатных брекчий в основании.

Разрез начинается в правом борту долины р. Тонас, на повороте дороги к перевалу Аликот-Богаз (нумерация пачек снизу вверх).

Пачка 1. Чередование слоев известковых глин и обломочных известняков, представленных, по микроскопическим наблюдениям, биокластово-литокластовыми рудстоунами, биокластовыми и

пелоидными пак-, грейн- и вакстоунами. Рудстоуны сложены преимущественно карбонатными литокластами (1–4 см); присутствует большое количество онкоидов и различных биокластов. Мощность отдельных слоев известняков достигает 4–5 м. Биокластовые и пелоидные грейн- и пакстоуны (10–20 см) часто имеют градиционную слоистость. Кровля и подошва пачки задернованы. Видимая мощность 25 м.

Вышележащая часть разреза вскрывается в левом борту долины р. Тонас, у туристической стоянки в устье ущелья Шайтан-Капу (см. рис. 3а).

Пачка 2. Чередование слоев тонкослоистых биотурбированных ($B_i = 1$ –4) глин (10–70 см) и алевролитов (30–40 см) с редкими прослойками тонко- и мелкозернистых полимиктовых песчаных турбидитов, с элементами В, D, E цикла Боума. Видимая мощность пачки 9 м.

Граница с вышележащей пачкой проведена по подошве слоя (10 см) известняка.

Пачка 3. Ритмичное чередование слоев известняков-калькаренитов, представленных, по микроскопическим наблюдениям, биокластово-пелоидными грейнстоунами (10–40 см), и тонкослоистых известковых глин (5–50 см). В глинах встречены ихнофоссилии *Rhizocorallium commune* Schmid, *Taenidium diesingi* (Unger), *Chondrites intricatus* Sternberg, а в калькаренитах – единичные ?*Thalassinoides* isp. Видимая мощность пачки 4 м.

Перерыв в наблюдениях около 20 м (отложения задернованы).

Разрез надстраивается известняками ущелья Шайтан-Капу с высотой вертикальных утесов до 50 м (см. рис. 3а). Породы обнажены вдоль русла р. Тонас и на ее правом берегу, но доступны для изучения лишь у смотровой площадки на обочине шоссе.

Пачка 4. Массивные и грубослоистые известняки, биокластовые руд- и байндстоуны (?) с фрагментами известковых губок, кораллов, фрагментами и цельными целыми раковинами моллюсков. Известняки тектонизированы и разбиты многочисленными трещинами, залеченными кальцитом; в них встречаются разноориентированные стилолитовые швы. Видимая мощность пачки до 50 м.

Перерыв в наблюдениях около 10 м (отложения задернованы).

Далее разрез продолжается вдоль шоссе, в правом борту долины р. Тонас.

Пачка 5. Кальцибрекчии, или крупнообломочные литокластовые рудстоуны. Сортировка обломков (1–15 см) плохая, окатанность слабая или отсутствует. На отдельных интервалах наблюдается последовательность, состоящая из надстраивающих друг друга градиционных циклов (мощностью 20–30 см) с эрозионными гра-

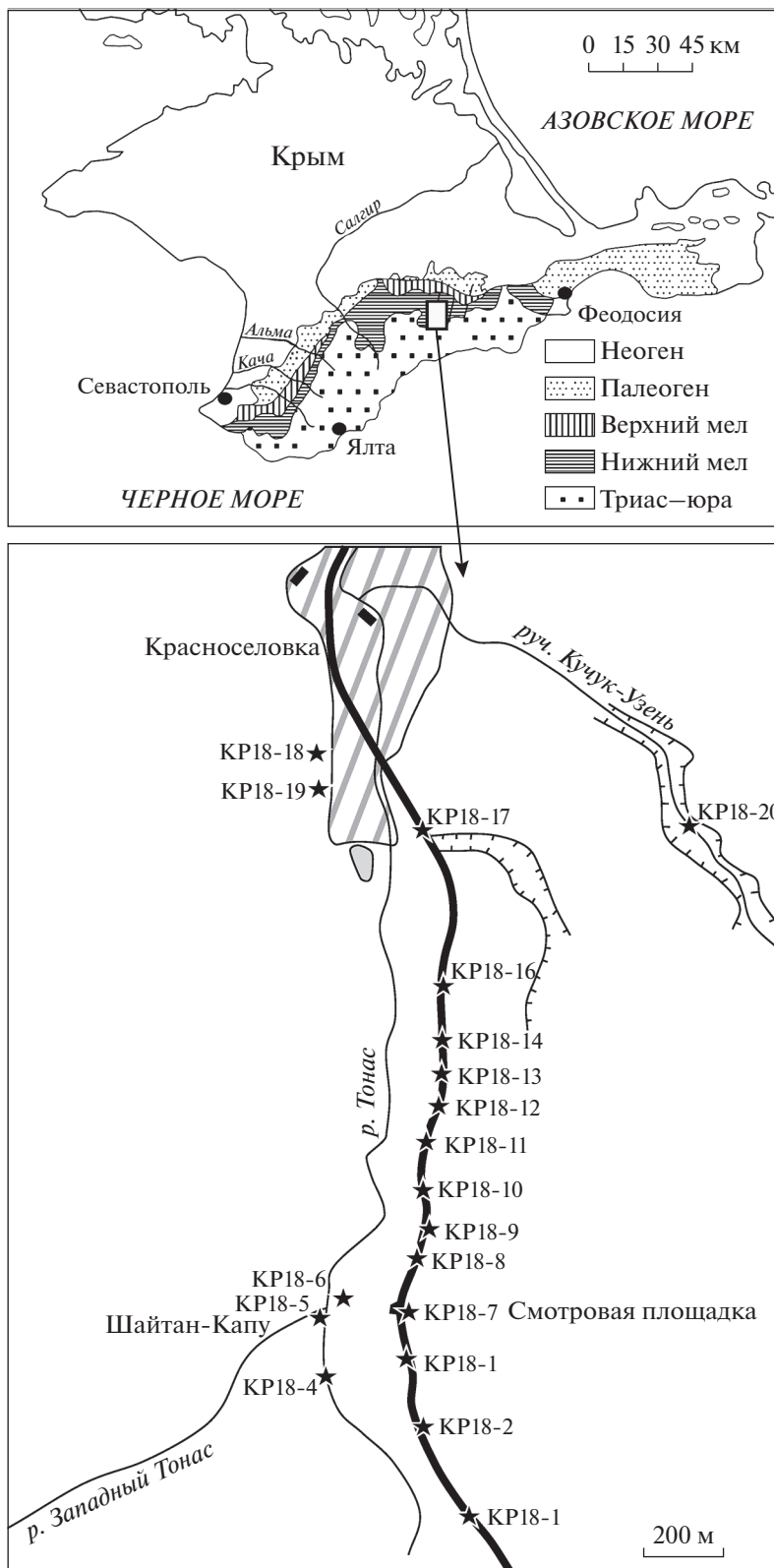


Рис. 1. Местоположение разреза титон–нижнеберриасских отложений по р. Тонас. Индексы обозначают точки наблюдения.

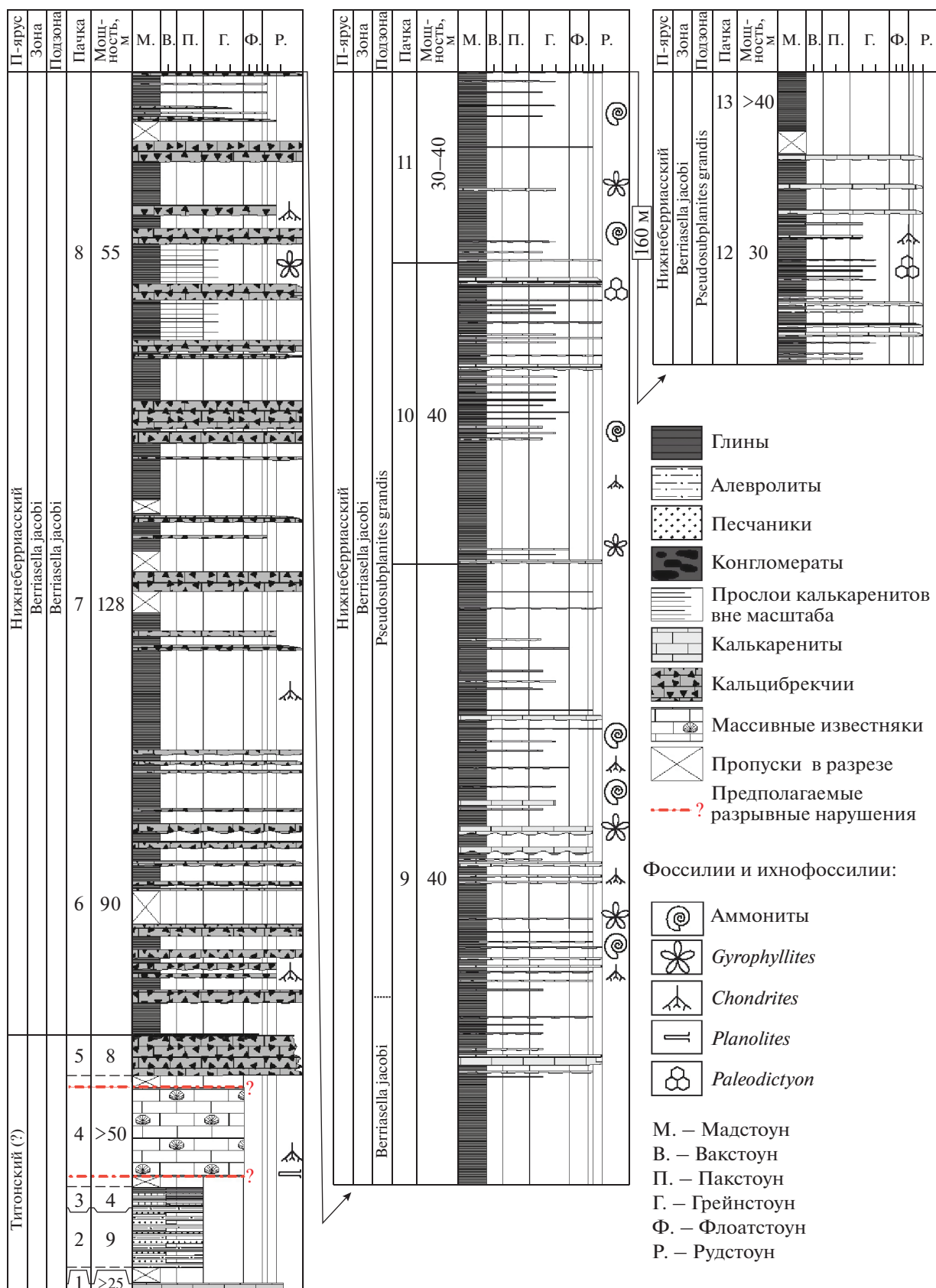


Рис. 2. Сводный разрез титон (?)–нижнеберриасских отложений по р. Тонас. Стрелки показывают как надстраивается разрез; перерывы в обнаженности показаны вне масштаба.

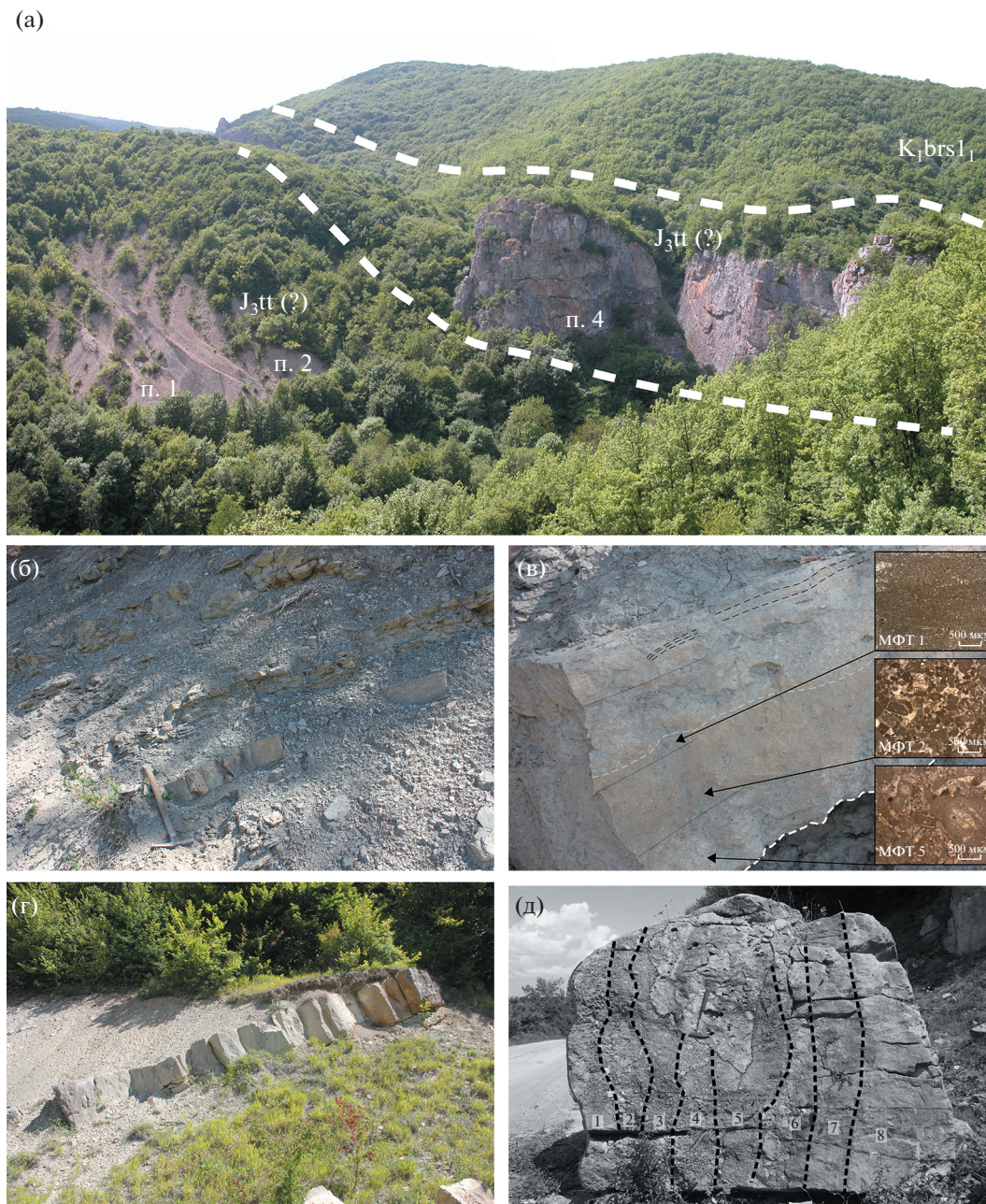


Рис. 3. Элементы строения изученного разреза.

а – панорама Шайтан-Капу (Чёртовы ворота) на левом борту р. Тонас. Видно флишевое основание разреза (пачки 1–2) и “тектонический клин” рифовых известняков (пачка 4). П.1, П.2, П4 – номера пачек; б – калькарениды (кальци-турбидиты) пачки 10 (плотные прослои), чередующиеся с гемипелагическими известковыми глинами (рыхлые прослои); в – пачка 6 (зоны 1 и 2 цикла Майшнера и распределение в них МФТ; в основании цикла видна обратная градационная слоистость, настраивающаяся горизонтальной слоистостью, а затем восходящей рябью, белый пунктир – подошва градационной слоистости внутри слоя грейнстоуна, черный – рябь течения, серые линии – границы МФТ, масштабная линейка – 2 см; г – дебриты (кальцибрекчии) пачки 8; д – фрагмент слоя кальцибрекчий, вывалившийся из стенки обнажения. Цифрами обозначены номера внутренних градационных слоев амальгамированных рудстоунов.

ницами. Отдельные крупные класты рассеяны по всему объему породы, нарушая градационную слоистость. Видимая мощность пачки б м.

Пачка 6. Переслаивание известковых глин (0.1–3 м), кальцибрекчий (1–2 м) и градационно-

слоистых калькаренидов (0.1–1 м), подошвы слоев эрозионные (см. рис. 3в). В калькаренидах иногда можно наблюдать переход от горизонтальной слоистости к косой слоистости восходящей ряби.

Выше залегает слой (20 см) глинистых конгломератов. Обломки (1–3 см) хорошо окатанные, сложены мад- и вакстоунами и включены в глинистый матрикс. Мощность пачки 90 м.

Пачка 7. Известковые глины с редкими прослоями (0.1–2 м) кальцибрекчий. Мощность 128 м (пачка плохо обнажена).

Пачка 8. Чередование слоев глин (1–6 м) и мощных (до 4–5 м) слоев кальцибрекчий (см. рис. 3г, д), состоящих из литокластов размером до 2–3 м. Слои кальцибрекчий имеют сложное строение и состоят из нескольких циклов рудстоунов с градационной слоистостью (см. рис. 3д, номера 1–8), разделенных прослоями (0.1–0.2 м) градационно-слоистых калькаренитов – биокластово-пелоидных грейнстоунов. В верхней части пачки количество таких прослоев увеличивается, но их мощность уменьшается (до 0.03–0.06 м).

Глины биотурбированные ($B_i = 2-3$), в калькаренитах встречаются редкие ихнофоссилии ?*Phymatoderma* isp., *Gyrophyllites* isp., *Chondrites* isp.

Подшошва пачки 8 совпадает с эрозионной подошвой мощного (5.5 м) литокластового рудстоуна, а кровля – проводится в кровле верхнего мощного (2 м) слоя кальцибрекчий. Мощность пачки 55 м.

Согласно работе [Аркадьев и др., 2005], пачки 6–8 относятся к аммонитовой подзоне *Berriasella jacobii* нижнего берриаса.

Пачка 9. Частое чередование слоев известковых глин и мергелей (0.1–0.2 м), кальцибрекчий (0.2–0.3 м) и калькаренитов (0.04–0.3 м) с элементами цикла Майшнера [Flügel, 2010].

Глины и мергели биотурбированные ($B_i = 4-5$). На подошве слоев встречены ихнофоссилии *Naentzschelinia* isp., *Chondrites* isp. и *Gyrophyllites* isp. Количество слоев и мощность кальцибрекчий в этой пачке уменьшается. Одновременно в калькаренитах уменьшаются содержание и размерность литокластов, снижается их разнообразие; в основании слоев калькаренитов часто присутствуют прослои мадстоунов (0.1–0.2 м).

В отложениях пачки найдены остатки аммонитов *Berriasella* sp., *Pseudosubplanites* sp. juv., *Delphinella* sp., *Malbosiceras* sp. и брахиопод *Symphythyris latirostris* (Suess). Мощность пачки 40 м.

Пачка 10. Переслаивание плитчатых глин, мергелей, буроватых и серых калькаренитов (см. рис. 3б). Последние микроскопически представлены грейн- и рудстоунами, в их составе преобладают биокласты и ооиды. Количество прослоев калькаренитов значительно меньше, чем в предыдущей пачке, но в верхней части пачки они становятся более частыми, но менее мощными (1–2 см). В центральной части пачки присутствуют два прослоя (1 м) буровато-серых конгломера-

тов, с окатанными обломками известняков и карбонатным ожелезненным матриксом.

Глины биотурбированные; на подошвах грейнстоунов встречены единичные ихнофоссилии *Rhizocorallium* isp., ?*Thalassinoides* isp., а также аммониты *Berriasella* sp., *Pseudosubplanites* sp. juv. Подошва пачки проводится по кровле слоя кальцибрекчий (1 м), венчающего предыдущую пачку. Мощность 40 м.

Пачка 11. Известковые глины с прослоями (0.1–1 м) биокластовых калькаренитов. Последние представлены биокластовыми вак- и пакстоунами. В сравнении с предыдущей пачкой уменьшается количество прослоев грейнстоунов и возрастает количество и мощность рудстоунов (до 1 м); комплекс ихнофоссилий в основном такой же, как в предыдущей пачке, но также содержит ?*Phymatoderma* isp., *Paleodictyon* isp., *Protopaleodictyon* isp., *Paleodictyon (Glenodictyum) maximum* (Eichw.). Видимая мощность пачки 30 м.

Выше перерыв в наблюдениях около 160 м (отложения задернованы).

Согласно [Аркадьев и др., 2005], пачки 9–11 относятся к аммонитовой подзоне *Pseudosubplanites grandis* нижнего берриаса.

Разрез продолжается в борту дороги у южной окраины с. Красносёловка, и в небольшом овраге, спускающемся с востока.

Пачка 12. Частое чередование слоев глин (0.05–2 м), калькаренитов – грейнстоунов (0.01–0.2 м) и рудстоунов (0.1–1 м); глины заметно преобладают. Комплекс ихнофоссилий такой же, как в отложениях предыдущих пачек. Видимая мощность 30 м. Выше задерновано около 10–20 м.

Разрез надстраивается в южной части с. Красносёловка, в промоине дороги на левом борту долины р. Тонас.

Пачка 13. Глины тонкогоризонтальнослоистые, с редкими прослоями (1–10 см) алевролитов и грейнстоунов. Видимая мощность 40 м.

МИКРОФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ (МФТ) И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

На основании изучения петрографических шлифов, нами выделены МФТ пород разреза, а также МФТ, характеризующие литокласты кальцибрекчий.

МФТ пород изученного разреза

Эта группа МФТ была подробно рассмотрена в работе [Мазько и др., 2019], поэтому здесь приводится только краткая характеристика и интерпретация, которая близка к модели распределения стандартных микрофациальных типов окаймленной платформы и ступенчатого рампа, предложенной Э. Флюгелем [Flügel, 2010].

МФТ 1 – глинистые вакстоуны и мадстоуны (рис. 4а). Представляют собой микритовые карбонатные породы с примесью глины и небольшим количеством биокластов (планктонные фораминиферы, кальцисферы), пелоидов и кварцевого алеврита. Текстура биотурбитовая, $V_i = 3-5$.

Формирование мадстоунов происходит ниже базиса волн в защищенных лагунах и на глубоководье [Flügel, 2010]. В нашем случае, ассоциация мадстоунов с другими МФТ, интерпретируемыми как отложения гравитационных потоков, позволяет предполагать их накопление в глубоководных обстановках вблизи подножия склона бассейна. Присутствие кварцевого алеврита мы связываем с эоловым переносом.

МФТ 2 – биокластово-пелоидные пак-грейнстоуны с микритизированными зернами (см. рис. 4б) преимущественно мелкопесчаной размерности (0.01–0.2 мм), различной окатанности. Среди них наиболее распространены пелоиды (изредка багамитного типа) и литокласты. Биокласты представлены фрагментами раковин двустворок, аммонитов, бентосных фораминифер, криноидей, игл морских ежей, единичных дзикаловых водорослей, а также микроинкрустаторов (*Crescentiella morronensis*, *Lithocodium*, *Bacinella*), присутствующими примерно в равных количествах. Менее распространены онкоиды, кортоиды, зерна кварца, силицитов и глауконита. Текстура варьирует от массивной до градационно-слоистой.

Микритизация карбонатных зерен происходит в мелководных (менее 20 м) условиях с активной гидродинамикой [Кабанов, 2000; Flügel, 2010]. Смешивание микритизированных зерен с литокластами и немикритизированными биокластами нектонной и бентосной фауны, вместе с развитием градационной слоистости указывает на переотложение зерен гравитационными потоками и образование МФТ 2 в условиях подножия склона бассейна.

МФТ 3 – биокластовые грейн-пакстоуны (см. рис. 4в) сложены средне- и плохо сортированными пакстоунами с подчиненным количеством грейнстоунов. Состав схож с МФТ 2, отличаясь преобладанием кортоидов, образовавшихся по обломкам иглокожих. Текстура массивная или биотурбитовая, $V_i = 3-4$. Условия образования аналогичны МФТ 2.

МФТ 4 – пелоидные пак-вакстоуны (см. рис. 4г) состоят из микрита и зерен (до 30–40%), среди которых преобладают пелоиды и биокласты, реже присутствуют литокласты. Биокласты представлены раковинами бентосных и планктонных фораминифер, кальцисфер, радиолярий; встречаются фрагменты скелетов иглокожих и двустворок. Наблюдаются единичные онкоиды и ооиды; пелоиды нередко имеют нечеткие края, сливаясь с матриксом. Текстура массивная или биотурбитовая.

Условия образования близки к МФТ 1, но большое количество переотложенных зерен, ассоциация с МФТ 2 и 3 свидетельствуют о более позднем, по сравнению с предыдущими МФТ, осаждении из суспензионного облака – с образованием верхней части зоны 1 (градационно-слоистые известняки с литокластами и горизонтально-слоистые микриты с литокластами) и нижней части зоны 2 (горизонтально-слоистые микриты) цикла Майшнера [Flügel, 2010] или элементов В (горизонтально-слоистые грейнстоуны) и С (грейнпакстоуны с рябью течения) цикла Боума [Tucker, Wright, 1990].

МФТ 5 – биокластово-литокластовые рудстоуны (см. рис. 4д). Зерна средне- и плохо сортированы и окатаны, представлены литокластами, биокластами, онкоидами, пелоидами и ооидами. Состав биокластов аналогичен МФТ 2 и 3. Часто встречаются микроинкрустаторы *Crescentiella morronensis* с относительно толстой оболочкой (до 0.7 мм). Литокласты образованы ооидно-пелоидными пак-грейнстоунами с пелоидами багамитового типа, единичными фрагментами игл морских ежей, микритизированных раковин бентосных фораминифер, радиолярий; кортоидов, единичных пелоидных пак-вакстоунов и зернами кварца.

Присутствие глубоководных и мелководных литокластов, а также фауны смешанного состава, указывает на образование в условиях склона и подножия склона бассейна.

МФТ 6 – литокластовые флоатстоуны (см. рис. 4е), близки к МФТ 5, отличаясь доминированием матрикса над кластами. Литокласты имеют галечную и валунную размерность. Встречаются биокласты таксономического состава, аналогичного другим МФТ.

Крупные литокласты, “плавающие” в матриксе, являются характерной чертой дебритов [Лидер, 1986; Tucker, Wright, 1990].

МФТ литокластов кальцибрекчий

Рассмотренные ниже микрофациальные типы распространены в горизонтах кальцибрекчий пачек 5–8.

МФТ 7 – строматолитовые байндстоуны (см. рис. 4ж), образованы чередованием слойков пелоидов (0.2–0.4 мм) и микрита. Присутствуют фенестры, единичные онкоиды хорошей сохранности, редко – биокласты бентосных фораминифер.

Слоистая текстура литокластов МФТ 7 является типично строматолитовой. Формирование пелоидных или агглютинированных строматолитов происходило на приливных равнинах, в зоне заплеска [Schlagintweit, Gawlick, 2003; Flügel, 2010].

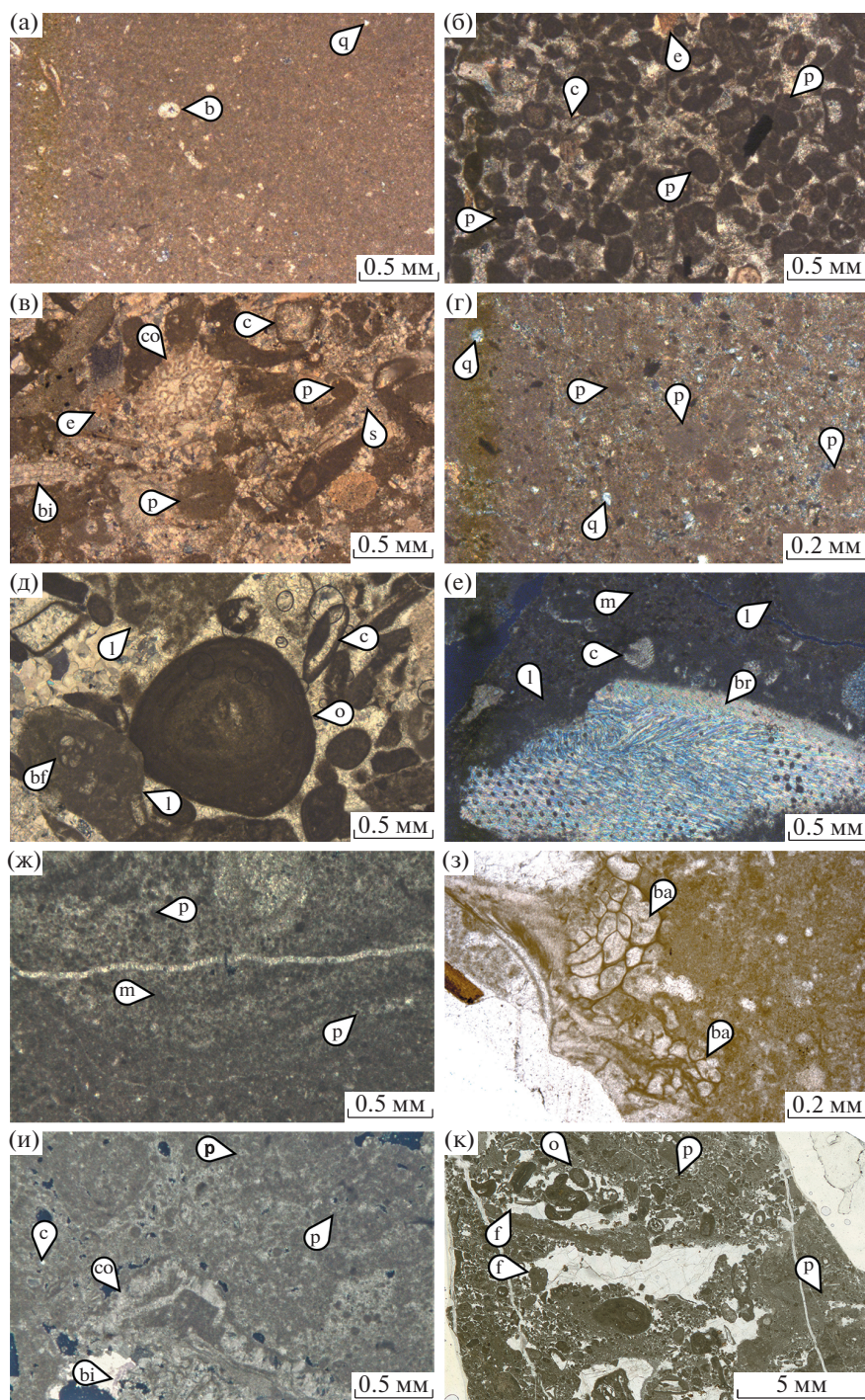


Рис. 4. Микрофациальные типы пород.

а – глинистые биотурбированные вак-мадстоуны, нижний берриас, пачка 12; б – биокластово-пелоидные пак-грейн-стоуны с микритизированными зернами, нижний берриас, пачка 12; в – биокластовые грейн-пакстоуны, нижний берриас, пачка 13; г – пелоидные пак-вакстоуны, титон (?), пачка 3; д – био-литокластовые рудстоуны, нижний берриас, пачка 10; е – литокластовые флоатстоуны, нижний берриас, пачка 10; ж – строматолитовые байндстоуны с пелоидными строматолитами, нижний берриас, пачка 10; з – тромболитовые байндстоуны с микроинкрустаторами *Vacinella*, нижний берриас, пачка 8; и – пелоидно-биокластовые тромболитовые байндстоуны, нижний берриас, пачка 10; к – фенестровые тромболитовые байндстоуны, титон (?), пачка 4. Микрофотографии в скрещенных николях (за исключением з, и, к – где николи параллельны).

Буквами обозначены: б – биокласты, ба – *Vacinella*, bf – бентосные фораминиферы, bi – обломки двустворок, c – кортоиды, co – кораллы, e – обломки иглокожих, f – фенестры, l – литокласты, m – микрит, o – онкоиды, p – пелоиды, q – кварц, s – спарит.

Литокласты МФТ 7 в кальцибрекчиях содержатся в подчиненном количестве, по сравнению с МФТ 8.

МФТ 8 – тромболитовые байндстоуны с микроинкрустаторами (см. рис. 4з). Главным структурообразующим компонентом являются неслоистые или слабоструктурированные тромболиты, содержащие инкрустаторов – пузыристые агрегаты *Bacinella*, корки *Lithocodium* и нитевидные образования. *Bacinella* и *Lithocodium* часто образуют единую ассоциацию [Krajewski, 2010; Пискунов и др., 2012; Рудько, 2018], но в изученных шлифах литокластов они в основном встречались раздельно. Другими компонентами являются онкоиды, кортоиды и биокласты бентосных фораминифер, включенные в структуру тромболитов и микроинкрустаторов.

Ассоциация, представленная в литокластах МФТ 8, указывает на существование источника сноса – тромболитовых рифов. Аналогичные МФТ и образованные ими рифовые постройки были ранее описаны к западу от рассматриваемого района [Krajewski, 2010; Рудько, 2018].

МФТ 9 – пелоидно-биокластовые тромболитовые байндстоуны (см. рис. 4и). В различных соотношениях присутствуют кортоиды, багамитные и прочие пелоиды, ооиды, биокласты криноидей, губок, морских ежей, бентосных фораминифер, скрепленные различными микроинкрустаторами. Текстура, как правило, хаотическая.

Присутствие в породах этого микрофациального типа структурных элементов, первоначально формировавшихся в различных обстановках, позволяет предположить, что по крайней мере часть из них была скреплена (литифицирована) и подверглась транспортировке перед окончательным осаждением в виде МФТ 9. Слои аллотигенного материала чередуются со слоями перекристаллизованных микроструктур неизвестных микроинкрустаторов. Обилие компонентов, образовавшихся в условиях вялой гидродинамики (микрит, онкоиды), скрепленных тромболитами и инкрустаторами, указывает на формирование биогенных построек ниже базиса волн. Расположение этих построек и детали их строения неизвестны. Вполне вероятно, что они близки постройкам центральной и западной частей Первой Гряды Крыма [Krajewski, 2010; Пискунов и др., 2012; Барабошкин, 2016; Рудько, 2018].

МФТ предполагаемых “тектонических клиньев”

Основным микрофациальным типом известняков в нижней части изученного разреза (пачка 4), отнесенных к “тектоническому клину”, является МФТ 10.

МФТ 10 – тромболитовые фенестровые байндстоуны (см. рис. 4к); состоят из пелоидов и микритизированных литокластов, с единичными микритизированными фрагментами двустворок, гастропод, иглокожих, губок, кортоидов; микроинкрустаторами *Crescentiella morronensis*; содержат крупные (до первых сантиметров) фенестры, заполненные кристаллическим кальцитом. В некоторых шлифах наблюдаются отдельные тонкие (от одного миллиметра до нескольких сантиметров) прослои, состоящие из разнообразного обломочного материала, с минимальным участием тромболитов. В других шлифах, напротив, доминируют тромболиты с неяснослоистым или хаотичным распределением фенестр разного размера и формы; такие породы преобладают. Единичные класты с фенестровыми тромболитами отмечены в кальцибрекчиях пачки 5.

Помимо МФТ 10, в строении предполагаемых тектонических клиньев (пачка 4) участвуют МФТ 8 и 9. Ввиду труднодоступности пород данной пачки, образующей вертикальные обрывы, она изучена не полностью – у смотровой площадки на правом борту р. Тонас, поэтому о закономерностях ее строения судить сложно, и решение этой проблемы, безусловно, требует дальнейших исследований.

Фенестровые тромболитовые байндстоуны образуют постройки в широком спектре условий: от водорослевых маршей до склонов платформ, но наиболее характерны для над- и межприливных условий [Tucker, Wright, 1990; Perri et al., 2003; Flügel, 2010]. В нашем случае не хватает данных, на основании которых можно уверенно судить о глубине их формирования. Вероятнее всего, они образовались вблизи базиса волнового воздействия, поскольку трещины усыхания, следы морской абразии или строматолиты не отмечены, а присутствующие в них биокласты характеризуют как прибрежные, так и открыто-морские обстановки.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ ЗЕРЕН ПО РАЗРЕЗУ

В калькаренидах и кальцибрекчиях изученных отложений можно выделить несколько типов зерен: пелоиды, литокласты, онкоиды и биокласты, распределение которых по разрезу указывает на изменение источников сноса карбонатного материала.

Пелоиды. Наибольшее содержание пелоидов (до 80%) наблюдается в породах пачек 1–3 и 5–11. Количество их постепенно уменьшается вверх по разрезу (до 60% в пачке 12). В этом же направлении возрастает количество багамитовых пелоидов, что может быть связано с экспозицией частей рампа и их размывом.

Литокласты. Встреченные литокласты можно подразделить на мелководные (ооидные грейн-пакстоуны, пакстоуны с микритизированными зернами и бентосными фораминиферами, зерна с микроинкрустаторами *Lithocodium* и *Bacinella*), которые образовались в пределах внутреннего и среднего рампа, и глубоководные (биоластовые вакстоуны с радиоляриями), сформировавшиеся на внешнем рампе. Содержание литокластов в породах снижается вверх по разрезу одновременно с утонением прослоев рудстоунов и уменьшением в них размера зерен. В основании разреза преобладают мелководные литокласты. Однако вверх по разрезу их содержание уменьшается: от 60–70% в пачках 1–3 и 40–90% в пачках 5–11 до ~1% в пачке 12; одновременно в породах увеличивается количество более глубоководных литокластов: от 2–3% в пачках 1–3 до 3–20% в пачках 5–11 и ~10% в пачке 12). Это может быть связано с постепенным выполаживанием склона ступенчатого рампа и уменьшением энергии, необходимой для переноса крупного материала, а также отступанием береговой линии.

Онкоиды. В онкоидах редко сохраняются ядра, которые представлены в основном биоластами. Онкоиды с толстой оболочкой (0.5–1 см) встречаются только в нижней части разреза (пачки 1–8). Вверх по разрезу количество онкоидов уменьшается (вплоть до их исчезновения), а оболочка онкоидов становится более тонкой (1–2 мм).

Биокласты. В изученных отложениях присутствуют фрагменты и целые раковины различных организмов. Обломки криноидей присутствуют в породах постоянно, и их количество (снизу–вверх) практически не изменяется. Переотложенные остатки кораллов, известковых губок, раковины гастропод (в литокластах) редки, их количество не превышает 5–6% общего содержания карбонатных зерен; они наиболее многочисленны в горизонтах кальцибрекчий (пачки 5–8) и в тромболитовых известняках (пачка 4). В глинистых мергелях и глинах в непереотложенном состоянии встречаются сравнительно редкие остатки аммонитов, аптихов, брахиопод и двустворчатых моллюсков, а также многочисленные микрофоссилии – бентосные и планктонные фораминиферы, известковый нанопланктон и др., указанные в публикациях по данному разрезу. Обедненный состав нормально-морской автохтонной и субавтохтонной макрофауны, многочисленные остатки планктона в отложениях свидетельствуют об относительно глубоководных условиях открытого бассейна.

Одним из индикаторов условий осадконакопления могут являться микроинкрустаторы.

Проблематики *Crescentiella (Tubiphytes) morronensis* постоянно присутствуют в породах изученного разреза. Это цилиндрические образова-

ния, диаметр которых зависит от освещенности, в частности – от глубины бассейна [Leinfelder et al., 1993]. Однако основываясь на этой зависимости, в нашем случае, как и в ряде других [Пискунов и др., 2012], оценить глубину невозможно ввиду переотложения этих фоссилий.

Кроме *Crescentiella*, в кластах присутствуют микроинкрустаторы *Lithocodium* и *Bacinella*, которые встречаются в кластах как отдельно, так и совместно. Согласно [Leinfelder et al., 1993; Flügel, 2010], рост этих организмов происходил в пределах внешнего и среднего рампа, при низкой скорости осадконакопления в нормально-морских или слабострессовых условиях. Последнее было установлено, в частности, для юрского рампа Германии [Flügel, 2010], кимеридж-берриасской платформы Известковых Альп [Schlagintweit, Gawlick, 2003], триаса Калабрии [Rameil et al., 2010] и других разрезов, где *Bacinella* тяготеют к межприливным обстановкам или лагунным фациям. В нашем случае остатки *Lithocodium* и *Bacinella* встречены в пачках 1–10, указывая на мелководный источник, но полностью исчезают в вышележащей части разреза.

Фрагменты тромболитов распространены в пределах всего разреза, за исключением пачки 13, но фенестровые тромболиты, указывающие на крайнее мелководье, участвуют в строении “тектонических клиньев” (пачка 4) и лишь в единичных зернах встречены в пачке 5.

Пелоидные строматолиты, характеризующие обстановки приливных равнин, распространены в кластах кальцибрекчий (пачки 5–6).

Таким образом, переотложенные зерна, характеризующие прибрежные и мелководные обстановки, присутствуют в отложениях пачек 1–10, а выше по разрезу они исчезают, при этом “максимум” их распространения приходится на пачки 5–6, содержащие большое количество пластов кальцибрекчий. Очевидно, и вполне закономерно предположить, что наиболее интенсивно мелководная часть бассейна абрадировалась именно во время накопления наиболее грубообломочных фаций (кальцибрекчий) пачек 5–6. Горизонты кальцибрекчий присутствуют также в верхней половине пачки 7 и в пачке 8, выше которых последовательность демонстрирует отчетливо выраженный трансгрессивный тренд.

На этом фоне, как уже отмечалось, относительно мелководные постройки пачки 4 с фенестровыми и другими тромболитами выглядят аномальными, выбиваясь из общей последовательности как по способу образования, так и по характеру слагающих их карбонатов. На наш взгляд, учитывая их сильную тектонизацию, это подтверждает предположение о том, что они находятся в тектонических соотношениях с остальной последовательностью.

УСЛОВИЯ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ НА ОСНОВЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МИКРОФАЦИЙ

Для изученных отложений характерны черты, присущие как окаймленным платформам, так и рампам. Большинство МФТ соответствуют обстановкам седиментации склона, подножия, и дна бассейна. В них представлен материал, в основном мобилизованный на мелководье, перенесенный и переотложенный гравитационными потоками (МФТ 2–7). В большинстве МФТ присутствуют продукты разрушения тромболитовых рифов. Такие постройки могли формироваться в обстановках от надприливной полосы до глубин в первые сотни метров [Leinfelder, Schmid, 2000; Flügel, 2010]. Исключение составляют фенестровые тромболитовые байндстоуны предполагаемого тектонического клина (пачка 4), которые заметно отличаются от карбонатных пород ниже- и вышележащей частей разреза. Комплекс их МФТ отражает относительно мелководные условия, но, по-видимому, ниже базиса волн.

Установленные в разрезе МФТ и большинство типов пород не соответствуют модели гомоклинального рампа, поскольку присутствие турбидитов и дебритов свидетельствует о существовании склона. Склон характерен как для ступенчатого рампа, так и для окаймленной платформы. В случае рампа образование подобных склонов может быть связано с разрывными нарушениями, активизация которых может приводить к мобилизации большого количества материала [Read, 1982].

Морфология крымской карбонатной платформы является предметом дискуссии [Krajewski, 2010; Барабошкин, 2016; Рудько, 2018]. Наши данные по МФТ подтверждают точку зрения об образовании отложений на склоновой части карбонатного ступенчатого рампа в берриасское время (рис. 5). В пользу этой гипотезы говорит отсутствие микрофаций, характерных для окаймления платформ, которые не были найдены ни в изученных слоях грейн- и рудстоунов, ни в литокластах из дебритов, область мобилизации обломочного материала которых, как было показано выше, охватывает широкий спектр обстановок от крайне мелководных до относительно глубоководных. Значительная часть изученных отложений сформировалась в результате схождения гравитационных потоков различного типа.

Характерной особенностью рамповых последовательностей является присутствие темпеститов, но в изученном разрезе они отсутствуют. Если наша гипотеза существования рампа верна, то разрез с темпеститами внешнего рампа и высокоэнергетические карбонатные фации среднего рампа следует искать примерно в 8–10 км западнее изученного нами разреза, на Караби-Яйле. Обстановки осадконакопления, характеризую-

щие отложения последней, все еще мало изучены [Аркадьев и др., 2015; Барабошкин и др., 2019], но не противоречат модели ступенчатого рампа.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИХНОКОМПЛЕКСОВ

Хотя ихнология отложений данного разреза кратко уже обсуждалась в литературе [Барабошкин и др., 2019], новые находки ихнофоссилий позволяют уточнить состав ихнокомплексов и последовательность их смены.

При изучении разреза установлено, что практически все известковые глины и мергели биотурбированы ($Bi = 4-5$), с чем связано отсутствие в них слоистости в настоящее время. Биотурбация затронула и прослой грейнстоунов, в которых встречаются норы *Ophiomorpha*?, заполненные карбонатными зернами и микритом, однако не проявлена в рудстоунах и кальцибрекчиях. Редкость офиоморф не позволяет в отложениях изученного разреза выделять субихнофазию *Ophiomorpha rudis*, в отличие от отложений района Феодосии. Вероятно, отсутствие биотурбаций обусловлено заметно более грубым обликом отложений в разрезе р. Тонас, иным способом транспортировки осадочного материала (дебриты) и высокими темпами осадконакопления в целом (разрез нижнего берриаса на р. Тонас не менее, чем в 2.5 раза мощнее феодосийского).

Разнообразие и количество ихнофоссилий в породах заметно увеличивается вверх по разрезу. В пределах титонского (?) интервала они встречаются редко, хотя в известковых глинах пачки 3 встречены единичные следы питания *Rhizocorallium commune* Schmid (рис. 6.11) и менисковые ходы *Taenidium diesingi* (Unger) (см. рис. 6.10), а в калькаренитах — единичные норы-жилища *Thalassinoides* isp. В известняках пачки 4 (предположительно, “тектонический клин”) ихнофоссилии не найдены.

В нижней части берриасской последовательности (пачки 6–8) ихнофоссилии также редки и встречаются на кровле тонких прослоев кальцитурбидитов, заключенных между мощными слоями кальцибрекчий. Здесь появляются единичные *Phymatoderma* isp. (см. рис. 6.1), *Gyrophyllites* isp. (см. рис. 6.8) и *Chondrites* isp., *Thalassinoides* isp.

В верхней части разреза (пачки 9–12) встречен более разнообразный комплекс ихнофоссилий (см. рис. 6): *Haentzschelinia* isp. (см. рис. 6.6), *Phymatoderma* isp. (см. рис. 6.4), *Chondrites* isp. (см. рис. 6.5) и *Gyrophyllites* isp. (см. рис. 6.8), *Paleodictyon* isp. (см. рис. 6.7), *Protopaleodictyon* isp. (см. рис. 6.2), *Paleodictyon (Glenodictyon) maximum* (Eichw.) (см. рис. 6.3).

Ранее [Барабошкин и др., 2019] здесь были отмечены *Chondrites intricatus* Sternberg, *Ch. targionii* (Brongn.), *Ch. isp.*, *Ophiomorpha* isp., *Spongiomorpha*

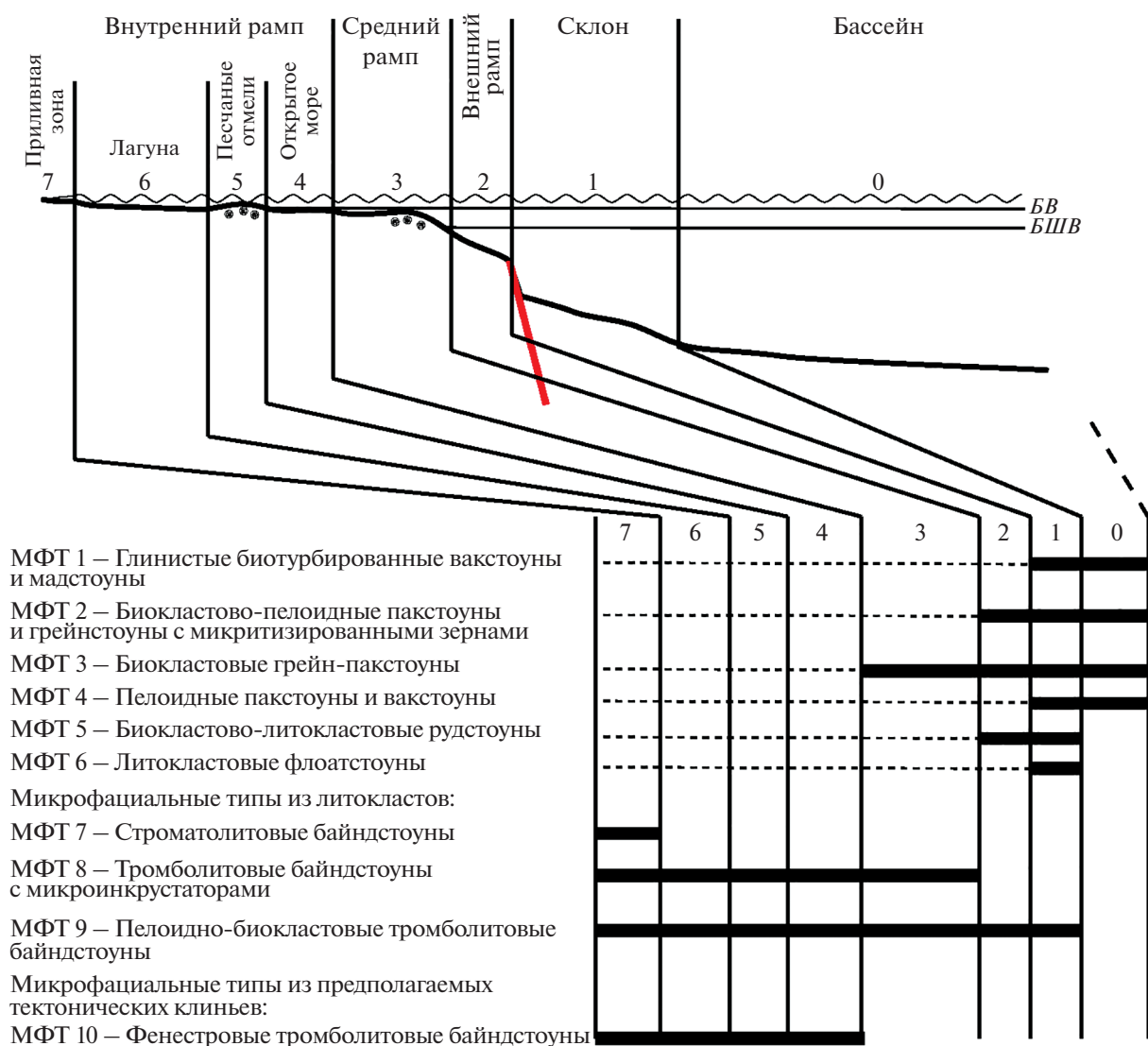


Рис. 5. Седиментологическая модель ступенчатого рамп и распределение изученных МФТ по фациальным зонам. БВ – базис волн в спокойную погоду, БШВ – базис штормовых волн, красная линия – разлом.

pha isp., *Lorenzina* cf. *plana* (Książ.), *Gyrophyllites kwassizensis* Glocker, *Gyrophyllites* isp., *Protovirgularia* cf. *obliterate* (Książ.), *Helicorhaphe* isp., *Helminthopsis tenuis* Książ., *Spirophycus* isp., *Belorhaphe zickzack* (Heer), *Desmograption* isp. Большинство этих ихнотаксонов относится к структурам питания осадком, что характерно для глубоководных отложений.

Сравнивая данную ассоциацию с ихнофациальной моделью глубоководных отложений [Uchman, Wetzel, 2012], можно с некоторой условностью говорить об аналоге субихнофации *Paleodictyon* ихнофации *Nereites* [Барабошкин и др., 2019]. Последняя, как было отмечено выше, отличается от феодосийских разрезов, где в титонских (?) турбидитах наблюдается обилие офиоморф и *Thalassinoides* – нор-жилищ ракообразных. В то же время

совместное присутствие *Paleodictyon* и *Rhizocorallium* отражает более мелководные условия в разрезе Тонас. В верхней части нижеберриасской последовательности, представленной в разрезе по р. Тонас, это же сочетание сопровождается ростом разнообразия ихнофоссилий, что указывает на переход от ихнофации *Nereites* к ихнофации *Cruziana*. Увеличение разнообразия ихнотаксонов является индикатором улучшения аэрации придонных вод, обилия пищи и снижения темпов седиментации. Эти изменения, очевидно, связаны с уменьшением глубины бассейна и переходом предположительно к нижнему рамп, что позволяет уточнить полученные ранее выводы [Барабошкин и др., 2019]. Необычным представляется отсутствие структур *Zoophycos*, которые обычно в мезозойских и кайнозойских разрезах



Рис. 6. Иchnofossilии, встреченные в отложениях изученного разреза.

1 – ?*Phymatoderma* isp., обр. 10/4ИФ, пачка 8; 2 – *Protopalaeodictyon* isp., обр. 15/28ИФ, пачка 11; 3 – *Paleodictyon* (*Glendictyum*) *maximum*, 20/11ИФ, пачка 11; 4 – ?*Phymatoderma* isp., обр. 16/4ИФ, пачка 11; 5 – *Chondrites intricatus* Sternberg, обр. 3/7ИФ, пачка 3; 6 – *Haentzschelinia* isp., обр. 12/48ИФ, пачка 9; 7 – *Paleodictyon* isp., обр. 20/6ИФ, пачка 11; 8 – *Gyrophyllites* isp., обр. 10.2ИФ, пачка 8; 9 – *Rhizocorallium* isp., пачка 10; 10 – *Rhizocorallium commune* Schmid, пачка 3; 11 – *Taenidium diesingi* (Unger), пачка 3. Масштабная линейка 1 см.

характеризуют склоновые обстановки. Причина этого пока непонятна.

Заметим, что похожие изменения разнообразия ихнотаксонов были отмечены и в феодосийских разрезах [Барабошкин и др., 2016], что интерпретировалось как переход к пелагическим фациям бассейна, не связанным со склонами. Стратиграфически этот переход в обоих разрезах приходится примерно на границу подзон *Jacobi/Grandis* нижнего берриаса.

Если обратиться к ихнофациальной модели гомоклинальной рампы [Knaust et al., 2012], то окончательный переход к внешнему рампу должен быть интерпретирован при сочетании ихнофагии *Cruziana* (на иловом субстрате) и *Skolithos* (на калькаренидах). Однако в разрезе по р. Тонас разнообразие и обилие ихнофоссилий в отложениях пачек 9–12 не в полной мере соответствует ихнофагии *Cruziana* (отсутствуют многие типичные представители, такие как *Rosselia*, *Asterosoma*, *Teichichnus* и др.), а ихнофагия *Skolithos* (так же как и темпеститы) установлены не были.

Отсюда можно сделать вывод, что ихнокомплексы верхней части изученного разреза по р. Тонас ближе к бассейновым фациям, чем к собственно рампу, но являются уже “более мелководными”, чем в нижележащей части разреза.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Основные типы отложений

На основе изучения разреза, интерпретации микрофаций и результатов ихнофациального анализа, можно выделить следующие основные типы отложений.

Кальцитурбидиты. По аналогии с циклами Боума, в карбонатных бассейнах с большим количеством пелитового материала, для известняков распространены циклы Майшнера [Flügel, 2010]. Они встречаются практически по всему разрезу, преобладая в верхней части. В основном сохраняются нижние элементы, когда как верхние элементы с текстурами отсутствуют. Прослойки рудстоунов и грейнстоунов характеризуются градиционной слоистостью, изредка надстраиваемой текстурами восходящей ряби. Мощность циклов Майшнера в изученном разрезе составляет от 0.1 до 1.5 м.

В нижней титонской (?) части разреза преобладают терригенные отложения с циклами Боума мощностью от 0.3 до 2 м. Наиболее часто встречаются элементы D (горизонтальнослоистые паквакстоуны) и E (горизонтальнослоистые вакмадстоуны).

Дебриты. В изученном разрезе к дебритам отнесены грубообломочные слои кальцибрекчий. Они обладают плохими сортировкой и окатанностью обломков; между литокластами присутству-

ет карбонатный матрикс. Мощность таких отложений может достигать 5 м. Слои характеризуются сложным строением, часто включают линзы отложений с нормальной и обратной градиционной слоистостью. Очевидно, что их образование было одноактным. Об этом свидетельствует отсутствие текстур облекания слоями вмещающей породы крупных (до 2 м) литокластов. Последние, как правило, пересекают сразу несколько слоев, контрастных по структурно-текстурным особенностям – то есть литокласты перемещались вместе с более мелкими компонентами матрикса, а текстурные различия отдельных слоев в пределах мощного слоя объясняются морфологической и гидродинамической спецификой гравитационного потока.

Гемипелагиты. Наиболее крупные слои гемипелагитов приурочены к нижней части разреза (пачки 7–8), где их мощность может достигать 10–15 м. В приподошвенных частях кальцитурбидитов часто присутствует прослой мергеля (до 20 см), образование которого, предположительно, связано с диагенезом и миграцией карбонатного материала из грейнстоунов в нижележащие карбонатные глины [Tucker, Wright, 1990].

Биогенные постройки. К биогенным постройкам относятся тромболитовые известняки пачки 4. Как уже отмечалось, присутствие в них феностровых тромболитов указывает на сравнительно мелководные подприливные условия и не согласуется с другими типами отложений и способом их образования. Учитывая сильную тектонизацию этих пород, можно предполагать, что они представляют собой тектонические клинья.

Общая модель формирования отложений

Для синхронных отложений района Феодосии была предложена модель проградационного фена [Гужиков др., 2012; Барабошкин, 2016]. Здесь в отложениях титона (?) вверх по разрезу наблюдаются постепенное поглубение зерен и увеличение мощности турбидитовых слоев, а выше, в нижней части берриаса, количество прослоев турбидитов и их мощность резко уменьшаются. Среди наиболее грубозернистых отложений, представленных в феодосийском разрезе, доминируют турбидиты.

В изученном разрезе по р. Тонас наблюдается существенно иной тренд: в нижней титонской (?) части разреза заметного увеличения мощности и поглубения обломочного материала турбидитов не происходит. Берриасский интервал начинается с грубых кальцибрекчий, причем мощность слоев кальцибрекчий так же, как и турбидитов, вверх по разрезу уменьшается одновременно с уменьшением размерности слагающих эти породы обломков. Наиболее грубозернистые отложения представлены в разрезе по р. Тонас дебрита-

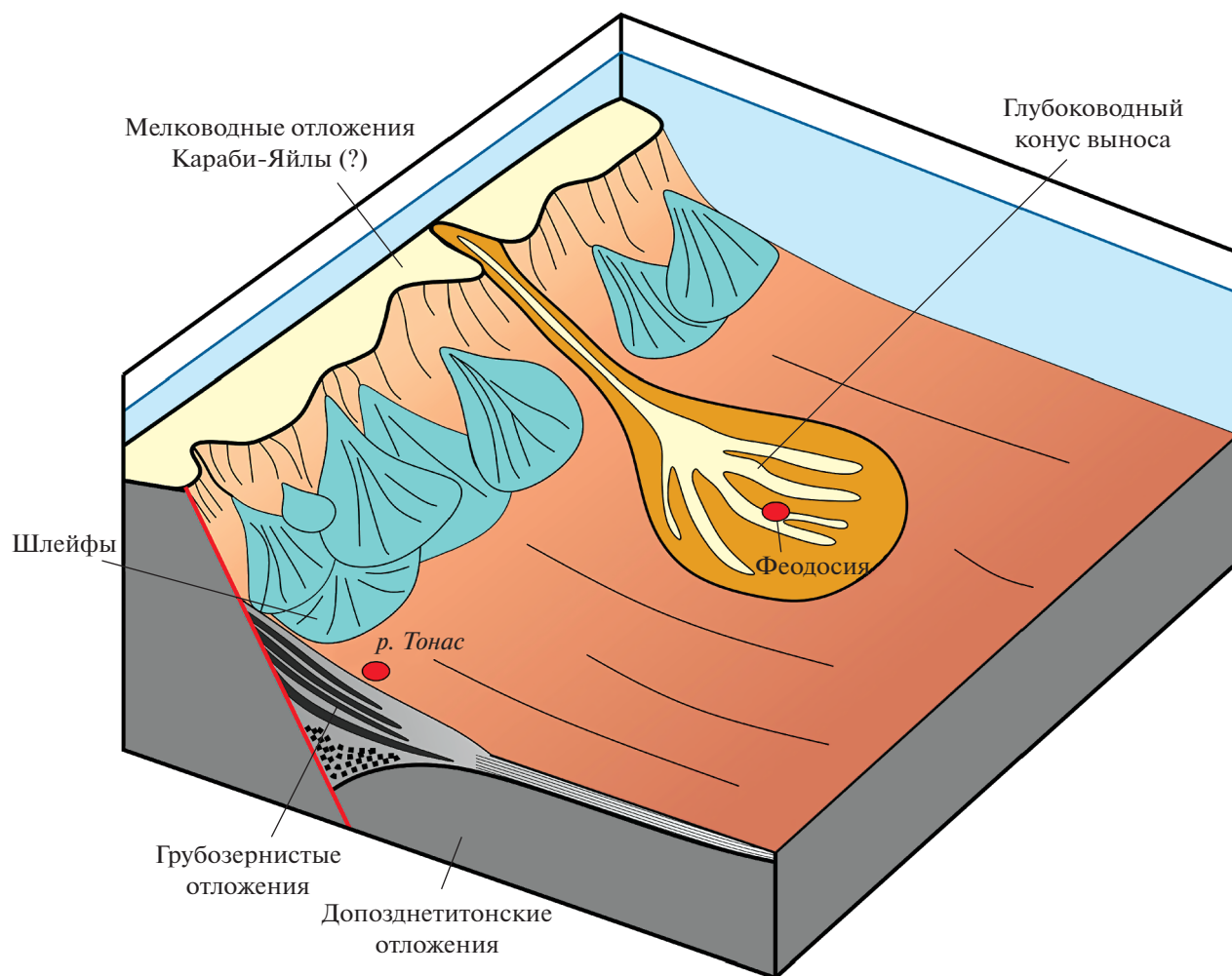


Рис. 7. Седиментологическая модель глубоководной части (склона и подножия склона) ступенчатого рампа, существовавшего в титон–берриасское время в Восточном Крыму. Глубина моря – десятки–первые сотни м.

ми, которые вверх по разрезу сменяются турбидитами.

К рассмотренным выше отложениям по реке Тонас может быть применена модель синтетектонического заполнения приразрывных полуграбенов глубоководными шлейфами Г. Эберли [Eberli, 1987], дополненная одновременным развитием турбидитовых конусов. Для этой модели характерным является тренд уменьшения размерности обломков вверх по разрезу и переход от грубообломочных отложений к гемипелагитам.

Изученные нами кальцитурбидиты по своим признакам близки к литофациям, установленным Г. Эберли [Eberli, 1987] – толсто- и тонкослоистым турбидитам. В изученном нами разрезе наблюдается и весьма схожий тренд уменьшения мощности грубозернистых слоев и размерности зерен вверх по разрезу. Отсутствие характерных для модели Эберли мегабрекчий можно объяс-

нить менее крутым склоном, меньшим объемом транспортируемых осадков и в целом более низкой тектонической активностью в регионе. Не исключено, однако, что самые нижние слои кальцибрекчий в разрезе не сохранились вследствие срыва на границе с “тектоническим клином”.

Общий тренд уменьшения доли грубообломочных отложений (кальцибрекчий и турбидитов), вероятно, связан с компенсационным заполнением бассейна и выполаживанием склона ступенчатого рампа.

Следует отметить, что этот тренд не является монотонным: кальцибрекчий распространены в пачках 5–6, и выше – в верхней половине пачки 7 и в пачке 8. И если начальный этап формирования кальцибрекчий можно было бы связывать с глобальным падением уровня моря (Kbel: [Gradstein et al., 2020]), а не с действием разрыва, то для второго импульса, приходящегося на начало време-

ни Ясоби раннего берриаса (пачки 7 и 8), такое объяснение не выглядит правдоподобным. При этом стоит учитывать, что датировка нижнего горизонта кальцибрекчий в изученном разрезе также является приблизительной, поскольку нет точных данных о возрасте тромболитовых известняков “тектонического клина” (пачка 4), а нижележащие отложения (пачки 1–3) отнесены к титону условно [Аркадьев, 2007; Аркадьев и др., 2005].

В связи с выяснением основных закономерностей строения разреза, возникает вопрос о положении “тектонического клина” (пачка 4), образование которого можно объяснить двумя способами. Первый предполагает тектоно-гравитационную природу этих карбонатных образований, их связь с действием синседиментационных разрывов в нижней части рампа и выведением на поверхность более древних рифовых построек. Второй способ – тектонический, связанный с образованием меланжа во время альпийского (?) тектогенеза [Юдин, 2011].

Нам представляется более обоснованным первый вариант, хотя несомненно, что при более поздней активизации зона разрыва должна была “подновляться”. Первая гипотеза косвенно подтверждается: 1) своеобразием пород, слагающих пачку 4 (см. выше); 2) признаками тектонизации на уровне интервала тромболитовых известняков и наиболее мощных брекчий основания берриаса, которая может быть связана с зоной разрыва, контролировавшей осадконакопление в пределах ступенчатого рампа [Гужиков и др., 2012; Барабошкин, 2016]; 3) территориальной близостью к мелководным фациям плато Караби-Яйла [Аркадьев и др., 2015], а также 4) представлениями об аккреционно-коллизии события вблизи границы юры и мела [Милеев и др., 2009; Рудько, 2018].

В любом случае, эти предположения остаются гипотезами и нуждаются в дальнейших исследованиях, связанных, в первую очередь, с надежным обоснованием возраста предположительно титонских отложений пачек 1–4.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализируя совокупность полученных данных, можно сделать вывод о существовании на рубеже титона и берриаса и в начале берриаса в исследуемом районе ступенчатого рампа, нижняя часть которого контролировалась тектоническими нарушениями (разрывами), а на склоне и в подножии отлагались гравитационные отложения (дебриты, кальцитурбидиты) и гемипелагиты (рис. 7). Эта гипотеза согласуется с полученными ранее данными для района Феодосии [Гужиков и др., 2012; Барабошкин, 2016; Барабошкин и др., 2019].

В пользу существования именно ступенчатого рампа свидетельствует микрофациальный состав обломков кальцибрекчий, руд- и грейнстоунов. В кластах обнаружены микрофациальные типы, характерные для всех частей рампа, включая тромболитовые рифы. При таком широком представителе различных фациальных поясов вероятность того, что фации барьера не были включены в процесс переотложения, мала.

На протяжении раннего берриаса происходило синтектоническое заполнение наиболее погруженной части бассейна, располагавшейся в основании склона. Изученные отложения разреза по р. Тонас отнесены нами к шлейфовым фациям, тогда как в феодосийских разрезах – к фациям глубоководного фена [Гужиков и др., 2012; Барабошкин, 2016]. В отличие от модели проградации фена [Walker, 1978], с погребением обломочного материала вверх по разрезу (переход от нижнего к среднему фену), предложенной для разновозрастных отложений района г. Феодосии, в разрезе р. Тонас наблюдается тренд уменьшения мощности слоев и “утонения” зерен вверх по разрезу.

Компенсация бассейна привела к прекращению гравитационной седиментации и переходу к пелагическим бассейновым условиям.

Не до конца решенной остается проблема соотношения сравнительно мелководных рифовых фаций “тектонического клина” с турбидитовой последовательностью. Эта проблема требует специального исследования, в первую очередь надежного обоснования возраста как самих тромболитовых рифов, так и нижележащей части разреза. Из этого следует, что и проблема проведения границы между юрой и мелом (в рамках традиционного ее понимания) для данного разреза на настоящий момент времени не может быть решена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность анонимным рецензентам, сделавшим много конструктивных замечаний к тексту рукописи, что способствовало ее существенному улучшению.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010096-8 (МГУ) и при поддержке фонда РФФИ (грант 16-05-00207а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. Новые данные по биостратиграфии берриасских отложений бассейна р. Тонас (Горный Крым) // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии /

- Под ред. В.В. Аркадьева, В.А. Прозоровского. СПб., 2005. С. 111–135.
- Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю., Багаева М.И. и др. Новые данные по биостратиграфии, магнитостратиграфии и седиментологии берриасских отложений Белогорского района Центрального Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 43–80.
- Аркадьев В.В. Расчленение на свиты берриасских отложений Горного Крыма // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. 2007. Вып. 2. С. 27–43.
- Барабошкин Е.Ю. История геологического развития Крыма. Докембрий – ранний мел // Эколого-ресурсный потенциал Крыма. История формирования и перспективы развития. Т. 1 / Под ред. Е.Ю. Барабошкина и Е.В. Ясеновой. СПб.: Изд-во ВВМ, 2016. С. 38–84.
- Барабошкин Е.Ю., Янин Б.Т., Барабошкин Е.Е. К разработке ихнофашиальной модели ступенчатого рампа (титон–берриас центрального и восточного Крыма) // Труды палеонтологического общества. 2019. Т. II. С. 13–25.
- Барабошкин Е.Ю., Барабошкин Е.Е., Янин Б.Т. и др. Глубоководные ихнокомплексы титона–берриаса Феодосии (Республика Крым) / Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Материалы VIII Всероссийского совещания 26 сентября–3 октября 2016 г., Республика Крым, Симферополь / Ред. Е.Ю. Барабошкин. Симферополь: Издательский Дом Черноморпресс, 2016. С. 45–48.
- Богданова Т.Н., Лобачёва С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. Берриас Восточного Крыма и граница юры и мела // Пограничные ярусы юрской и меловой систем / Отв. ред. В.В. Меннер // Тр. ИГГ СО РАН. Вып. 644. М.: Наука, 1981. С. 28–35.
- Горбачик Т.Н., Друщиц В.В., Янин Б.Т. Особенности берриасского и валанжинского бассейнов Крыма и их населения // Вестник МГУ. Сер. геол. 1970. № 3. С. 16–25.
- Гужиков А.Ю., Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю. и др. Новые седиментологические, био- и магнитостратиграфические данные по пограничному юрскому–меловому интервалу Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 3. С. 35–71.
- Кабанов П.Б. Микритизация частиц как фашиальный индикатор в мелководно-морских карбонатных породах // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75. Вып. 4. С. 39–48.
- Лидер Н.Р. Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир, 1986. 439 с.
- Мазько Е.О., Барабошкин Е.Ю., Коптев Е.В. Микрофашии титон–берриасских отложений района реки Тонас (Горный Крым) // Труды Кольского научного центра РАН. 2019. Т. 10. № 6. С. 170–177.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б. и др. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3–22.
- Муратов М.В., Плотников Н.А., Черняк Н.И. и др. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.
- Пискунов В.К., Рудько С.В., Барабошкин Е.Ю. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района плато Демерджи (Горный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87. Вып. 5. С. 7–23.
- Рудько С.В. Обстановки накопления верхнеюрских отложений Байдарской котловины и эволюция крымской карбонатной платформы // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 4. С. 337–354.
- Смирнов М.В. Седиментационная цикличность верхнеюрских–нижнемеловых отложений бассейна р. Тонас (Центральный Крым) // Вестник СПбГУ. 1997. Сер. 7. Вып. 2. С. 96–98.
- Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1 : 200000 / Составитель В.В. Юдин. Симферополь: Союзкарта, 2009.
- Юдин В.В. Геодинамика Крыма / Монография. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.
- Droser M.L., Bottjer D.J. A semiquantitative field classification of ichnofabric // J. Sed. Petrol. 1986. V. 56(4). P. 558–559.
- Eberli G. Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps, Switzerland) // Sedimentology. 1987. V. 34(2). P. 363–388.
- Embry A.F., Klovan J.E. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT // Bull. Canadian Petrol. Geol. 1971. V. 19. P. 730–781.
- Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application / Second Edition. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 984 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B. et al. Geologic Time Scale 2020. V. 2. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. 1357 p.
- Knaust D., Curran H.A., Dronov A.V. Shallow-Marine Carbonates / Trace fossils as indicators of sedimentary environments / Eds D. Knaust, R. Bromley // Developments in Sedimentology. 2012. V. 64. P. 705–750.
- Krajewski M. Facies, microfacies, and development of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous of the Crimean carbonate platform from the Yalta and Ay-Petri massifs (Crimea Mountains, Southern Ukraine) / Dissertation Monographs 217. Krakow: Wydawnictwa AGH, 2010. 253 p.
- Leinfelder R.R., Nose M., Schmid D.U. et al. Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, paleoecological significance and importance in reef construction // Facies. 1993. V. 29. P. 195–230.
- Leinfelder R.R., Schmid D.U. Mesozoic reefal thrombolites and other microbolites / Eds R.E. Riding, S.M. Awramik // Microbial sediments. Berlin: Springer, 2000. P. 289–294.
- Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. Spec. Publ. 2015. V. 42(1). P. 241–264.
- Perri E., Mastandrea A., Neri C., Russo F.A. A micrite-dominated Norian carbonate platform from Northern Calabria (Southern Italy) // Facies. 2003. V. 49. P. 101–118.
- Rameil N., Immenhauser A., Warrlich G. et al. Morphological patterns of Aptian Lithocodium–Bacinella geobodies: relation to environment and scale // Sedimentology. 2010. V. 57(3). P. 883–911.

Read J. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margin-types, characteristics and evolution // *Tectonophysics*. 1982. V. 81. P. 195–212.

Schlagintweit F., Gawlick H.-J. Mikrolithe und Mikroinkrustierer aus der Plassen-Formation (Kimmeridgium-Berriasium) der Nördlichen Kalkalpen // *Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. Gmundner Geo-Studien 2* / Eds J.T. Weidinger, H. Lobitzer, I. Spitzbart. *Erkundok: Institut Museum Gmunden*, 2003. S. 107–114.

Tucker M.E., Wright V.P. *Carbonate Sedimentology*. Oxford: Blackwell Science, 1990. 482 p.

Uchman A., Wetzel A. Deep-Sea Fans // Trace fossils as indicators of sedimentary environments / Eds D. Knaust, R. Bromley // *Developments in Sedimentology*. 2012. V. 64. P. 643–671.

Walker R.D. Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps // *AAPG Bulletin*. 1978. V. 62. P. 932–966.

Stratigraphy and Depositional Conditions of the Tithonian(?)–Berriasian Deposits of the Tonas River Region (Central Crimea)

E. Yu. Baraboshkin^{1, 2, *}, E. O. Mazko^{1, **}, E. V. Koptev^{1, *}**

¹*Geological Faculty of Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

²*Geological Institute of Russian Academy of Science, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: ejbaraboshkin@mail.ru*

***e-mail: eomazko@gmail.com*

****e-mail: coptevgor@gmail.com*

The composition and depositional environments of the Tithonian(?)–Berriasian deposits of the Tonas River basin (Central Crimea) are considered. The described complex of carbonate deposits is represented by various types of limestones, breccias, calcareous clays and marls. The microfacial types of rocks in thin sections can be compared with standard microfacies formed on the slopes and toe of slope of carbonate platforms. A fault-controlled distally steepened ramp model has been proposed to interpret this section. The microfacies types from the lithoclasts of calcibreccias confirm the gravitational transport of debris from the inner parts of the ramp, including thrombolite reefs. Sections with similar succession are known in the Swiss Alps.

Keywords: Tithonian, Berriasian, Crimea, calciturbidites, calcibreccias, microfacies, sedimentary environments.

УДК 552.589

УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МИНИСТРОМАТОЛИТОВ КАРЕЛИИ

© 2022 г. О. М. Джамансартова*

Институт геологии Карельского научного центра РАН, ФИЦ КарНЦ РАН,
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910 Россия

*e-mail: eflats@mail.ru

Поступила в редакцию 26.05.2021 г.

После доработки 21.10.2021 г.

Принята к публикации 28.12.2021 г.

В палеопротерозойском комплексе министроматолитов Карелии изучены два основных морфотипа: столбчатые активно ветвящиеся постройки и столбчатые неветвящиеся. Состав и ультрамикроструктуры этих морфотипов были проанализированы с помощью спектроскопии комбинационного рассеяния света (Рамановская спектроскопия). Определен доломитовый и кварцевый состав всех исследованных структур. Установлены акцессорные минералы, такие как рутил, фторапатит, гематит и флогопит. В строматолитовых наложениях зафиксировано сингенетичное углеродистое вещество (УВ) в виде аморфного углерода. УВ представлено рассеянными, многократно повторяющимися округлыми формами размерностью в 5 мкм и меньше. Основываясь на степени упорядоченности УВ, были оценены температуры метаморфических преобразований пород.

Ключевые слова: министроматолиты, Карелия, Рамановская спектроскопия, углеродистое вещество.

DOI: 10.31857/S0024497X2203003X

На Карельском кратоне Фенноскандинавского щита распространен палеопротерозойский комплекс fossilized microbial structures (рис. 1), среди которых были выделены различные морфотипы строматолитов и онколитов [Макарихин, Кононова, 1983; Медведев, Макарихин, 2005]. Строматолиты – это органогенно-седиментационные первично карбонатные слоистые постройки [Геологический ..., 2017], образованные при участии цианобактериального сообщества, прикрепленного к субстрату. Такие постройки имеют характерные морфологические и структурно-текстурные признаки, позволяющие отличить их от сходных неорганических образований [Макарихин и др., 1995; McLoughlin et al., 2013].

Обнаружение свидетельств ранней жизни на Земле в древнейших породах является ключом к разгадке ее зарождения и развития. Подобные исследования на сегодняшний день актуальны и возможны благодаря изучению объектов прецизионными методами. Таким образом, изучая микроструктуры строматолитов, возможно проанализировать объекты микронного размера с высоким разрешением и определить их состав. Так, в различных докембрийских строматолитах мира были установлены остатки жизнедеятель-

ности цианобактериальных сообществ в виде микрофоссилий и fossilized microbial structures, а также сингенетичное углеродистое вещество (УВ) [Литвинова, Сергеев, 2018; Medvedev et al., 2016; Schopf et al., 2005]. Цель работы – определение минерального состава построек министроматолитов ($d \leq 10$ мм) Карелии и обнаружение в них следов жизнедеятельности древних сообществ. Исследования осуществлялись с помощью аналитического метода Рамановской спектроскопии, впервые применяемого при изучении строматолитовых построек.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Исследование проводилось на пластинках министроматолитов толщиной до 5 мм, представляющих собой продольный неполированный срез строматолитовых построек. Образцы министроматолитов были отобраны из коллекции лаборатории региональной геологии и геодинамики Института геологии КарНЦ РАН г. Петрозаводска (рис. 2).

В образцах и пластинках можно выделить следующие морфотипы.

1. Субцилиндрические активно ветвящиеся министроматолиты *Minicolumelaceae nov.* [Медве-

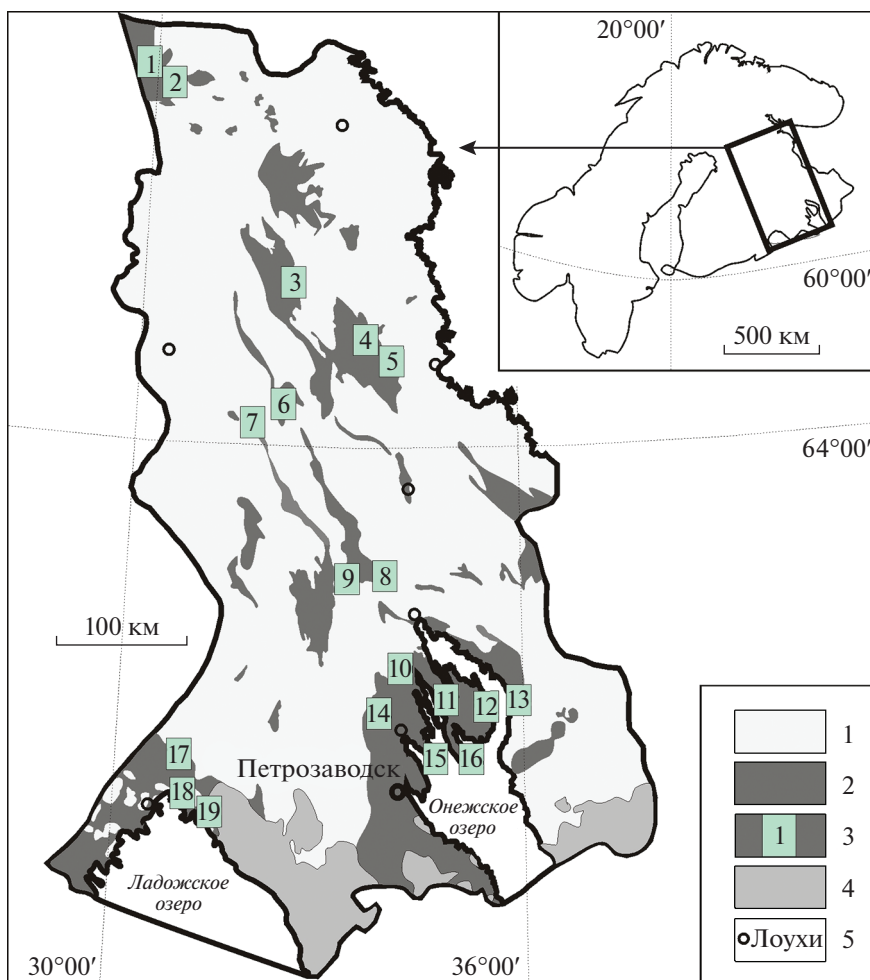


Рис. 1. Местонахождения (1–19) палеопротерозойских микробных построек Карелии, по [Макарихин и др., 2007а, 2007б; Актуализированные ..., 2020] с упрощением и дополнениями.

1 – архейские комплексы (3.5–2.5 млрд лет); 2 – палеопротерозойские комплексы (2.5–1.8 млрд лет); 3 – местонахождения: 1 – Соваярви, 2 – Капа-Калио, 3 – Ожиярви, 4 – Юляостров, 5 – Хангасламбина, 6 – Калливо-Пиа, 7 – Большоезеро, 8 – о. Дюльмек, 9 – о. Северинсаари, 10 – Лижмозеро, 11 – Мунозеро, 12 – Лисицино, 13 – Пяльма, 14 – Сундозеро-Пяозерская местность, 15 – Бол. Гангозеро, о. Монастырский, 16 – о. Южный Олений, 17 – Соанлахти, Кинтсиниеми, 18 – Янисйоки, 19 – Вуоратеу; 4 – палеозойские и неопротерозойские комплексы (1.8–0.25 млрд лет); 5 – города.

дев, Макарихин, 2005]: *Sundusia mira Butin* [Бутин, 1966] (пластинка 1288, Сундозеро-Пяозерская местность, см. рис. 1, 14), *Djulumekela sundica Makarihin* [Макарихин, 1983] (пластинка 1590, Сундозеро-Пяозерская местность, см. рис. 1, 14) и *Segosia columnaris Butin* [Бутин, 1966] (пластинка 1174, о. Дюльмек, см. рис. 1, 8).

2. Столбчатые неветвящиеся *Klimetiaceae nov.* [Медведев, Макарихин, 2005]: а) субцилиндрические *Butinella ambigua Makarihin* [Макарихин, 1983] (пластинка 371, о. Южный Олений, см. рис. 1, 16) и б) каплевидные *Klimetia torosa Makarihin* [Макарихин, 1978] (пластинка 330, о. Южный Олений, см. рис. 1, 16).

Изученные морфотипы столбчатых палеопротерозойских министроматолитов сформировались в интервале 2.2–2.06 млрд лет [Гороховский, 2007]. В стратиграфическом разрезе они относятся к туломозерской свите, сопоставляемой с онежским горизонтом верхней части ятулийского надгоризонта региональной стратиграфической шкалы [Медведев, Макарихин, 2009; Медведев и др., 2011]. Онежский горизонт подразделяется на нижне- (on_1) и верхнеонежский (on_2). По слоям с микробными постройками проводится дробное расчленение этих двух подгоризонтов [Медведев и др., 2011]. Постройки *Sundusia mira* относятся к среднему слою (on_1^c) нижнеонежского

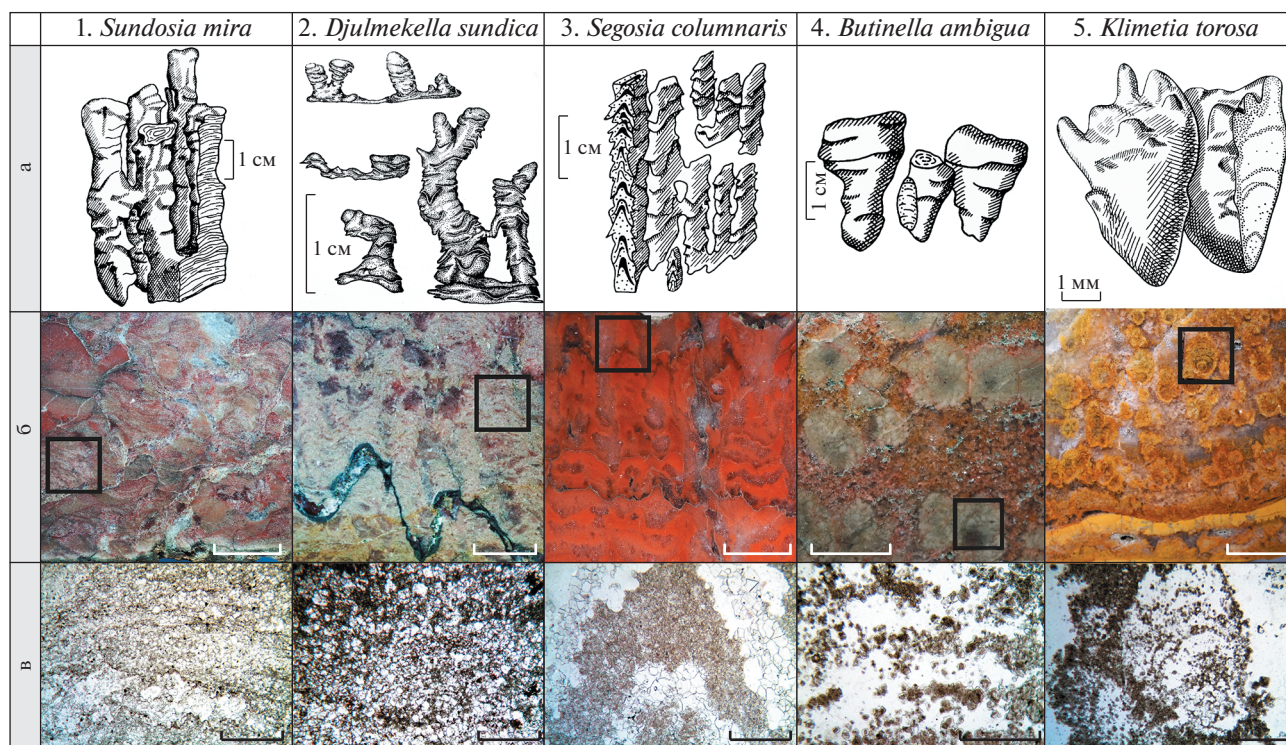


Рис. 2. Морфологические особенности министроматолитов. а – графическая реконструкция столбчатых министроматолитов [Макарихин, Кононова, 1983]: 1 – активно ветвящаяся *Sundosia mira*, 2 – *Djulmekella sundica*, 3 – *Segosia columnaris*, 4 – неветвящаяся *Butinella ambigua*, 5 – *Klimetia torosa*; б – соответственно их мезоструктуры; в – микроструктуры выделенных в квадрате участков (б). Белая масштабная линейка – 1 см. Черная масштабная линейка – 1 мм.

подгоризонта, *Butinella ambigua* и *Klimetia torosa* – к нижнему слою ($оп_2^a$) верхнеонежского подгоризонта, а *Djulmekella sundica* – к верхнему слою этого подгоризонта ($оп_2^b$). Стратиграфическое положение *Segosia columnaris* в слоях однозначно не определено.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение состава министроматолитов осуществлялось экспрессным методом с применением спектроскопии комбинационного рассеяния света (Рамановская спектроскопия). Этот метод позволяет качественно определять минеральный состав пород [Lafuente et al., 2015] и применим для выявления углеродистого вещества (УВ) без разрушения проб. Для обоснования биогенности или абиогенности УВ, помимо анализа Рамановского спектра, учитывают генезис пород, морфологию исследуемых объектов, пространственную связь между минералогической и органической фазами, и оценивают степень преобразования углеродистого вещества и содержащих его пород [Medvedev et al., 2016; Schopf, 2006; Sforma et al., 2018].

Важной характеристикой УВ является степень упорядоченности, которая отражает условия его преобразования и сингенетичность породе [Medvedev et al., 2016]. Температура, давление, время воздействия этих параметров и тип породы, в котором содержится УВ, влияют на его изменения [Beysac et al., 2002; Nakamura et al., 2020; Wada et al., 1994]. Температуры метаморфических преобразований исследуемого УВ оценивались и сравнивались с литературными данными по строматолитам [Bower et al., 2013] и метаосадочным породам [Kouketsu et al., 2014].

Изученные строматолитовые постройки сформировались в мелких морях и лагунах с повышенным содержанием солей в зоне аридного климата [McLoughlin et al., 2013]. Эти породы подвергались постседиментационным преобразованиям [Негруца, 2009; Медведев и др., 2011] без значительной тектоно-термальной переработки, на что указывают минеральный состав, неизменные текстурно-структурные характеристики пород и послойное, нормальное к общему напластованию, распределение строматолитов [Макарихин, Кононова, 1983].

Исследования проведены в центре коллективного пользования ИГ КарНЦ РАН г. Петрозаводска высокоразрешающим Рамановским спектрометром Nicolet Almega XR с CCD камерой (1024×256 пикселей). Источником монохроматического излучения являлся твердотельный аргоновый лазер DPSS. Через пластину пропускали лазерный луч с длиной волны возбуждающего спектра 532 нм, мощностью 5 мВт, время экспозиции составляло 30 с. Для фокусировки лазера на поверхности исследуемого вещества применялись конфокальные объективы микроскопа 50-кратного и 100-кратного увеличения с областями получения Рамановского сигнала 0.7 и 0.6 мкм соответственно. Расчет спектральных характеристик диапазона $290\text{--}3700\text{ см}^{-1}$ проводился программным обеспечением OMNIC. С использованием функции Gaussian/Lorentzian определены частоты (см^{-1}), интенсивности (height) в относительных единицах (отн. ед.), полуширины на полувысоте (FWHM) и площади спектральных линий (area).

Рамановский спектр УВ состоит из областей первого ($1100\text{--}1800\text{ см}^{-1}$) и второго ($2200\text{--}3400\text{ см}^{-1}$) порядка. В области первого порядка выделяются две основные спектральные линии D_1 (disordered/неупорядоченный), G (graphite/графит) и дополнительные линии D_2 , D_3 , D_4 , отличающие неупорядоченный аморфный углерод от кристаллического графита [Филиппов, 2014; Kouketsu et al., 2014; Sforza et al., 2013]. Спектр с единственной интенсивной линией G ($\sim 1580\text{ см}^{-1}$) свидетельствует об упорядоченности УВ в высшей степени, и соответствует кристаллическому графиту. Присутствие в спектре слабоинтенсивной линии D_1 ($\sim 1350\text{ см}^{-1}$) с четко определяемым пиком и слабоинтенсивной D_2 ($\sim 1620\text{ см}^{-1}$) также свидетельствуют о высокой упорядоченности УВ – это графит с небольшими дефектами в графеновых слоях. Широкая линия D_3 ($\sim 1500\text{ см}^{-1}$), определяемая при разложении спектра проявляется при множественных внеплоскостных дефектах. В спектре слабо упорядоченного и неупорядоченного УВ (аморфный углерод) или при его разложении – появляется линия D_4 ($\sim 1170\text{--}1250\text{ см}^{-1}$), а линия D_2 ($\sim 1620\text{ см}^{-1}$), определяемая при разложении, становится более интенсивной или сливается с линией G в области пика $\sim 1600\text{ см}^{-1}$.

Область второго порядка ($2200\text{--}3400\text{ см}^{-1}$) анализировалась с целью подтверждения степени упорядоченности УВ. В этой области выделяют линии S_1 ($\sim 2450\text{ см}^{-1} = D_1 + D_4$), S_2 ($\sim 2700\text{ см}^{-1} = 2 \times D_1$), S_3 ($\sim 2900\text{ см}^{-1} = D_1 + G$), S_4 ($\sim 3200\text{ см}^{-1} = 2 \times D_2$) [Филиппов, 2014; Sforza et al., 2013; Henry

et al., 2019]. Как правило, очень широкие и неразрешенные линии второго порядка характерны для аморфного углерода (неупорядоченного УВ) [Medvedev et al., 2016; Bower et al., 2013], тогда как в спектре кристаллического графита (упорядоченное УВ) проявлена интенсивная с четким максимумом и иногда единственная линия $S_2 \sim 2700\text{ см}^{-1}$ [Филиппов, 2014; Schopf et al., 2005; Sforza et al., 2013].

Существуют и другие показатели оценки степени упорядоченности УВ, например, в настоящей работе применен параметр R1, равный отношению интенсивностей линии D_1 к G [Bower et al., 2013; Medvedev et al., 2016]. Значение $R1 < 1$ характерно для высоко и слабо упорядоченного УВ, соответственно этот параметр меняется нелинейно. Поэтому дополнительно учитывают показатель полуширины на полувысоте линии D_1 (FWHM- D_1), по [Bower et al., 2013], который при возрастании степени упорядоченности УВ стабильно уменьшается.

Таким образом, в каждой пластинке было выделено по 10 сгустков УВ, и для оценки степени его упорядоченности были рассмотрены следующие характеристики:

1) наличие или отсутствие линий спектра в следующих установленных интервалах [Sforza et al., 2013]: D_4 ($1170\text{--}1250\text{ см}^{-1}$), D_1 ($1340\text{--}1360\text{ см}^{-1}$), D_3 ($1490\text{--}1515\text{ см}^{-1}$), G ($1560\text{--}1599\text{ см}^{-1}$), D_2 ($1600\text{--}1625\text{ см}^{-1}$);

2) учет спектральных линий второго порядка в области $2200\text{--}3400\text{ см}^{-1}$;

3) интенсивности (I) линий D_1 , G и их соотношение (параметр $R1 = I(D_1)/I(G)$), ширина на полувысоте (FWHM) линии D_1 .

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В микроструктуре слоистых столбчатых минералов – активно ветвящихся *Sundosia mira* и *Djulmekela sundica* (Сундозеро-Пялозерская местность), *Segosia columnaris* (о. Дюльмек), и неветвящихся *Butinella ambigua* и *Klimetia torosa* (о. Южный Олений), выделяются светлые и темные наложения (см. рис. 2). Светлые представлены крупнозернистыми минеральными агрегатами, а темные – пелитоморфной сгустковой составляющей.

Методом Рамановской спектроскопии определены породообразующие минералы: преимущественно доломит в темных наложениях и кварц – в светлых. Обнаружены акцессорные минералы в виде рутила, фторapatита, гематита, флогопита. Во всех постройках выделено рассеянное УВ округ-

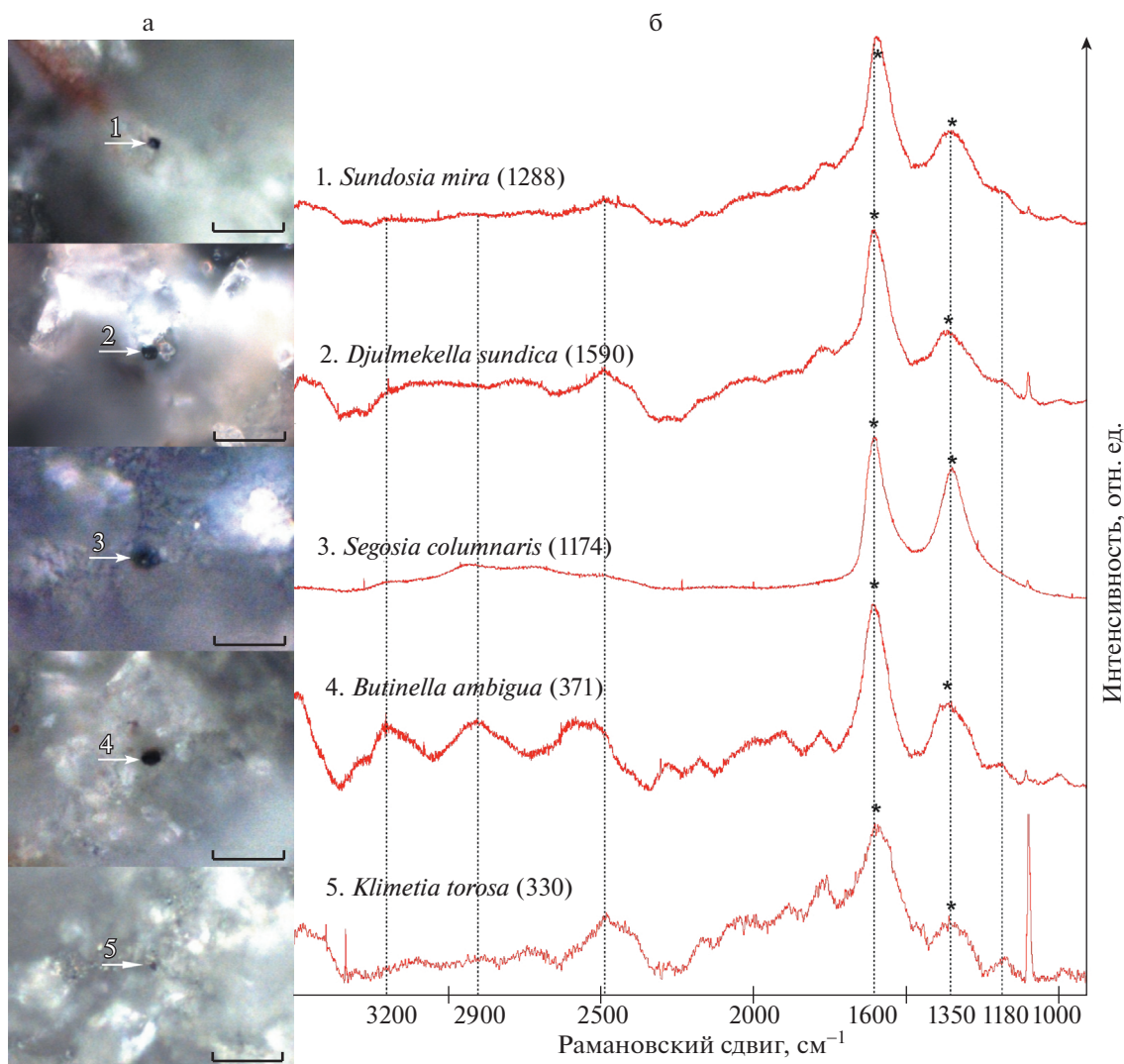


Рис. 3. Рамановские спектры УВ столбчатых палеопротерозойских министроматолитов Карелии: активно ветвящихся *Sundosia mira* (1), *Djulmekella sundica* (2), *Segosia columnaris* (3), неветвящихся *Butinella ambigua* (4), *Klimetia torosa* (5). В скобках на спектрах указаны номера образцов.

а – ультрамикроструктуры тонких неполированных пластинок (1, 2, 3, 4, 5) в отраженном свете, масштабная линейка – 15 мкм; б – характерные спектры слабо упорядоченного УВ министроматолитов, звездочкой отмечены линии D_1 (~1350 cm^{-1}) и G (~1595 cm^{-1}).

лой формы в виде мелких образований черного цвета размерностью 5 мкм и меньше (рис. 3а). Эти объекты многократно повторяются в слоистой микроструктуре построек и неравномерно распределены. Диаметр округлых образований УВ в самых мелких постройках *Klimetia torosa* обычно менее 1 мкм, поэтому при анализе в спектре всегда наблюдается дополнительная доломитовая линия в области ~1100 cm^{-1} .

Проведена оценка степени упорядоченности установленного УВ.

1. Рамановский спектр УВ первого порядка исследуемых министроматолитов при разложении включает все линии G , D_1 , D_2 , D_3 , D_4 . На рис. 3

звездочкой отмечены две наиболее интенсивные линии G и D_1 . Практически во всех пластинках в спектре УВ видна слабоинтенсивная линия D_4 вблизи ~1180 cm^{-1} , за исключением пластинки 1174 с постройками *Segosia columnaris*, где линия D_4 определяется при разложении. Линия D_2 для всех проб выявлена только при разложении, а в спектре эта линия сливается с линией G в области пика ~1600 cm^{-1} для пластинок: 1590 – *Djulmekella sundica*, 1174 – *Segosia columnaris*, 371 – *Butinella ambigua*, и в области пика ~1590 cm^{-1} для построек: 330 – *Klimetia torosa* и 1288 – *Sundosia mira*. Вышеперечисленные характеристики соответствуют слабо упорядоченному УВ – аморфному углероду.

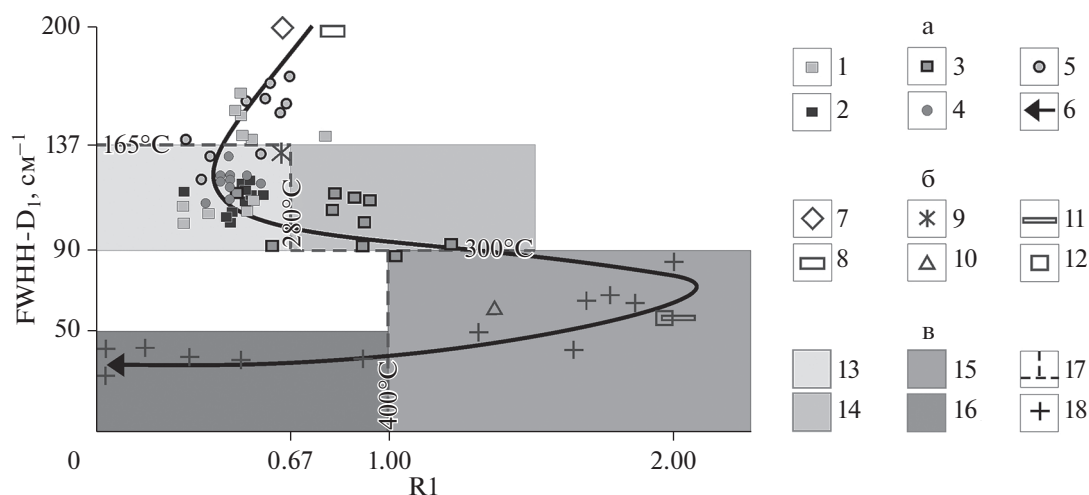


Рис. 4. Диаграмма отношений FWHN-D₁ и R1 с использованием данных [Bower et al., 2013; Kouketsu et al., 2014] с упрощением и дополнениями.

а – УВ исследованных министроматолитов (1–6) с $T < 300^\circ\text{C}$: 1 – *Sundosia mira* (пластинка 1288), 2 – *Djulmekella sundica* (1590), 3 – *Segosia columnaris* (1174), 4 – *Butinella ambigua* (371), 5 – *Klimetia torosa* (330), 6 – направление стрелки показывает увеличение степени упорядоченности и температур преобразования УВ; б – УВ группы образцов (7–12) со строматолитами (показаны средние значения, см. табл. 2, по [Bower et al., 2013]), где $T < 150^\circ\text{C}$: 7 – Rhyne chert, 8 – Duoshanto phosphorite, 9 – Gunflint chert, $300^\circ\text{C} < T < 350^\circ\text{C}$, 10 – Tumbiana carbonate, 11 – Strelley Pool chert, 12 – Apex chert; в – области температурных преобразования по метаосадочным породам (13–18), по [Kouketsu et al., 2014]: 13 – $165^\circ\text{C} < T < 280^\circ\text{C}$ при $R1 < 0.67$, $\text{FWHN-D1} > 90 \text{ cm}^{-1}$, 14 – $280^\circ\text{C} < T < 300^\circ\text{C}$ при $R1 > 0.67$, $\text{FWHN-D1} > 90 \text{ cm}^{-1}$, 15 – $300^\circ\text{C} < T < 400^\circ\text{C}$ при $R1 > 1.00$, $\text{FWHN-D1} < 90 \text{ cm}^{-1}$, 16 – $T > 400^\circ\text{C}$ при $R1 < 1.00$, $\text{FWHN-D1} < 50 \text{ cm}^{-1}$, 17 – линии, маркирующие температурные значения ($T = 165^\circ\text{C}$ при $R1 < 0.67$, $\text{FWHN-D1} = 137 \text{ cm}^{-1}$; $T = 280^\circ\text{C}$ при $R1 = 0.67$, $\text{FWHN-D1} > 90 \text{ cm}^{-1}$, $T = 300^\circ\text{C}$ при $R1 > 0.67$, $\text{FWHN-D1} = 90 \text{ cm}^{-1}$, $T = 400^\circ\text{C}$ при $R1 = 1.00$, $\text{FWHN-D1} < 50 \text{ cm}^{-1}$), 18 – средние значения для группы образцов (см. табл. 2, по [Kouketsu et al., 2014]) с температурами преобразования от $301\text{--}655^\circ\text{C}$.

2. Спектральные линии УВ второго порядка ($2200\text{--}3400 \text{ cm}^{-1}$) в исследуемых министроматолитах различны. В пластинках: 1288 – *Sundosia mira* (1), 1590 – *Djulmekella sundica* (2) и 330 – *Klimetia torosa* (5) прослеживается линия в области пика $S_1 \sim 2490 \text{ cm}^{-1}$. В пластинке 1174 с *Segosia columnaris* (3) линии второго порядка не разрешены. В пластинке 371 с *Butinella ambigua* (4) линии в районе $S_1 \sim 2550 \text{ cm}^{-1}$ и $S_3 \sim 2900 \text{ cm}^{-1}$ без отчетливых пиков, и с более четким пиком в районе S_4

$\sim 3200 \text{ cm}^{-1}$ (см. рис. 3). Установлено, что в изученных спектрах второго порядка отсутствует интенсивно выраженный четкий пик в области линии $S_2 \sim 2700 \text{ cm}^{-1}$, который характерен для УВ высокой степени упорядоченности, соответственно это подтверждает, что исследуемые УВ слабо упорядоченные.

3. Фиксируется меньшая интенсивность линии D_1 в сравнении с линией G (рис. 4, табл. 1), где $R1 < 1$ (среднее его значение), а полуширина

Таблица 1. Усредненные значения линий D_1 и G в спектрах УВ исследованных министроматолитов

№ пластины	D_1				G				R1
	centerX	height	FWHN	area	centerX	height	FWHN	area	
1 (1288)	1343	24.0	132	5587	1588	51.8	111	6260	0.46
2 (1590)	1345	9.7	112	1233	1598	22.4	77	1979	0.43
3 (1174)	1346	8.4	104	938	1597	11.4	85	912	0.74
4 (371)	1342	15.3	122	2496	1595	34.6	117	5915	0.44
5 (330)	1351	11.8	149	2681	1589	21.9	163	4625	0.54

Примечание. 1 – *Sundosia mira* (пластинка 1288), 2 – *Djulmekella sundica* (1590), 3 – *Segosia columnaris* (1174), 4 – *Butinella ambigua* (371), 5 – *Klimetia torosa* (330).

на полувысоте линии D_1 (FWHH- D_1) для всех исследуемых УВ больше 90 см^{-1} . Полученные значения свидетельствуют о слабой степени упорядоченности УВ, что характерно для аморфного углерода.

По степени упорядоченности УВ можно оценить температуры метаморфических преобразований [Bower et al., 2013]. Для этого построена диаграмма отношений FWHH- D_1 и R1 (см. рис. 4), где представлены средние значения УВ метаосадочных пород (пелиты, аргиллиты, глинистые сланцы) с температурами преобразования от ~ 165 до $\sim 655^\circ\text{C}$ по [Kouketsu et al., 2014] и разновозрастных строматолитов с температурами от ~ 27 до 350°C , по [Bower et al., 2013]. Таким образом, по данным [Kouketsu et al., 2014] на диаграмме выделяются несколько линий, маркирующих температурные значения:

- при FWHH- $D_1 = 137 \text{ см}^{-1}$ и $R1 < 0.67$ температуры метаморфических преобразований равны $\sim 165^\circ\text{C}$ (где линия $R1 = 0.67$ отмечена как обратный показатель значения отношений интенсивности (height) пиков I (G/D_1) = 1.5);
- при FWHH- $D_1 > 90 \text{ см}^{-1}$ и $R1 = 0.67$ температуры метаморфических преобразований $\sim 280^\circ\text{C}$;
- при FWHH- $D_1 = 90 \text{ см}^{-1}$ и $R1 > 0.67$ температуры метаморфических преобразований $\sim 300^\circ\text{C}$;
- при FWHH- $D_1 < 50 \text{ см}^{-1}$ и $R1 = 1$ температуры метаморфических преобразований $\sim 400^\circ\text{C}$.

Определены следующие средние значения вышеописанных показателей (см. табл. 1, рис. 4): для построек *Sundosia mira*, *Djulmekela sundica*, *Butinella boreale*, *Klimetia torosa* при $R1 < 0.67$, FWHH- $D_1 > 90 \text{ см}^{-1}$ характерны температуры метаморфических преобразований до 280°C . Температурный диапазон для построек *Segosia columnaris* при значениях $R1 > 0.67$, FWHH- $D_1 > 90 \text{ см}^{-1}$ равен от 280 до 300°C . Это соответствует цеолитовой фации метаморфических преобразований для первой группы построек и пренит-пумпеллиитовой фации – для второй.

С использованием данных, приведенных в работах [Bower et al., 2013; Kouketsu et al., 2014], проведен S-образный тренд изменения параметров FWHH- D_1 от R1, где направление стрелки показывает увеличение степени упорядоченности и температур преобразования УВ (см. рис. 4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью метода Рамановской спектроскопии определен минеральный состав столбчатых активно ветвящихся и неветвящихся палеопротерозойских министроматолитов Карелии. Несмотря на морфологические отличия изученных морфотипов на уровне макро-, мезо- и микроструктур, состав построек идентичен: наряду с основным минералом – доломитом и второстепенным – кварцем, в них также установлены рутил, фтор-апатит, гематит и флогопит. Во всех постройках выявлено слабо упорядоченное УВ в виде аморфного углерода, температуры метаморфических преобразований пород для активноветвящихся построек Сундозеро-Пялозерской местности *Sundosia mira*, *Djulmekela sundica* и неветвящихся построек *Butinella ambigua*, *Klimetia torosa* с о. Южный Олений колеблются в пределах $150\text{--}280^\circ\text{C}$, а для активноветвящихся построек *Segosia columnaris* с о. Дюльмек составляют около $280\text{--}300^\circ\text{C}$. Метаморфические преобразования согласуются с выявленным при исследовании минеральным составом и степенью сохранности текстурно-структурных особенностей министроматолитов Карелии.

Таким образом, в палеопротерозойских министроматолитах Карелии установлены признаки жизнедеятельности цианобактериального сообщества в виде сингенетичного УВ. Эти рассеянные многократно повторяющиеся в слоистой микроструктуре строматолитов черные образования сферической формы диаметром до 5 мкм морфологически сходны с микрофоссилиями коккоидных бактерий.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность С.Ю. Чаженгиной, П.В. Медведеву и В.А. Мещеряковой за консультативную помощь и полезные рекомендации при проведении исследования, В.А. Колодей – за помощь в подготовке аналитической аппаратуры.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы проводились в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН по теме АААА-А18-118020290085-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Актуализированные ГИС-пакеты оперативной геологической информации (ГИС-Атлас “Недра России”): [Электронный ресурс]. URL: <http://atlaspacket.vsegei.ru>. (Дата обращения 10.03.2021).

Бутин Р.В. Ископаемые водоросли протерозоя Карелии // Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии / Ред. А.Г. Вологдин. Петрозаводск: Карел. кн. изд-во, 1966. С. 34–64.

Литвинова Т.В., Сергеев В.Н. Биогенные микрообразования в строматолитах Байкало-Патомского нагорья:

- результаты комплексного изучения // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 2. С. 171–183.
- Макарихин В.В. Некоторые строматолиты ятулия Карелии // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия / Ред. М.Е. Раабен. М.: Наука, 1978. С. 72–86. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 312)
- Макарихин В.В., Кононова Г.М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983. 180 с.
- Макарихин В.В., Медведев П.В., Сацук Ю.И. Расчленение и корреляция ятулия стратотипической местности // Очерки геологии докембрия Карелии / Ред. Ю.И. Сыстра. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 72–83.
- Макарихин В.В., Медведев П.В., Рычанчик Д.В. Роль биотического фактора в ятулийском седиментогенезе // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерализация Северо-Запада России / Ред. Д.В. Рундквист, А.И. Голубев, А.М. Курчавов, В.В. Щипцов, А.В. Первунина. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007а. С. 241–245.
- Макарихин В.В., Медведев П.В., Рычанчик Д.В. Геологические памятники природы Карелии. Петрозаводск: Карелия, 2007б. 192 с. + карта.
- Медведев П.В., Макарихин В.В. Строматолитовые постройки в разрезе тулозерской свиты, вскрытом опорными буровыми скважинами в Онежском синклинии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12 / Ред. А.И. Голубев, А.И. Слабунов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 125–129.
- Медведев П.В., Макарихин В.В. Фитогенные постройки и их место в поле информации о биосфере // Эволюция жизни на Земле // Материалы III Международного симпозиума 1–3 ноября 2005 г. / Ред. В.М. Подобина. Томск: Томский университет, 2005. С. 405–406.
- Медведев П.В., Макарихин В.В., Рычанчик Д.В. Схема строения ятулийского надгоризонта, выбор опорных разрезов // Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерализация) / Ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 52–61.
- Негруца В.З. К созданию хронособытийной модели эонотемы // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 371–386.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов В.А., Мележик В.А., Горохов И.М., Васильева И.М. Геологический словарь [текст]. В 3 томах / 3-е изд., перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров, составители С.И. Андреев и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. Т. 2(К–П). 476 с.
- Гороховский Б.М. Pb–Pb возраст ятулийских карбонатных пород: тулозерская свита юго-восточной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 359–372.
- Филиппов М.М. Рамановская спектроскопия как метод изучения глубоко углефицированного органического вещества. Часть I. Основные направления использования // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 115–134.
- Beysac O., Goffé B., Chopin C., Rouzaud J.-N. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // J. Metamorphic Geol. 2002. V. 20. P. 859–871.
- Bower D.M., Steele A., Fries M.D., Kater L. Micro Raman spectroscopy of carbonaceous material in microfossils and meteorites: Improving a method for life detection // Astrobiology. 2013. V. 13. P. 103–113.
- Henry D.G., Jarvis I., Gillmore G., Stephenson M. Raman spectroscopy as a tool to determine the thermal maturity of organic matter: application to sedimentary, metamorphic and structural geology // Earth Sci. Rev. 2019. V. 198. P. 102936.
- Kouketsu Y., Mizukami T., Mori H., Endo S., Aoya M., Hara H., Nakamura D., Wallis S. A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using pear width // Island Arc. 2014. V. 23. P. 33–50.
- Lafuente B., Downs R.T., Yang H., Stone N. The power of databases: The RRUFF project. Highlights in Mineralogical Crystallography / Eds T. Armbruster, R.M. Danisi. Berlin, Germany: W. De Gruyter, 2015. P. 1–30.
- Medvedev P.V., Chazhengina S.Yu., Svetov S.A. Application of Raman Spectroscopy and High-Precision Geochemistry for Study of Stromatolites / Eds O.V. Frank-Kamenetskaya et al. Switzerland: Springer, 2016. P. 329–341.
- McLoughlin N., Melezhik V.A., Brasier A.T., Medvedev P.V. Palaeoproterozoic Stromatolites from the Lomagundi-Jatuli Interval of the Fennoscandian Shield / Eds V.A. Melezhik et al. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. V. 3. Chapter: 7.8.2. P. 1298–1351.
- Nakamura Y., Yoshino T., Satish-Kumar M. Pressure dependence of graphitization: implications for rapid recrystallization of carbonaceous material in a subduction zone // Contrib. Mineral. Petrol. 2020. V. 175(4). P. 1–32.
- Sforna M.C., van Zuilen M.A., Philippot P. Structural characterization by Raman hyperspectral mapping of organic carbon in the 3.46 billion-year-old Apex chert, Western Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2013. V. 124. P. 18–33.
- Sforna M. S., Brunelli D., Pisapia C., Pasini V., Malferrari D., Menez B. Abiotic formation of condensed carbonaceous matter in the hydrating oceanic crust // Nat. Commun. 2018. V. 9(1). P. 1–8.
- Schopf J.W. Fossil evidence of Archean life // Philos. Trans. R. Soc. B. 2006. V. 361. P. 869–885.
- Schopf J.W., Kudryavstev A.B., Agresti D.G., Czaja A.D., Wdowiak T.J. Raman imagery: A new approach to assess the geochemical maturity and biogenicity of permineralized Precambrian fossils // Astrobiology. 2005. V. 5. P. 333–371.
- Wada H., Tomita T., Matsuura K., Morikiyo T. Graphitization of carbonaceous matter during metamorphism with references to carbonate and pelitic rocks of contact and regional metamorphisms, Japan // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 118. P. 217–228.

Carbonaceous Matter of Paleoproterozoic Ministromatolites of Karelia

O. M. Dzhmansartova*

*Institute of Geology Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences,
Pushkinskaya str., 11, Petrozavodsk, 185910 Russia*

**e-mail: eflats@mail.ru*

Two main morphotypes were studied in the Paleoproterozoic complex of Karelian ministromatolites: columnar active-branched and columnar unbranched. The composition and ultramicrostructures of these morphotypes were analyzed using Raman spectroscopy. The results show the basic dolomite and quartz composition of all the studied structures. Such accessory minerals as rutile, fluorapatite, hematite, and phlogopite have been identified. The detected syngenetic carbonaceous matter (CM), found in stromatolite layers in the form of repeatedly scattered round shapes with a size of less than 5 μm , shows the spectra of amorphous carbon. The metamorphic temperatures of the rocks were estimated based on the degree of structural order of the CM.

Keywords: ministromatolites, Karelia, Raman spectroscopy, carbonaceous matter.