



**ТРУДЫ
КАРАДАГСКОЙ
НАУЧНОЙ СТАНЦИИ
им. Т.И. ВЯЗЕМСКОГО –
ПРИРОДНОГО
ЗАПОВЕДНИКА РАН**

Выпуск 4(12)

2019

УДК 06 (477.75)

Главный редактор: Р. В. Горбунов, канд. геогр. наук
Заместитель главного редактора: В. И. Мальцев, канд. биол. наук
Технические редакторы: Е.А. Петлюкова, Л. В. Знаменская

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

П. Н. Баранов, д-р геол.-минерал. наук, д-р геол. наук	Э. Б. Петрова, д-р ист. наук
М. М. Бескаравайный, канд. биол. наук	Ю. В. Плугатарь, чл.-корр. РАН, д-р с.-х. наук
В. А. Боков, д-р геогр. наук	Е. А. Позаченюк, д-р геогр. наук
Ю. И. Будашкин, канд. биол. наук	М. А. Поляков, канд. биол. наук
Б. А. Вахрушев, д-р геогр. наук	В. В. Рожнов, академик РАН, д-р биол. наук
Ю. В. Глибин	А. А. Родионов, канд. ист. наук
Н. А. Давидович, канд. биол. наук	И. И. Руднева, д-р биол. наук
А. В. Ена, д-р биол. наук	Ю. А. Силкин, канд. биол. наук
Е. И. Ергина, д-р геогр. наук	Т. Н. Смекалова, д-р ист. наук
С. П. Иванов, д-р биол. наук	А. А. Солдатов, д-р биол. наук
В. В. Майко, д-р. ист. наук	А. В. Фатерыга, канд. биол. наук
В. А. Миноранский, д-р с.-х. наук	В. В. Фатерыга, канд. биол. наук
Е. Л. Неврова, д-р биол. наук	И. В. Флоринский, д-р техн. наук
А. А. Пасынков, д-р геол.-минерал. наук	А. Л. Чепалыга, д-р геогр. наук

Все материалы, подаваемые в «Труды Карадагской научной станции им. Т.И. Вяземского – природного заповедника РАН», проходят двойное независимое анонимное рецензирование

Адрес редакции

Карадагская научная станция им. Т. И. Вяземского – природный заповедник РАН – филиал
Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального
исследовательского центра «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН»
ул. Науки, 24, пгт Курортное, г. Феодосия, Республика Крым, 298188
Телефон +7 36562 26212
E-mail: karadag.trudy@yandex.ru

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН», 2019

**Ассоциация по сохранению и восстановлению редких и исчезающих животных
«ЖИВАЯ ПРИРОДА СТЕПИ»**

**Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«ИНСТИТУТ БИОЛОГИИ ЮЖНЫХ МОРЕЙ имени А.О. КОВАЛЕВСКОГО РАН»**

**КАРАДАГСКАЯ НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ им. Т.И.ВЯЗЕМСКОГО –
ПРИРОДНЫЙ ЗАПОВЕДНИК РАН**

ТРУДЫ КАРАДАГСКОЙ НАУЧНОЙ СТАНЦИИ им. Т.И. ВЯЗЕМСКОГО – ПРИРОДНОГО ЗАПОВЕДНИКА РАН

Основан в мае 2016 г.

**Основатель журнала –
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«ИНСТИТУТ БИОЛОГИИ ЮЖНЫХ МОРЕЙ имени А.О. КОВАЛЕВСКОГО РАН»**

Научное издание

**Свидетельство о регистрации средства массовой информации
Сер. ПИ № ФС77–76870 от 11 октября 2019 г.**

Утверждено к печати научно-техническим советом Карадагской научной станция им.
Т.И.Вяземского – природного заповедника РАН – филиалом Федерального
государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра
«Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН»
(протокол № 3 от 20.11.2019 г.)

Главный редактор: Р. В. Горбунов, канд. геогр. наук
Заместитель главного редактора: В. И. Мальцев, канд. биол. наук
Технические редакторы: Е.А. Петлюкова, Л. В. Знаменская

Формат 60x84/8. Усл. печ. л. 10,93. Тираж 100 экз. Заказ № 11А/09.

Отпечатано с оригинал-макета в типографии «ИТ «АРИАЛ».
295015, Республика Крым, г. Симферополь, ул. Севастопольская, 31-а/2,
тел.: +7 978 71 72 901, e-mail: it.arial@yandex.ru, www.arial.3652.ru

Ассоциация по сохранению и восстановлению редких и исчезающих животных
«ЖИВАЯ ПРИРОДА СТЕПИ»

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«ИНСТИТУТ БИОЛОГИИ ЮЖНЫХ МОРЕЙ имени А.О. КОВАЛЕВСКОГО РАН»

КАРАДАГСКАЯ НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ им. Т.И.ВЯЗЕМСКОГО –
ПРИРОДНЫЙ ЗАПОВЕДНИК РАН

ТРУДЫ КАРАДАГСКОЙ НАУЧНОЙ СТАНЦИИ им. Т.И. ВЯЗЕМСКОГО – ПРИРОДНОГО ЗАПОВЕДНИКА РАН

Научный журнал

Основан в мае 2016 г.

Периодическое издание

Выходит 4 раза в год

Выпуск 4 (12)
2019

СОДЕРЖАНИЕ

Географические, геологические и палеонтологические исследования

<i>Горбунов Р.В., Горбунова Т.Ю., Кузнецов А.Н., Кузнецова С.П., Лебедев Я.О.,</i>	0
Особенности формирования элементов радиационного баланса среднегорных тропических лесов южного Вьетнама.	3
<i>Лысенко В.И. Генезис и палеогеографические условия образования метанолитов оксфорда (юго-западный Крым).</i>	<i>17</i>
<i>Табунщик В.А., Горбунов Р.В., Даниленко А.А. Оценка вегетационного индекса NDVI на территории города федерального значения Севастополь в 2017 году по результатам анализа космических снимков Sentinel-2.</i>	<i>56</i>
<i>Никифоров А.В., Никифорова А.А. Выявление геоморфотопов реликтовых эндемиков флоры горного Крыма.</i>	<i>71</i>

Экспериментальная гидробиология

<i>Зинабадинова С.С., Кулиш А.В., Сухаренко Е.В. Изучение раннего онтогенеза креветки травяной (<i>Palaemon adspersus</i> Rathke, 1837).</i>	<i>84</i>
Сведения об авторах.	93

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ, ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ

УДК 573(597.253)

**ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ РАДИАЦИОННОГО
БАЛАНСА СРЕДНЕГОРНЫХ ТРОПИЧЕСКИХ ЛЕСОВ ЮЖНОГО ВЬЕТНАМА***

**Горбунов Р.В.^{1,2,3}, Горбунова Т.Ю.^{1,2,3}, Кузнецов А.Н.^{1,2}, Кузнецова С.П.^{1,2},
Лебедев Я.О.³, " 0 0 'Бу М.¹**

¹Совместный Российско-Вьетнамский Тропический научно-исследовательский и
технологический центр, г. Ханой, Социалистическая Республика Вьетнам
e-mail: forestkuz@mail.ru, " f c p i j q k 3 3 2 B i o c k t e q o "

²ФГБУН Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, г. Москва,
Российская Федерация

³ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН»,
г. Севастополь, Российская Федерация

e-mail: karadag_station@mail.ru, gorbunovatyu@gmail.com, ya.o.lebedev@yandex.ru

В работе представлены результаты исследований радиационного баланса среднегорной тропической лесной экосистемы южного Вьетнама. Предложено наряду с рельефом поверхности территории выделять рельеф поверхности крон лесных деревьев. Получены сведения о поступлении суммарной солнечной радиации на поверхность крон, роль геоморфометрии кронового рельефа в пространственно-временной дифференциации элементов радиационного баланса. Для ключевого участка получены пространственные модели пропускания суммарной солнечной радиации кронами деревьев. Выявлено, что на величину пропускания оказывает влияние не столько общая сомкнутость крон, сколько плотность листового перекрытия. Установлено, что изучаемая лесная экосистема характеризуется отрицательным радиационным балансом в подкрановой части, что связано с перераспределением потоков вещества и энергии в подкрановом пространстве.

Ключевые слова: радиационный баланс, суммарная солнечная радиация, рельеф поверхности крон, среднегорные тропические леса, Вьетнам, национальный парк Бидуп-Нуйба.

Введение

Изучение радиационного режима и радиационного баланса лесных экосистем – важнейший аспект при исследовании их структуры и функционирования. Именно потоки солнечной радиации выступают ведущими в лесной экосистеме и формируют энергетику всех процессов. Перераспределяясь в экосистеме, потоки солнечной радиации усложняют горизонтальную и вертикальную структуры экосистемы, создавая возможность или невозможность формирования большего количества ярусов и внутрифациальной структуры экосистем (Петлин, 2005, 2007; Горбунов и др., 2013).

* Работа выполнена в рамках НИР Тропического центра Э-1.2 «Сохранение, восстановление и устойчивое использование тропических лесных экосистем на основе изучения их структурно-функциональной организации», раздел «Изучение особенностей структуры и функционирования равнинных и горных экосистем Вьетнама (национальные парки Бидуп-Нуйба)», а также в рамках НИР «Изучение пространственно-временной организации водных и сухопутных экосистем с целью развития системы оперативного мониторинга на основе данных дистанционного зондирования и ГИС-технологий» № АААА-А19-119061190081-9

Традиционными методами расчёта поступления солнечной радиации на поверхность рельефа участка местности являются методики, представленные, в частности, в работах К.Я. Кондратьева (1965), Р. Fu и Р.М. Rich (2000, 2002), которые, однако, не учитывают рельефа крон лесных деревьев. При этом, именно рельеф крон деревьев (крутизна и экспозиция), определяет количество солнечной радиации, которое поступает на верхнюю поверхность крон (верхнюю границу лесной экосистемы), и, соответственно, распределяется далее по ее вертикальным составляющим. Как правило, если учитывать крутизну и экспозицию крон деревьев, количество солнечной радиации может на отдельных участках значительно превышать рассчитанные значения поступления на склон рельефа, или наоборот, уменьшаться при условии формирования зон затенения. В тоже время для монодоминантных одновозрастных древостоев на равнине или выположенных участках горной местности величины поступления солнечной радиации будут приблизительно равны количеству солнечной радиации, рассчитанной для данной широты в данное время и при данной облачности на горизонтальную поверхность.

Учитывая тот факт, что наши работы проводятся в динамичных тропических лесных экосистемах, мы имеем дело с первым вариантом развития событий, т.е. с дифференцированным поступлением солнечной радиации на поверхность кронового рельефа и, соответственно, под полог крон лесных деревьев.

Целью представляемой работы являлось выявление особенностей перераспределения потоков солнечной радиации в условиях лесного пространства среднегорного муссонного тропического леса.

Для этого требовалось решение следующих задач:

1. Моделирование поступления суммарной солнечной радиации на поверхность крон и выявление связи морфометрических характеристик крон с пространственной дифференциацией суммарной солнечной радиации под полог;
2. Расчёт и пространственное моделирование величины пропускания суммарной солнечной радиации кронами деревьев;
3. Расчёт величин длинноволновой радиации в пространстве лесной экосистемы.

Материал и методы исследований

В качестве ключевого был выбран участок леса на территории национального парка Бидуп-Нуйба (Южный Вьетнам) (рис. 1). Обоснование выбора территории для создания ландшафтно-экологического стационара представлено в предыдущих работах авторов (Котлов и др., 2018; Горбунов и др., 2018).

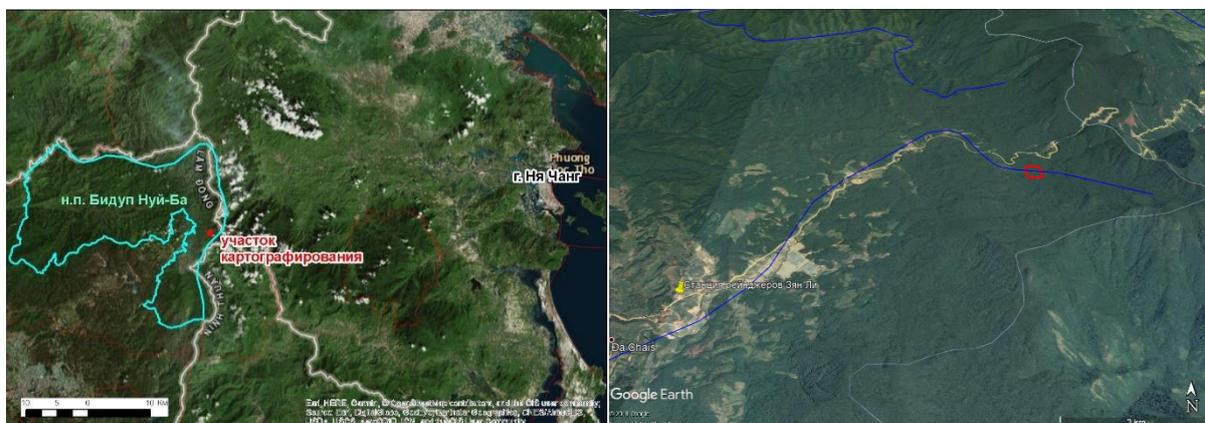


Рис. 1. Национальный парк Бидуп-Нуйба. Контур территории обозначен линией голубого цвета. Справа – площадка исследования в среднем масштабе (красный контур)

Ключевой участок стационара представлен пойменным высокоствольным лесным древостоем со следующими характеристиками. Ярус деревьев включает три подъяруса, т.е. вертикальная структура древостоя – среднесложная. Высота деревьев верхнего (первого) подъяруса 17–23 м, диаметры стволов 60–90 см, кроны радиусом 3–6 м, по форме овальные, овально-уплощенные и полусферические. В подъярусе представлены *Carpinus poilanari* (Betulaceae), *Exbucklandia tonkinensis* (Hamamelidaceae), *Dacrycarpus imbricatus* (Podocarpaceae), *Acer cambelli* (Sapindaceae), *Endospermum chinensis* (Euphorbiaceae), *Schima wallichii* (Theaceae), *Castanopsis* sp., *Lithocarpus* sp. (Fagaceae), *Magnolia* sp. (Magnoliaceae).

Второй подъярус высотой 12–17 м сложен деревьями с диаметром ствола 20–30 см: *Camellia* sp. (Theaceae), *Quercus* sp. (Fagaceae), *Sloanea sinensis*, *Elaeocarpus* sp. (Elaeocarpaceae), собственнокорневой *Ficus* sp. (Moraceae), *Syzygium* sp. (Myrtaceae), *Garcinia* sp. (Hypericaceae), *Illicium griffithii* (Illiciaceae), *Cinnamomum* sp., *Neolitsea* sp. (Lauraceae), *Ostodes* sp. (Euphorbiaceae), Gen. sp. (Ericaceae).

Третий подъярус – деревья высотой 1,5–5 м: *Eurya* sp. (Theaceae), *Ardisia* sp. (Myrsinaceae), *Psychotria* sp., *Lasianthus* sp., Gen. sp. (Rubiaceae), *Schefflera* sp. (Araliaceae), *Pinanga* sp. (Palmae), *Helicia* sp. (Proteaceae), *Cyathea* sp. (Cyatheaceae), Gen. sp. (Melastomataceae).

В древостое широко представлен разновозрастный подрост деревьев первого (*Castanopsis*, *Lithocarpus*) и второго (*Cinnamomum*, *Neolitsea*, *Elaeocarpus*, *Illicium*) подъярусов. Отмечены лианы из Rhamnaceae, Melastomataceae, Smilacaceae, Vitaceae, Myrsinaceae, Gnetaceae, Annanaceae.

Травы представлены родами *Impatiens* (Balsaminaceae), *Ophiopogon* (Asparagaceae), *Selaginella* (Selaginellaceae) – нередко формирует пятна диаметром 3–5 м, *Anemona* (Ranunculaceae), *Sarcandra* (Chloranthaceae), *Begonia* (Begoniaceae), *Alpinia* (Zingiberaceae), *Phyllagathis*, *Sonerila* (Melastomataceae), *Pelionia* (Urticaceae), *Argostemma* (Rubiaceae), *Acanthophyium* (Orchidaceae), *Strobilanthes* (Acanthaceae), *Asplenium* (Aspleniaceae), *Pandanus* (Pandnaceae), *Mapania* (Mapaniaceae), *Pentaphragma* (Pentaphragmataceae), *Angiopteris* (Marattiaceae), Gen. sp. (Gesneriaceae). Проективное покрытие травами на разных участках от 5 до 90%.

На стволах деревьев обычны древесные полуэпифиты из родов *Schefflera* (Araliaceae), *Ficus* (Moraceae), *Aeschinanthus* (Gesneriaceae); на стволах и в кронах деревьев – эпифиты из родов *Rhododendron*, *Vaccinium* (Ericaceae), *Dendrobium*, *Pholidota*, *Eria*, *Liparis* (Orchidaceae), *Hoya* (Arocynaceae), *Asplenium* (Aspleniaceae).

Исследования проводились в два этапа. На первом этапе была произведена аэрофотосъемка ключевого участка и получена цифровая модель поверхности (Котлов и др., 2018). На основе цифровой модели были произведены расчёт морфометрических характеристик крон деревьев, а также моделирование поступления суммарной солнечной радиации на поверхность крон. Работы, связанные с пространственным моделированием осуществлялись при использовании стандартных модулей программы Arc GIS 10.3. На втором этапе проводилось изучение задержания суммарной солнечной радиации кронами деревьев. Для этого во время экспедиционных работ в апреле 2019 года под пологом леса на высоте 1 м над поверхностью почвы были произведены измерения поступления суммарной солнечной радиации. Измерения производились на территории ключевого участка по сети точек (рис. 2) с использованием цифрового измерителя освещенности DT-1309 по методике, изложенной в работе В.О. Смирнова (2012).

Для изучения температурного и влажностного режимов под пологом леса на территории стационара были установлены дата-логгеры, регистрирующие с периодичностью 1 раз в час температуру и влажность воздуха на высоте 0,5 м и 2 м над поверхностью почвы. Полученные данные позволили рассчитать величину

эффективного излучения поверхности почвы-опада на территории ключевого участка. Очевидно, что эффективное излучение также перераспределяется в зависимости от параметров древостоя, и не равно эффективному излучению, характерному для поверхности крон деревьев, но для понимания этих процессов необходимы дополнительные измерения вертикального профиля указанных параметров.

Результаты исследований и их обсуждение

В каждой точке (рис. 2) были получены значения высоты деревьев и подроста, сомкнутости крон по четырем высотным интервалам (H_1 – 16–23 м, H_2 – 9–15 м, H_3 – 5–9 м, H_4 – 4 м и ниже) и общей сомкнутости (табл. 1). Полученные значения сопоставлялись с величиной освещённости на открытом (контрольном) участке и по соотношению вычислялась величина пропускания суммарной солнечной радиации толщей крон лесных деревьев.

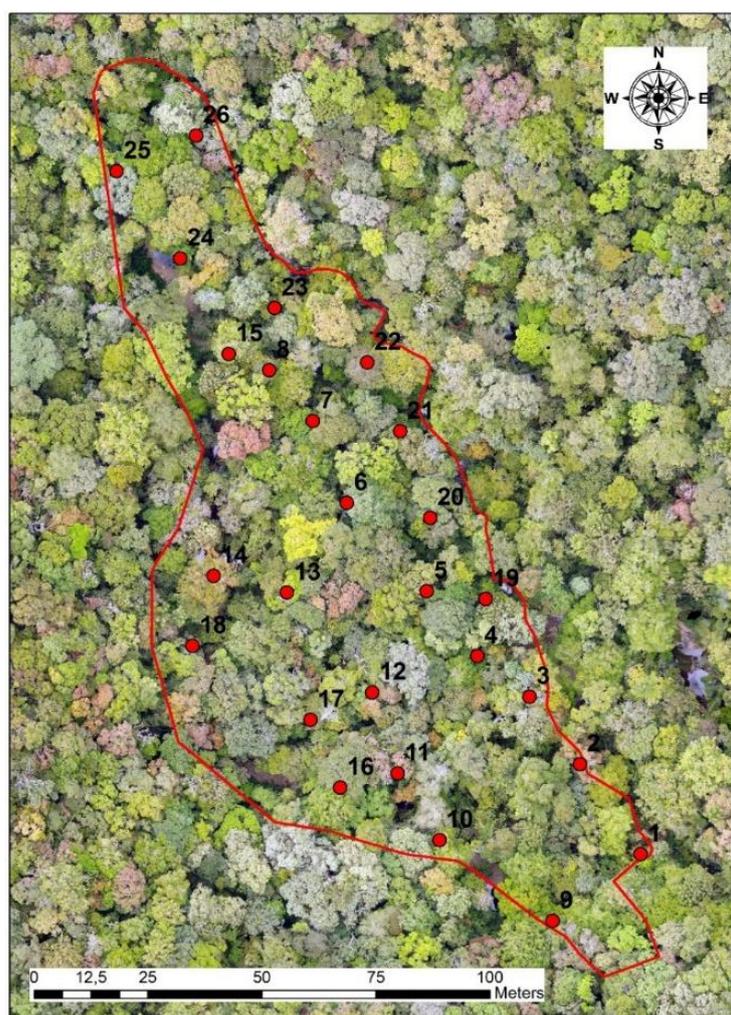


Рис. 2. Сеть точек измерений

Поступление суммарной солнечной радиации на различные наклонные поверхности при заданной высоте солнца определяется крутизной и экспозицией таких поверхностей. Построенная в ходе первого этапа работ цифровая модель поверхности позволила рассчитать крутизну и экспозицию рельефа крон (или кронового рельефа) ключевого участка, а также построить модель поступления суммарной солнечной радиации на поверхность крон при безоблачном небе (рис. 3).

Таблица 1.

**Распределение деревьев по интервалам высоты и сомкнутость в точках измерений
ключевого участка ландшафтного экологического стационара**

№ т.	Н ₁		Н ₂		Н ₃		Н ₄		ОС, %
	Н, м	С, %							
1	18	60	13	30	7	80	1,5	20	90
2	18	60	13	40	7	85	2	30	95
3	15	50	10	75			4	30	75
4	17	30	10	85			2,5	30	85
5	20	65	14	55			3	98	70
6	20	50	14	70	8	70	3	60	95
7	21	40	14	90			2,5	70	93
8	20	40	15	70	9	60	2,5	60	80
9	18	70	15	90			2	50	98
10	22	20	12	70			2	80	85
11	20	50	15	70			1,5	5	80
12	19	70	14	85	6	30	2	30	93
13	21	60	15	70	9	40	2,5	40	70
14	18	30	11	70	8	60	2,5	85	70
15	20	40	14	60	8	50	2,5	70	65
16	19	70	15	70			2	30	70
17	18	40	15	65	6	5	3	20	70
18	19	50	15	80	8	40	2,5	50	80
19	16	40	10	80			2	5	80
20	18	50	11	50	6	95	3	40	95
21	16	45	9	85			3	25	90
22	19	20	13	60	9	95	3	10	95
23	17	20	13	40	6	80	2	30	95
24	19	40	14	40	6	30	2	20	85
25	19	90	9	15	5	60	2	5	90
26	18	60	9	40			2	10	80

Примечание: Н – высота деревьев; С – сомкнутость; ОС – общая сомкнутость

В связи с тем, что поступление солнечной радиации определяется морфометрией рельефа, а мы анализируем снимок высокого пространственного разрешения, мы наблюдаем мозаичную картину распределения моделируемых параметров в разное время светового дня. Полагаем, что этим обусловлена пространственная мозаичность распределения разных видов деревьев, имеющих разную высоту и их подроста (за исключением деревьев верхнего интервала высоты). Учитывая, что в течение дня, высота Солнца меняется, а соответственно, меняется и угол падения солнечных лучей, меняется и пропускная способность полога крон в зависимости от набора характеристик для каждой точки наблюдений. Таким образом, в течение светового времени суток величина поступления солнечной радиации на каждую точку лесного пространства меняется не только за счёт изменения угла падения солнечных лучей, но и за счёт изменения конфигурации теневых масок. При этом, в утренние (6:00–8:00) и вечерние часы (16:30–18:00) на изучаемом участке наблюдается затенение кронами деревьев на соседних участках и смежными горными хребтами (грядами) и склонами, что снижает изначальную величину поступления суммарной солнечной радиации на поверхность крон и делает моделирование таковой практически невозможным. Такая ситуация типична для горных территорий. Моделирование поступления суммарной солнечной радиации на поверхность крон в нашем исследовании производилось без учёта этих особенностей.

Статистический анализ полученных моделей позволил выявить пространственную структуру поступления суммарной солнечной радиации в зависимости от крутизны и экспозиции склонов кронового рельефа (табл. 2).

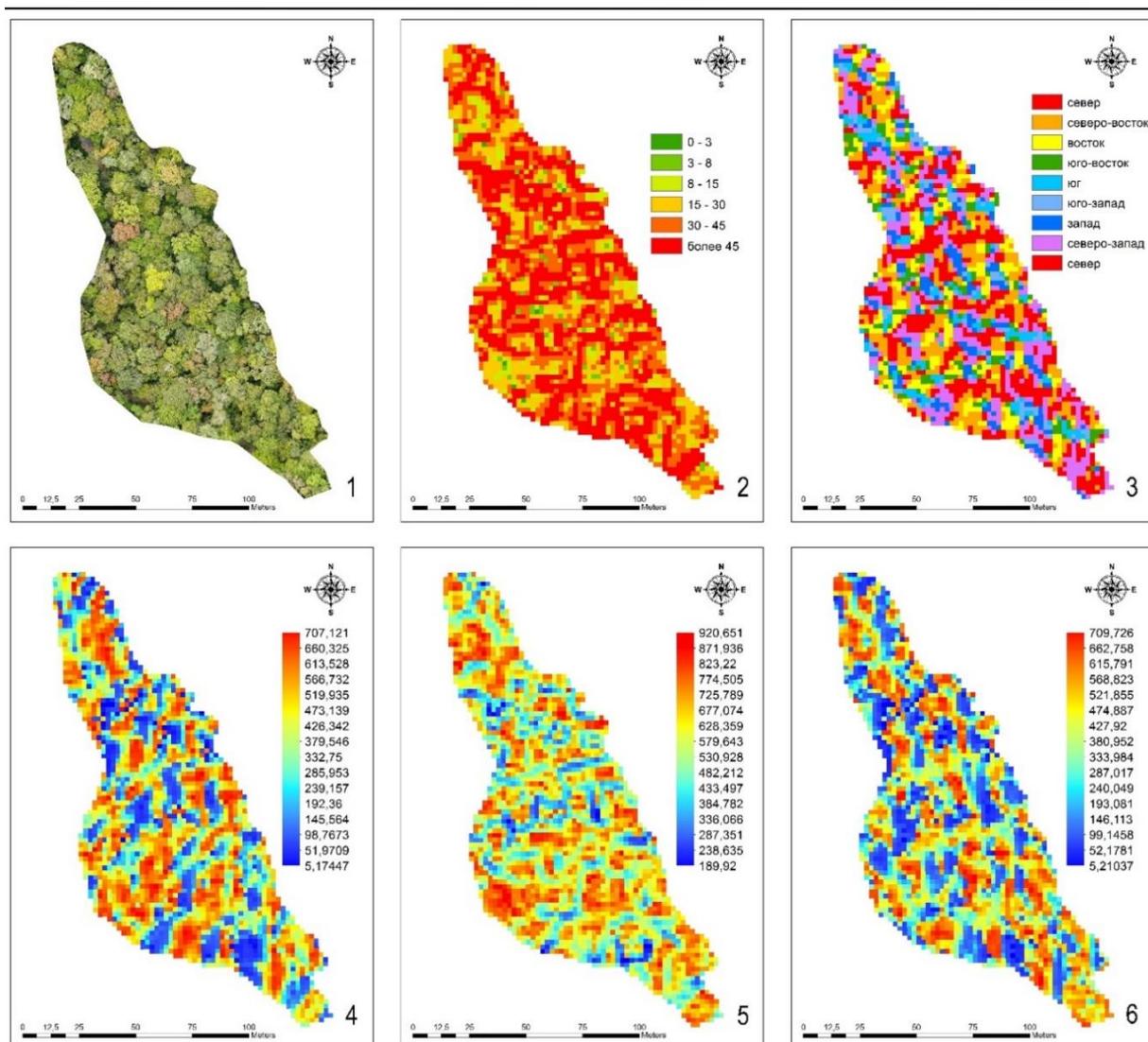


Рис. 3. Результаты моделирования поступления суммарной солнечной радиации на поверхность кроны ключевого участка: 1 – ортофотоплан ключевого участка; 2 – крутизна кронового рельефа, градусы; 3 – экспозиция кронового рельефа; 4 – поступление суммарной солнечной радиации на поверхность кроны в 9:00, Вт·ч/м²; 5 – поступление суммарной солнечной радиации на поверхность кроны в 12:00, Вт·ч/м²; 6 – поступление суммарной солнечной радиации на поверхность кроны в 15:00, Вт·ч/м²

Из таблицы 2 следует, что для склонов рельефа кроны северной экспозиции максимум количества суммарной солнечной радиации наблюдается на пологих склонах (0–3°). С увеличением крутизны происходит резкое снижение величины поступления суммарной солнечной радиации во все расчётные периоды. Вместе с тем, наблюдается некоторое увеличение количества суммарной солнечной радиации на крутых склонах (15–30°) в утренние часы, которое смещается на склоны средней крутизны (8–15°) в полдень, и возвращается на крутые склоны в вечерние часы. Таким образом, в целом за сутки незначительный максимум проявляется на крутых склонах. Максимум поступления суммарной солнечной радиации на склоны северной экспозиции наблюдается в 12:00, а величины поступления суммарной солнечной радиации в утренние часы несколько больше, чем в вечерние.

Склоны кронового рельефа южной экспозиции характеризуются обратной картиной. С увеличением крутизны рельефа происходит резкое увеличение поступления суммарной солнечной радиации. Максимум солнечной радиации наблюдается на крайне крутых склонах (более 45°).

Таблица 2.

Расчётная величина поступления суммарной солнечной радиации
(среднеголетней) 10 апреля (средняя дата полевых измерений экспедиции 2019
года) в зависимости от крутизны и экспозиции кроневого рельефа ключевого
участка, Вт·ч/м²

Экспозиция	Крутизна склонов (градации по В.О. Смирнову (2012))					
	0–3°	3–8°	8–15°	15–30°	30–45°	более 45°
9:00						
С	429,91	392,67	388,75	389,54	387,29	387,13
СВ		394,90	390,41	388,42	387,07	387,45
В		399,46	390,45	388,63	389,52	388,03
ЮВ		386,78	393,62	388,37	388,62	389,54
Ю		372,12	390,54	389,36	389,40	394,10
ЮЗ		388,14	398,86	388,25	389,27	388,65
З	356,60	393,09	387,44	387,11	388,53	389,42
СЗ	441,79	387,51	388,04	387,08	387,27	387,12
12:00						
С	700,61	661,07	659,89	661,67	660,89	659,61
СВ		661,99	660,52	660,87	659,47	659,64
В		668,96	658,29	660,45	660,76	660,14
ЮВ		657,26	660,52	660,56	660,11	660,22
Ю		632,47	661,23	660,65	660,12	664,12
ЮЗ		656,91	665,26	660,28	660,30	658,30
З	630,86	655,87	660,81	661,09	660,61	660,45
СЗ	716,75	644,31	660,01	661,09	660,21	660,98
15:00						
С	385,46	362,59	359,67	362,12	361,14	358,77
СВ		353,45	357,91	361,60	358,90	358,22
В		358,66	355,08	357,07	357,40	357,58
ЮВ		357,66	352,01	357,75	356,87	356,96
Ю		325,64	358,95	357,31	356,99	360,21
ЮЗ		355,25	358,85	357,53	357,36	356,29
З	339,72	347,42	361,24	361,86	357,05	358,46
СЗ	397,34	337,17	357,78	361,66	360,21	361,49
Сумма за сутки						
С	4554,60	4259,86	4232,07	4246,52	4235,36	4223,87
СВ		4232,50	4233,29	4239,22	4223,79	4223,34
В		4292,85	4220,15	4226,20	4229,78	4224,80
ЮВ		4211,64	4220,01	4227,53	4223,87	4226,40
Ю		3990,86	4237,05	4228,56	4225,96	4260,12
ЮЗ		4206,80	4275,48	4225,46	4226,98	4215,33
З	3980,81	4192,09	4235,57	4237,24	4226,40	4231,63
СЗ	4672,00	4119,59	4224,76	4236,79	4230,33	4235,82

При этом, наблюдается некоторое снижение величин на крутых и сильно крутых (30–45°) склонах в 8:00, который смещается в 12.00 и в 15:00 в сторону сильно крутых склонов. Однако в утренние часы величины поступления суммарной солнечной радиации на склоны южных экспозиций этих градаций крутизны практически идентичны, что указывает на малую значимость изменения крутизны склонов южной экспозиции в пределах 15–45°. В целом за сутки снижение величин суммарной солнечной радиации на общем фоне роста в связи с увеличением крутизны склонов наблюдается на склонах сильной крутизны. Как и в случае со склонами северной экспозиции, максимум суммарной солнечной радиации на склонах южной экспозиции наблюдается в полдень, а в утренние часы величины суммарной солнечной радиации выше, чем в вечерние.

Для склонов кронового рельефа западной экспозиции в утренние часы минимальные значения величин суммарной солнечной радиации характерны для пологих склонов. С увеличением крутизны до градации слабо крутые склоны ($3-8^\circ$) происходит резкое увеличение значений суммарной солнечной радиации до её максимума. С дальнейшим увеличением крутизны наблюдается снижение величин суммарной солнечной радиации с некоторым увеличением на сильно крутых и крайне крутых склонах. В полдень ситуация меняется и снижение величин суммарной солнечной радиации на средне крутых и крутых склонах не происходит. Напротив, после резкого увеличения величин суммарной солнечной радиации от пологих до средне крутых склонов, наблюдается её незначительный рост до крутых склонов и дальнейшее незначительное снижение по мере увеличения крутизны склонов. В 15:00 наблюдается картина практически идентичная полуденной ситуации за исключением возникновения второго максимума величин суммарной солнечной радиации на крайне крутых склонах. Подобная ситуация повторяется при анализе распределения величин в сумме за сутки, однако второй максимум, характерный для крайне крутых склонов, наблюдаемый в 15:00 в сумме за сутки выражен не столь сильно. В целом, суточное распределение величин суммарной солнечной радиации аналогично, как и для склонов северной и южной экспозиций.

Поступление суммарной солнечной радиации на склоны восточной экспозиции в утренние часы аналогично склонам западной экспозиции, за исключением снижения величин суммарной солнечной радиации на крайне крутых склонах. В полдень ситуация совершенно иная, по сравнению со склонами западной экспозиции. Максимальные значения суммарной солнечной радиации характерны для слабо крутых склонов. Второй максимум формируется на сильно крутых склонах. Минимум значений суммарной солнечной радиации характерен для средне крутых склонов. В 15:00 происходит сохранение полуденной ситуации, за исключением смещения второго максимума на крайне крутые склоны. В целом за сутки наблюдается сильно выраженный максимум на слабопологих склонах. Второй максимум характерен для сильно крутых склонов. Минимум характерен для склонов средней крутизны. Суточное распределение величин суммарной солнечной радиации подчиняется ранее описанной закономерности.

Таким образом, отмечена инсоляционная диссимметрия в поступлении суммарной солнечной радиации на склоны северной и южной, западной и восточной экспозиций кронового рельефа изучаемого леса. Усреднение суточных данных поступления суммарной солнечной радиации на склоны различных экспозиций позволяет оценить инсоляционную диссимметрию склонов кронового рельефа (рис. 3).

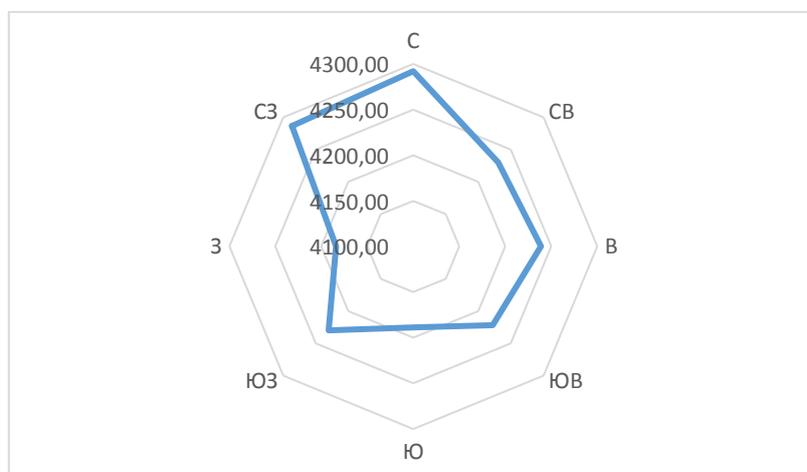


Рис. 3. Инсоляционная диссимметрия склонов кронового рельефа разной экспозиции

Из схемы (рис. 3) следует, что максимум суммарной солнечной радиации на ключевом участке характерен для склонов северной и северо-западной экспозиций, а

минимум – для склонов южных румбов. Склоны восточной экспозиции получают больше суммарной солнечной радиации по сравнению со склонами западной экспозиции. Это явление важно с точки зрения формирования потоков вещества и энергии в лесной экосистеме и требует дальнейшего детального исследования.

Расчёт отражённой радиации от поверхности крон производился по формуле:

$$R = A Q, \quad (1),$$

Г,

де: R – отражённая радиация;

A – альbedo;

Q – суммарная солнечная радиация.

В связи с отсутствием данных наземных измерений альbedo, для определения его величины была использована работа коллектива авторов (Червяков, Котума, Спиряхина, 2017). Согласно карт, представленных в указанной работе, величина альbedo для исследуемой территории в апреле составляет 15 %. Данные в работе приведены с разрешением 2,5x2,5°. Принимая эту величину за основу по результатам пространственного моделирования были рассчитаны величины отражённой солнечной радиации для 9:00, 12:00 и 15:00 (табл. 3).

Следует отметить, что величины отражённой и поглощённой солнечной радиации завышены, т.к. часть солнечной радиации проникает сквозь кроны деревьев верхнего подъяруса под полог леса, где происходит ее отражение и поглощение.

Таблица 3.

Величины элементов радиационного баланса поверхности крон ключевого участка, Вт/м²

Элементы радиационного баланса		Время суток		
		9:00	12:00	15:00
Суммарная солнечная радиация	средняя	387,11	660,96	361,50
	максимальная	707,12	920,65	709,73
	минимальная	5,17	189,92	5,21
Отражённая солнечная радиация	средняя	58,07	99,14	54,22
	максимальная	106,07	138,10	106,46
	минимальная	0,78	28,49	0,78
Поглощённая солнечная радиация	средняя	329,04	561,82	307,27
	максимальная	601,05	782,55	603,27
	минимальная	4,40	161,43	4,43

Поэтому величина альbedo и отражённой солнечной радиации, представленные в таблице 3, характерны для поверхности крон, но не отражают структуры радиационного баланса лесной экосистемы в целом. С 2018 года нами начаты работы по изучению всей системы перераспределения энергетических потоков на ключевом участке среднегорного тропического леса. В частности, в 2019 году в период экспедиционных исследований были организованы работы по изучению пропускной способности крон.

Измерения освещенности под пологом леса позволили получить пространственно-временную структуру изменения освещенности в каждой точке и интерполировать эти значения на территорию ключевого участка (рис. 4).

Так, из рис. 4 следует, что имеется пространственно-временная неоднородность в пропускании суммарной солнечной радиации под полог леса. Для одних точек максимум пропускания наблюдается в утренние часы, а для других – в вечерние. В точке 3 максимум пропускания отмечается в полдень. Это зависит от наличия просветов в кронах деревьев, перпендикулярных углу падения солнечных лучей в разное время суток, и, как следствие, от «работы» теневых масок в пологе крон. Именно поэтому коэффициенты корреляции

показывают отсутствие связи между стандартными характеристиками структуры древостоя и долей пропускания суммарной солнечной радиации (табл. 4).

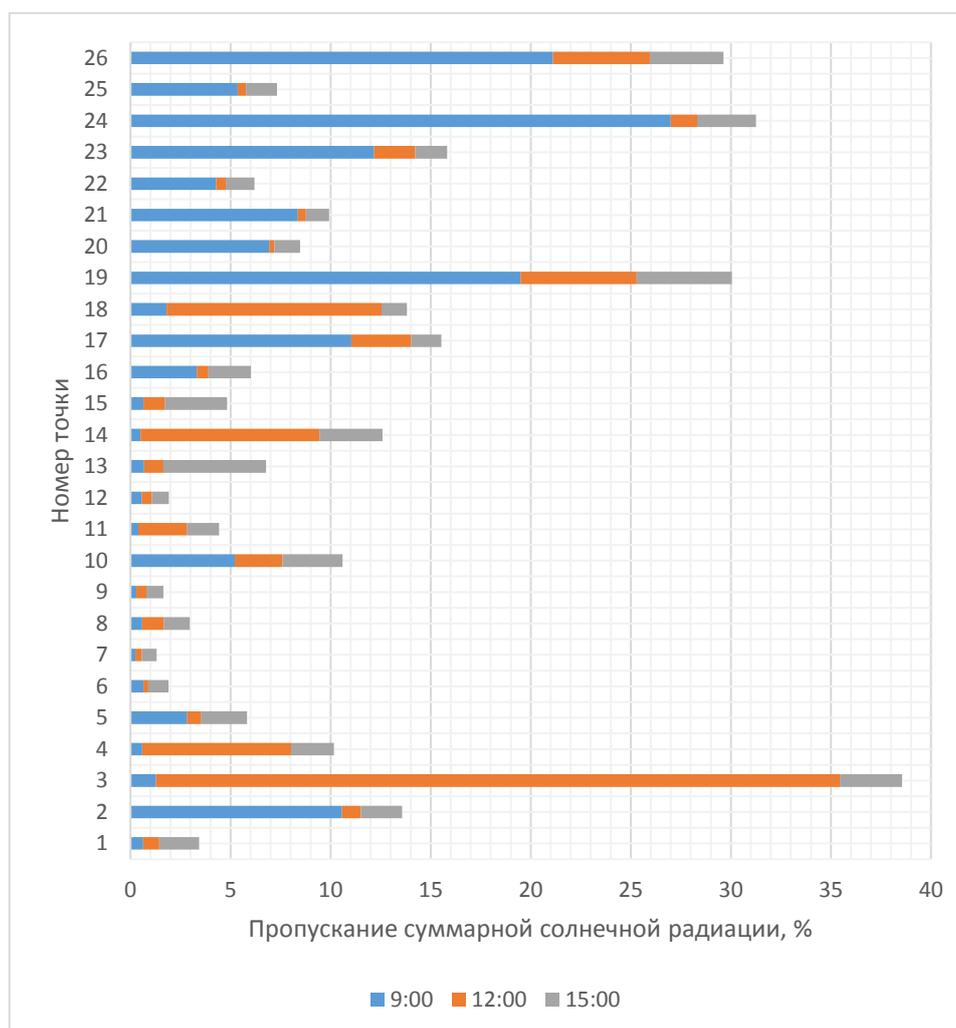


Рис. 4. Пространственно-временная структура доли пропускания суммарной солнечной радиации пологом леса

Таблица 4.

Коэффициенты корреляции между долей пропускания суммарной солнечной радиации и характеристиками вертикальной структуры древесного яруса

Время	По интервалам высоты деревьев								ОС, %
	Н ₁		Н ₂		Н ₃		Н ₄		
	Н, м	С, %	Н, м	С, %	Н, м	С, %	Н, м	С, %	
9:00	-0,31	-0,13	-0,31	-0,40	-0,11	-0,08	-0,20	-0,45	0,06
12:00	-0,52	-0,11	-0,33	0,20	-0,21	-0,25	0,51	-0,04	-0,29
15:00	-0,06	-0,10	-0,25	-0,11	-0,06	-0,25	-0,06	-0,05	-0,58

Такая временная неоднородность формирует разные эффекты в функционировании экосистемы, т.к. известно, что в утренние часы максимум солнечной радиации тратится на нагрев поверхности, а в послеполуденные – на испарение (Огнева, 1967). В связи с этим, сложная структура пространственно-временной дифференциации величины поступления суммарной солнечной радиации под полог леса формирует сложные и сильно дифференцированные в пространстве леса процессы тепло- и влагопереноса.

Отсутствие корреляции между долей пропускания и характеристиками вертикальной структуры древостоя не позволило получить регрессионную модель связи указанных величин, и, как следствие, применить географическую интерполяцию величины пропускания суммарной солнечной радиации. Поэтому мы ограничились лишь математической интерполяцией. Пространственная структура величины пропускания суммарной солнечной радиации в разное время суток представлена на схеме (рис. 5).

Встроенные возможности программы Arc GIS 10.3 для расчёта полей солнечной радиации позволяют получить модели поступления суммарной солнечной радиации на территорию ключевого участка для любого выбранного среднемноголетнего интервала. Однако, отсутствие измерений пропускной способности во все сезоны года не позволяет судить о перераспределении суммарной солнечной радиации под пологом леса, но имеющиеся данные дают возможность рассмотреть приходную часть баланса. Вместе с тем, такое моделирование должно выполняться с учётом облачности и туманов, т.к. для изучаемой территории характерно сочетание сухих и влажных периодов. Расчёт величин поступления суммарной солнечной радиации во влажный период господства муссонов для безоблачного неба был бы некорректным. Поэтому на данном этапе мы ограничиваемся лишь сухим периодом, для которого характерно преобладание ясной погоды.

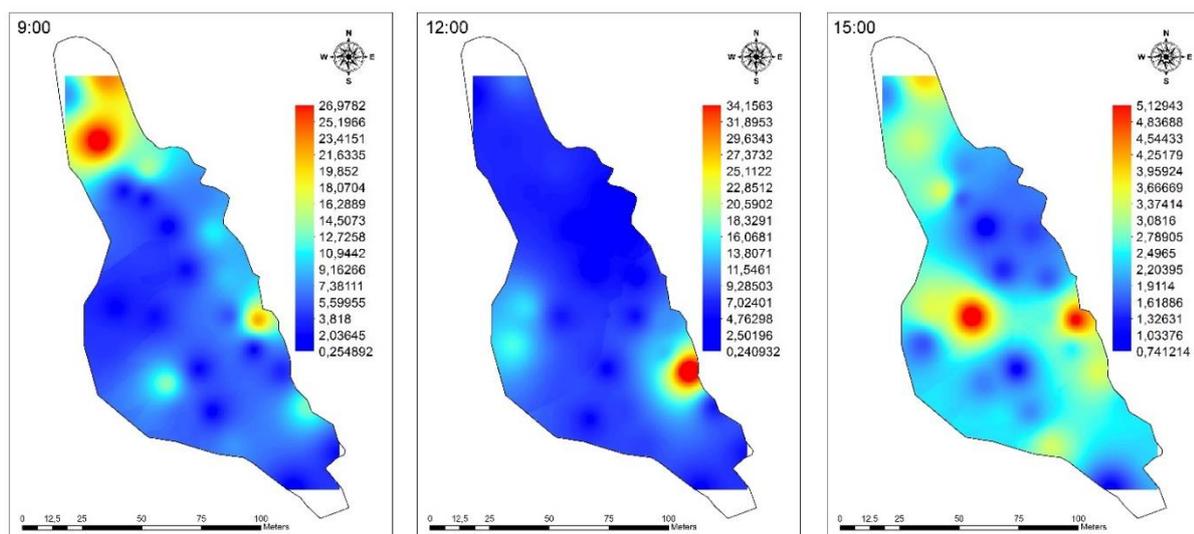


Рис. 5. Пространственная дифференциация доли пропускания суммарной солнечной радиации пологом леса на территории ключевого участка, %

Часть суммарной солнечной радиации, проникшей под кроны деревьев также отражается и поглощается, формируя коротковолновую часть радиационного баланса. Однако расчёт величины отражения и поглощения под пологом леса требует дополнительных инструментальных измерений и в настоящее время не производился.

Анализ полученных растров и данных измерений позволил определить статистические характеристики величины пропускания суммарной солнечной радиации кронами деревьев (табл. 5).

Поглощенная солнечная радиация под пологом леса преобразуется в длинноволновую, представляющую собой поток теплового излучения подстилающей поверхности, направленный в сторону атмосферы и собственное тепловое излучение атмосферы, направленное к земной поверхности. Разность между величинами этих потоков определяет значение эффективного излучения.

Таблица 5.

**Количество суммарной солнечной радиации, прошедшей через кроны
деревьев, Вт/м²**

Суммарная солнечная радиация	Время		
	9:00	12:00	15:00
средняя	19,43	22,89	7,10
максимальная	144,58	270,59	26,12
минимальная	0,38	0,94	0,27

Расчёт значений элементов производился на основании формулы Д. Брента (Brunt, 1932) с использованием данных измерений, полученных на дата-логгерах. Усреднение произведено за период измерения пропускной способности кроны. Результаты расчётов представлены в таблице 6. Учитывая только одну точку измерений на территории ключевого участка, в настоящее время нет возможности получения пространственной модели указанных величин.

Таблица 6.

**Величины элементов длинноволновой части радиационного баланса
ключевого участка в период измерений, Вт/м²**

Суммарная солнечная радиация	Время		
	9:00	12:00	15:00
Тепловое излучение подстилающей поверхности	387,62	418,65	413,99
Собственное тепловое излучение атмосферы	251,21	271,38	268,40
Эффективное излучение подстилающей поверхности (поверхность почвы, листовой опад, ярус трав)	148,97	160,84	159,01

Несмотря на невозможность оценки коротковолновой части радиационного баланса, сравнение таблиц 2 и 3 позволяет судить об отрицательном радиационном балансе подкронового пространства леса, что связано с высокой теплоёмкостью леса и сложными процессами перераспределения потоков вещества и энергии в тропической лесной экосистеме.

Заключение

В результате проведённых исследований были получены первичные сведения об элементах радиационного баланса среднегорной тропической лесной экосистемы на базе ключевого участка в национальном парке Бидуп-Нуйба. По результатам экспедиционных исследований в сочетании с методами геоинформационного моделирования были получены сведения о поступлении суммарной солнечной радиации на поверхность кроны в сухой период при ясном небе, выявлена пространственно-временная внутрисуточная дифференциация величин суммарной солнечной радиации в зависимости от морфометрии кронового рельефа (крутизны и экспозиции склонов кроны деревьев). С использованием данных литературы рассчитаны элементы коротковолновой части радиационного баланса поверхности кроны.

На основе результатов полевых экспедиционных исследований получены пространственные модели пропускания суммарной солнечной радиации кронами деревьев. Выявлено сильная пространственно-временная неоднородность в пропускании суммарной солнечной радиации под полог леса, связанная не столько со структурой древостоя, сколько с плотностью листового перекрытия. Предложено наряду с рельефом поверхности территории выделять рельеф поверхности кроны лесных деревьев.

На основании данных полевых измерений получены величины элементов длинноволновой части радиационного баланса ключевого участка. Установлено, что изучаемая лесная экосистема характеризуется отрицательным радиационным балансом

в подкороновой части, что связано с высокими значениями эффективного излучения, формирующимися за счёт перераспределения потоков вещества и энергии в подпологовом пространстве.

Список литературы

1. Горбунов Р.В., Горбунова Т.Ю., Жаврук А.В., Лунашко И.П., Тышкевич М.Д. Внутрифациальная структура как фактор пространственной дифференциации солнечной радиации на топологическом уровне // Географические и геоэкологические исследования в Украине и сопредельных территориях: сборник научных статей / под общ. ред. Б.А. Вахрушева. – Симферополь: ДИАЙПИ, 2013. – Т. 1. – С. 27–31.
2. Горбунов Р.В., Кузнецов А.Н., Лебедев Я.О., Горбунова Т.Ю., Котлов И.П., Хой Н.Д. О некоторых особенностях структуры и функционирования горных тропических лесных ландшафтов центрального Вьетнама и необходимости создания ландшафтно-экологического стационара // Труды Карадагской научной станции им Т.И.Вяземского – природного заповедника РАН. – 2018. – № 3 (7). – С. 43–67.
3. Кондратьев К.Я. Актинометрия. – Л. : Гидрометеорологическое издательство, 1965. – 690 с.
4. Котлов И.П., Горбунов Р.В., Фам Маи Фьонг, Дин Ву Ан Ту Беспилотная аэрофотосъёмка для задач крупномасштабного картографирования горных тропических лесных ландшафтов // Труды Карадагской научной станции им. Т.И. Вяземского – природного заповедника РАН. – 2018. – Вып. 2 (6). – С. 63–84.
5. Огнева Т.А. Роль радиационного баланса в суммарном испарении // Тепловой баланс. Труды Главной Геофизической обсерватории им. В.И. Воейкова. – 1967. – Вып. 193. – С. 130–136.
6. Петлін В.М. Синергетика ландшафту. – Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2005. – 205 с.
7. Петлін В.М. Стратегія ландшафту. – Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2007. – 288 с.
8. Смирнов В.О. Некоторые аспекты фитоактинометрических исследований в лесах заповедника «Мыс Мартьян» // Геополитика и экогеодинамика регионов. – 2012. – Т. 8. – № 1–2. – С. 104–109.
9. Смирнов В.О. Оценка коэффициентов увлажнения территории Горного Крыма по экоморфе растительного покрова // Ученые записки Таврического национального университета имени В.И. Вернадского. Серия: География. – 2012. – Т. 25 (64). – № 3. – С. 18–22.
10. Червяков М.Ю., Котума А.И., Спиряхина А.А. Атлас альбедо по данным измерений отраженных потоков коротковолновой радиации, полученных с помощью гидрометеорологического спутника «Метеор-М» № 1. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2017. – 57 с.
11. Brunt D. Notes on radiation in the atmosphere, I. – Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1932. – 58. – pp. 389–418.
12. Fu P., Rich P.M. A Geometric Solar Radiation Model with Applications in Agriculture and Forestry // Computers and Electronics in Agriculture. – 2002. – 37. – pp. 25–35.
13. Fu P., Rich P.M. The Solar Analyst 1.0 Manual. Helios Environmental Modeling Institute (HEMI), USA, 2000.

**PECULIARITIES OF FORMATION OF RADIATION BALANCE ELEMENTS IN
THE MID-MOUNTAIN TROPICAL FORESTS OF SOUTHERN VIETNAM**

**Gorbunov R.V.^{1,2,3}, Gorbunova T.Yu.^{1,2,3}, Kuznetsov A.N.^{1,2}, Kuznetsova S.P.^{1,2},
Lebedev Ya.O.³, Pи вґр'F 0 0'XwO.⁴**

¹*Russian-Vietnamese Tropical Center, Hanoi, Socialist Republic of Vietnam*

²*A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Moscow, Russian Federation,
e-mail: forestkuz@mail.ru,*

³*A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol, Russian Federation,
e-mail: karadag_station@mail.ru, gorbunovatyu@gmail.com, ya.o.lebedev@yandex.ru*

The article presents the study results of the radiation balance of the mid-mountain tropical forest ecosystem of South Vietnam. It is offered along with a relief of the surface area to allocate a relief of a forest trees crowns' surface. The data on the total solar radiation incoming on the crown surface and the role of crown relief geomorphometry in the spatio-temporal differentiation of radiation balance elements are obtained. Spatial models of total solar radiation transmission by tree crowns are obtained for the key area. It is revealed that the transmission value is influenced not so much by the total crowns closure as by the leaves overlap density. It is established that the studied forest ecosystem is characterized by a negative radiation balance in the sub-crown part, which is associated with the redistribution of substance and energy flows in the sub-crown space.

Keywords: radiation balance, total solar radiation, crown surface relief, mid-mountain tropical forests, Vietnam, Bidup-Nuiba National Park

Поступила в редакцию 27.09.2019 г.

УДК 553.981(477.75)

ГЕНЕЗИС И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАНОЛИТОВ ОКСФОРДА (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

Лысенко В.И.

*Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Филиал МГУ
в г. Севастополе, г. Севастополь, Российская Федерация,
e-mail: niagara_sev@mail.ru*

Процессы дегазации метана из недр имеют значительный временной интервал и карбонатные постройки на дне морей и океанов являются памятниками их поступления. Такие образования из юрских отложений Горного Крыма получили название «метанолиты оксфорда». В их палеофлюидах присутствует метан, углекислый газ, азот, этан и сероводород. По химическому, минеральному составу и результатам анализов ICPMS оксфордские метанолиты не отличаются современных карбонатных построек на дне морей и океанов и гераклитов. В восстановительной среде флюидов образование карбоната происходило в окислительных условиях внутри клеток или на их поверхности. Бактерии и археи оксфорда для создания карбонатных строений использовали абиогенные углеводороды с тяжелым изотопным составом $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Результаты комплексных геологических исследований доказали их родственные генетические связи с гераклитами и современными карбонатными постройками морей и океанов. Формирование карбонатного вещества оксфордских метанолитов связано с переработкой продуктов палеодегазации сообществом бактерий и архей на дне океана Тетис.

Ключевые слова: метанолиты, оксфордский ярус, гераклиты, метанотрофные и метаногенные прокариоты, археи, флюиды, метан, этан, нефтепродукты.

Введение

По результатам проведения сейсмических исследований в земной коре морей и океанов было выявлено большое количество зон повышенной трещиноватости, с которыми связаны поля дегазации углеводородов и сопутствующих газов (Колесник и др., 2014; Шнюков и др., 2013; Dimitrov, 2002; Milkov, 2000). В таких местах, рядом с покмарками довольно часто находятся современные карбонатные постройки различной морфологии, созданные сообществами микроорганизмов (Астахова, Сорочинская, 2001; Геворкьян и др., 2001; Леин, 2004; Прасолов и др., 2005). Эти карбонатные строения являются своеобразными индикаторами выбросов углеводородных газов из недр (Колесник и др., 2014; Шнюков и др., 2013; Леин, 2005). Процессы дегазации метана из недр имеют значительный временной интервал начиная с архея, что доказывается газовым составом атмосферы и гидросферы того периода (Гольдшмидт, 1938; Ларин, 2005; Наумко, Сворень, 2006). Предположительно, в прошлом масштабы выбросов этого газа из недр имели значительно большие объёмы, так-как поверхность Земли было покрыта более густой сеткой активных тектонических нарушений. Процессы палеодегазации имели изменчивый характер - время от времени усиливались, а в эпохи горообразования носили катастрофический характер (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Вблизи линейных палеозон тектонической трещиноватости и поступления углеводородов из недр на дне морей и океанов во все времена существовали оазисы жизни, созданные сообществами бактерий и архей по переработке метана в органическое вещество и карбонат. В научной литературе имеются многочисленные описания разнообразных форм современных карбонатных построек на дне морей и океанов, но крайне редко приводится характеристика подобных карбонатных образований в более древних отложениях.

При обследовании скальных уступов оксфордских известняков с зонами брекчирования около мыса Сарыч, проводимых автором статьи в 2008 году, были замечены минералогические образования, внешне напоминающие ранее исследуемые

гераклиты из карбонатно-терригенной толщи миоцена (Лысенко, 2014; Лысенко и др., 2019). На основании схожего геологического строения и внешней морфологии было сделано предположение, что брекчиевидный карбонатный материал из оксфордской толщи являются обломками строений метанотрофных прокариот около зон глубинной углеводородной дегазации. Они созданы при активном участии сообщества бактерий и архей за счёт переработки метана. Такие образования относятся к семейству микробиолитов и получили название «метанолиты оксфорда».

Целью изучения метанолитов оксфорда является познание генезиса и палеогеографических условий их образования вблизи зон палеодегазации. В задачи данных исследований входили вопросы изучения их расположения в геологическом разрезе, морфологического разнообразия, минералогии, содержания тяжелых углеводородов, состава газовых флюидов, геохимии и изотопов углерода и кислорода. Кроме этого, решалась задача установления связей оксфордских метанолитов с другими подобными генетическими образованиями кайнозоя.

Материалы и методы исследования

При первичном обследовании выходов оксфордских известняков в районе мыса Сарыч автором было установлено, что геологическое строение в них «брекчиевидного» материала имеет много общего с залеганием гераклитов в миоценовой толще Юго-западного Крыма (Лысенко, Цельмович, 2017; Лысенко и др., 2019). Довольно детальное изучение геологических разрезов скальных уступов района Ласпи и мыса Сарыч позволило установить их общие условия нахождения в геологическом разрезе и внешние морфологическое сходство. Поисковые работы и геологическое картирование проводилось согласно общепринятой методики. Большое внимание уделялось изучению особенностей внешнего вида и морфологии оксфордских метанолитов, их пространственному расположению в породах, а также образцам фауны, которые являлись реперами возраста вмещающей толщи. Исследовался вещественный состав пород, характер их контактов и фациальных переходов. Специально изучался вопрос вторичности или первичности нахождения оксфордских метанолитов во вмещающих породах. При выполнении геологического картирования большое внимание уделялось отбору образцов для изучения минерального состава, проведения геохимических анализов, определения в них нефтепродуктов и газового состава флюидов. Для этой цели отбирались образцы оксфордских метанолитов различной цветовой окраски, морфологии и из различных мест Горного Крыма.

Работы по определению состава и содержанию газов выполнялись на масс-спектрометре МСХ-3А в лаборатории глубинных флюидов ИГГИ НАН Украины. Определение концентраций углеводородов в газе производилось по общепринятой методике на хроматографе HP 5890 с набивной колонкой и пламенно-ионизационным детектором укомплектованным интегратором HP3396 серии 2. Сбор газохроматографической информации и её обработку проводили с помощью компьютерной программы РЕАК 86. Каждую пробу в хроматограф вводили дважды с повтором для контроля. Ошибка газохроматографического метода определения не превышала 5%. Всего было выполнено шесть анализов метанолитов из различных мест.

Диагностика главных минералов оксфордских метанолитов проведена методом рентгеновского анализа на автоматическом дифрактометре MiniFlexII (Rigaku) в лабораториях Санкт-Петербургского и Саратовского университетов. Структурные и текстурные особенности их строения изучены в шлифах на оптическом микроскопе «Olimpus BX51» в лаборатории в Институте Минералогии г. Миасс.

Геохимический анализ оксфордских метанолитов выполнялся по стандартной методике на спектр из пятидесяти элементов в лаборатории Института Минералогии УрО РАН г. Миасс на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ICP ELAN –

9000 фирмы Perkin Elmer). Всего было проанализировано 2 пробы оксфордских метанолитов различной морфологии. Отдельно были изучены сульфиды из них. Кроме этого таким методом исследовался кислотный остаток оксфордских метанолитов.

Изучение изотопного состава углерода и кислорода проводились в Институте минералогии УрО РАН. Для определения использовался масс-спектрометрический метод измерения изотопных отношений (IRMS) на приборе Delta^{plus} Advantage. Масс-спектрометр сопряжён с элементным анализатором EA Flash1112 и высокотемпературным конвектором TC/EA. Элементный анализатор и конвектор сопрягаются с масс-спектрометром посредством ConFloIII. При измерении использовались стандарты NBS-19, NBS-18, IAEA-C-3. Ошибка измерения равна 0,15‰, VPDB. Выполнены анализы изотопного состава углерода и кислорода оксфордских метанолитов различной цветовой окраски и морфологии. Проводили исследования тяжёлых нефтепродуктов и органического углеводородного вещества из них.

Результаты и обсуждение

Как отмечалось выше, уже при составлении геологической карты в первой половине XX века в прибрежной части Горного Крыма в нижней части яйлинского обрыва выделялись линзовидные горизонты «брекчиевидных» известняков (Крымгольц, 1931; Муратов и др., 1960; Успенская, 1969). При незначительной прерывистой мощности они картируются по отдельным обнажениям от мыса Айя до обрывов над поселком Симеиз. В.Ф. Пчелинцев, Е.А. Успенская, Г.Я. Крымгольц и другие геологи отмечали довольно странное залегание этих «брекчиевидных» конгломератов во вмещающей толще известняков (Крымгольц, 1931; Пчелинцев, 1966). Линзы с «брекчиями» имели незначительную протяженность до 100 метров, довольно часто повторялись по простиранию и падению в вертикальном разрезе (Крымгольц, 1931; Успенская, 1969). Отсутствовали резкие границы при их выклинивании. «Брекчиевидный» материал известняков из этой толщи, по описаниям Г.Я. Крымгольца, имел вид «неправильных стяжений» (Крымгольц, 1931; Пчелинцев, 1966). Наличие во вмещающих известняках включений кораллов, брахиопод, брюхоногих моллюсков, губок и массовое скопление игл морских ежей доказывают их оксфордский возраст (Успенская, 1969; Пчелинцев, 1966; Пермяков и др., 1991). В тот период времени генезис обломочной части с «брекчиевидным» материалом не изучался (Муратов и др., 1960; Рудько, 2018).

Результаты исследования автором выходов этих пород в районе мыса Сарыч с 2008 года по 2014 год дали возможность сравнить этот «брекчиевидный» материал с гераклитами и высказать предположение об их генетической принадлежности к метанолитам (Лысенко, 2014; Лысенко, Цельмович, 2017), о чём писалось выше.

При дальнейших работах по изучению выходов оксфордских отложений в западной части Горного Крыма, автором были обнаружены подобные горизонты «брекчиевидного» материала метанолитов на северо-западном склоне хребта Сююрт-Кая, на восточных склонах скальных обрывов Мраморной балки и северо-восточном склоне горы Гасфорта (рис. 1). Они значительно отличаются от многочисленных толщ, линз и горизонтов брекчиевидных известняков, созданных гравитационными и тектоническими процессами. В целом, обнаруженные выходы пород с метанолитами, как и яйлинские, характеризуются одинаковым геологическим строением.

Оксфордские отложения в юго-западной части Горного Крыма залегают с несогласием на подстилающих породах нижнего келловоя, а часто средней юры. Обычно они перекрываются, с некоторым угловым несогласием, породами кимериджского яруса, а в некоторых местах пестроцветными отложениями титона (Успенская, 1969;

Пчелинцев, 1966). Мощность оксфордских отложений изменяется от 40 до 300 метров, а в районе Ай-Петри по литературным данным больше километра (Муратов и др., 1960; Успенская, 1969). Условно её можно подразделить на карбонатную и терригенную части. Конгломераты и песчаники характерны для ее нижней толщи и по набору фаунистических останков относятся к нижнему оксфорду (Успенская, 1969; Пчелинцев, 1966).

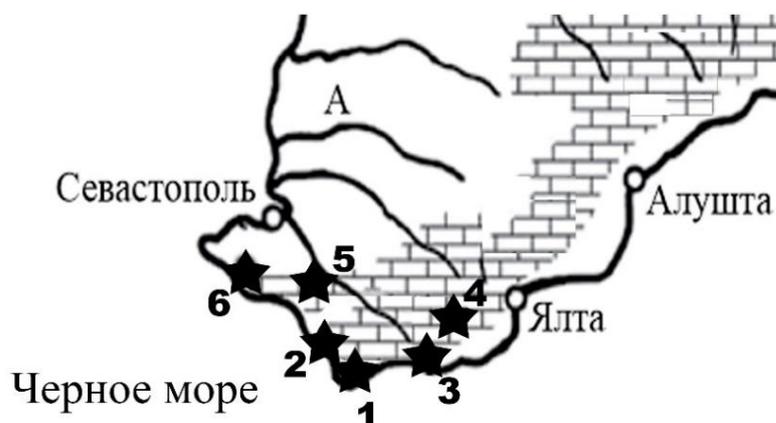


Рис. 1. Схема расположения находок оксфордских метанолитов в Юго-западной части Горного Крыма. Места находок: 1 – мыс Сарыч; 2 – Ласпинский амфитеатр; 3 – обрывы Главной гряды Горного Крыма; 4 – Сююрт-Кая; 5 – склоны г. Гасфорт; 6 – обрывы Мраморной балки

Карбонатный разрез представлен массивными, органогенными, реже слоистыми пелитоморфными светло-серыми, розово-кремовыми и коричнево-красными известняками. Все разности известняков перекристаллизованы и имеют мраморовидный облик. Довольно часто в карбонатной толще наблюдаются тектонические зоны брекчирования пород с многочисленными зеркалами скольжения и разно ориентированными жилами и прожилками крупнокристаллического кальцита. Ориентировка таких зон вертикальная, а иногда под углом 30–40° к слоистости. Тектонические зоны имеют довольно резкие контакты с вмещающими известняками, чем отличаются от горизонтов с метанолитами.

Линзовидные прослои с «брекчиевидным» материалом юрских метанолитов обычно встречаются в средней части разреза оксфордской карбонатной толщи. Наиболее полное строение этих горизонтов можно наблюдать в обнажениях известняков около мыса Сарыч. Это обычно линзовидные горизонты пестроцветной окраски с «обломочным» материалом черных, темно-серых и коричневых метанолитов (рис. 2). В некоторых скальных выходах можно наблюдать до трех горизонтов, расположенных по вертикали на расстоянии 1,0–2,0 метра друг от друга. Прослои с материалом метанолитов не нарушают слоистости карбонатной толщи оксфорда. Мощность таких линзовидных горизонтов от 0,3 до 1,5 метров, а протяженность по простиранию не более 150 м. Распределение метанолитов в них неравномерное и без всякой закономерности. Иногда это несколько отдельных экземпляров, а в некоторых местах их содержание достигает 40 % общего объема (рис. 2). Довольно часто просматривается нижняя граница их распространения, а верхняя и латеральное окончание таких прослоев фиксируется по исчезновению метанолитов. После выклинивания горизонта, обычно через 50–150 м по простиранию, начинается новый прослой с таким же строением. Обломочный материал метанолитов как бы плавают в цементной массе мраморовидных известняков, которые имеют серую, серовато-зеленую, кремовую, а реже буро-красную окраску. В текстурном отношении изучаемая порода внешним видом напоминает

бетонную смесь, которую наполняют метанолиты крайне разнообразной формы (рис. 2). Большинство из них имеют желвакообразную форму с неровными поверхностями и размеры от песчинок (меньше 2 мм) до крупного щебня (до 6–10 см). Расположение обломочного материала метанолитов в толще не подчиняется гравитационным процессам ее формирования. Довольно часто крупные обломки метанолитов по своей длинной оси ориентированы под значительным углом к слоистости. Геологические данные о расположении оксфордских метанолитов во вмещающей породе свидетельствуют, что они были принесены в осадок на стадии седиментогенеза катастрофическими процессами. Хаотическое размещение метанолитов в вмещающей породе указывает на её «мгновенную» литификацию.



Рис. 2. Бетонная смесь метанолитов в оксфордских известняках. Обнажения мыса Сарыч

Места находок метанолитов в оксфордских известняках приурочены к бортам крупных скальных уступов вблизи зон глубинных разломов (Прибрежного, Ласпинского, Сухой речки, Мраморной балки, Большого Каньона (Успенская, 1969; Пчелинцев, 1966; Михайловский, 1927). Многие исследователи считают, что заложение этих тектонических структур происходило в палеозое (Муратов и др., 1960; Пчелинцев, 1966) при формировании структур Горного Крыма, но тектоническая активность некоторых разломов продолжается в наши дни (Двойченко, 1928). На высокую сейсмическую активность в оксфордский век указывают отложения турбидитовых потоков, многочисленные зоны тектонических брекчий и кальцитовых жил Успенская, 1969; Пермяков и др., 1991; Рудько, 2018). Динамическая активность разломных зон сопровождалась глубинной дегазацией, что подтверждается обломочным материалом метанолитов. По ослабленным разломным зонам проходила глубинная дегазация недр.

Внешний вид метанолитов оксфорда трудно сопоставим с внешним видом современных карбонатных построек, обнаруженных в настоящее время в разных уголках дна Мирового океана, так как как они прошли стадию катагенеза. В то же время хорошо видно, что некоторые детали их морфологии имеют много общего с внешним видом гераклитов (Лысенко, Цельмович, 2017). Метанолиты, как известно, являются постройки живых микроорганизмов, которые свою очередь характеризуются значительным разнообразием форм выделения в активных геодинамических условиях при импульсном поступлении объемов и состава флюидов.

Их классификация довольно условная и носит морфологический и литологический характер. По внешней морфологии и размерам оксфордские метанолиты можно разделить на три разновидности: «угловатые», «шлаковидные» и «микрометанолиты».

«Угловатые» метанолиты обычно составляют 40–80% общего объема обломочного материала в брекчиевидных горизонтах. Эти метанолиты имеют резкие границы с цементом вмещающих известняков и обладают темно-серой, черной, а реже коричневой окраской. Они имеют форму многоугольников сложной конфигурации (рис. 3).

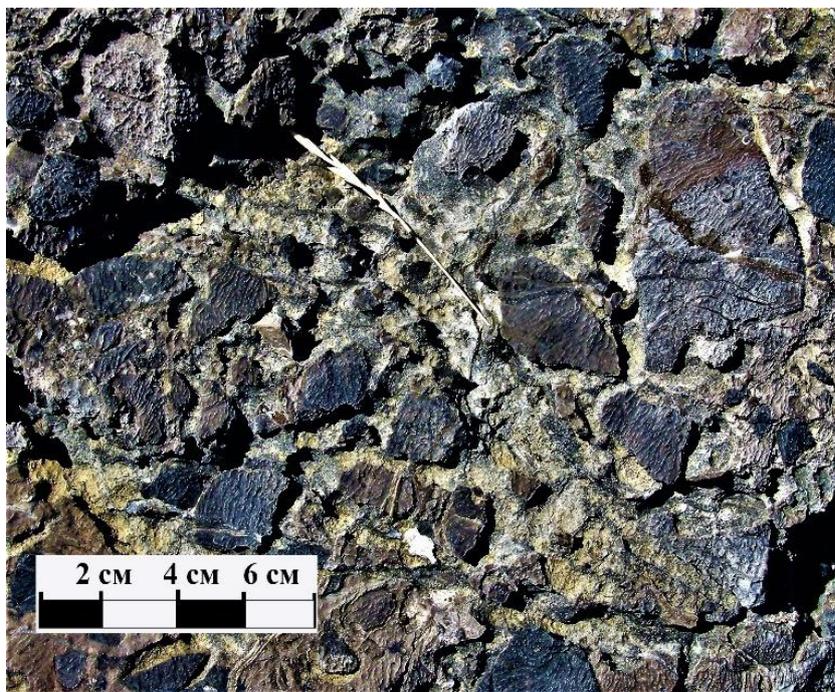


Рис. 3. Коричнево-чёрные «угловатые» метанолиты цементированы серо-зелёным карбонатным цементом. Обнажения мыса Сарыч

Преобладают обломки, похожие на трех- и четырехугольные неправильные призмы размером щебня и гравия (от 2,0 до 100,0 мм). Для породы «угловатых» метанолитов характерна мелкозернистая мраморовидная структура с участками детритовой, сферолитовой, микритовой и спаритовой. Текстура карбонатного вещества метанолитов массивная и пятнистая, а редко грубо полосчатая. Слагающая их порода слабо пористая из-за процессов катагенеза. По краям поверхности некоторых отдельных обломков наблюдаются микро полосчатые наросты, образованные сферолитовыми скоплениями. В «угловатых» метанолитах встречаются отдельные одиночные раковины моллюсков, гастропод, фораминифер и иглы морских ежей. Подобная фауна встречается и в вмещающих известняках. Довольно часто в «угловатых» метанолитах фаунистические отпечатки раковин характеризуются тонкостенным материалом и их поверхность окрашена черным или коричневым органическим веществом.

На поверхности некоторых «угловатых» метанолитов находятся маломощные кальцитовые прожилки, которые занимают секущее положение относительно формы обломка и продолжают в цементирующей массе. Можно предположить, что это следы катагенеза и активных геодинамических процессов формирования оксфордских известняков около зон тектонических разломов. Размеры и форма «угловатых» метанолитов, также характер их расположения в разрезе свидетельствуют, что поступление такого обломочного материала в горизонт происходило совместно с диагенезом осадочной толщи.

«Шлаковидные» метанолиты – это вторая по встречаемости численности группа обломочного материала. Образцы этой разновидности встречаются во всех ранее описанных обнажениях. Они имеют размерность дресвы и щебня (от 2,0 до 60,0 мм) и коричнево-чёрную или коричневую окраску. Границы у обломочного «шлаковидного» материала с вмещающим цементом довольно резкие (рис. 4).

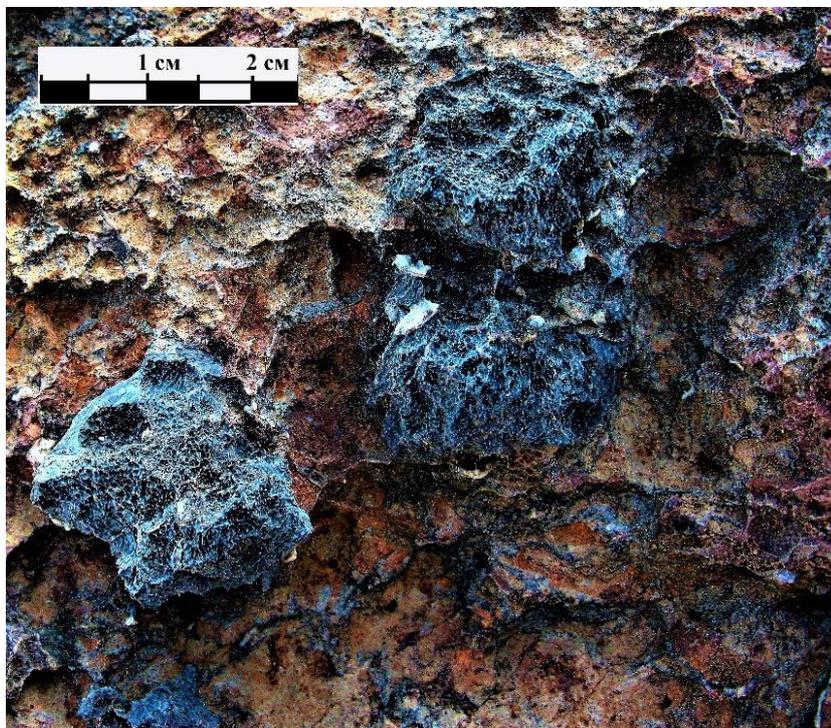


Рис. 4. Желваки «шлаковидных» метанолитов с пемзобразной поверхностью в известняках оксфорда. Юго-восточные склоны Мраморной балки

По своей форме они напоминают обломки лепешек или желваков с пемзобразной поверхностью. За счёт этого метанолиты имеют некоторое сходство с шлаковидными эффузивными породами. Иногда встречаются образцы, имеющие причудливую конфигурацию с пятнистой облачной окраской и резкими заливообразными контактами (рис. 5). Внешний вид «шлаковидных» метанолитов имеет большое сходство с литературным описанием микрофитолитов палеозоя и протерозоя, а также более молодого возраста тромболитов (Анисимов и др., 2012; Крылов, 1975; Маслов, 1960). Необходимо отметить, что «шлаковидные» метанолиты очень сильно различаются между собой по размеру внешней морфологии и внутреннему строению. Возможно, это связано с тем, что метанолиты являются продуктом разрушения бактериальных карбонатных построек, созданных живыми организмами в очень изменчивых и непостоянных физико-географических и динамических условиях. Карбонатный материал «шлаковидных» метанолитов на изломе характеризуется пористой поверхностью и содержит многочисленные обломки и раковины моллюсков, гастропод и фораминифер.

Структура породы микрозернистая с фрагментами микритовой, спаритовой, органогенной и сферолитовой. Ракушечный материал в «шлаковидных» метанолитах составляет от 5 до 20% общего объема породы. Сферолиты кальцита размером от 0,5 до 0,01 мм занимают иногда до 40 % общего объема породы. Минералогическим составом отличаются некоторые «шлаковидные» метанолиты из обнажений г. Гасфорта. В них в незначительном количестве встречаются сферолитовые образования фрамбоидального пирита.

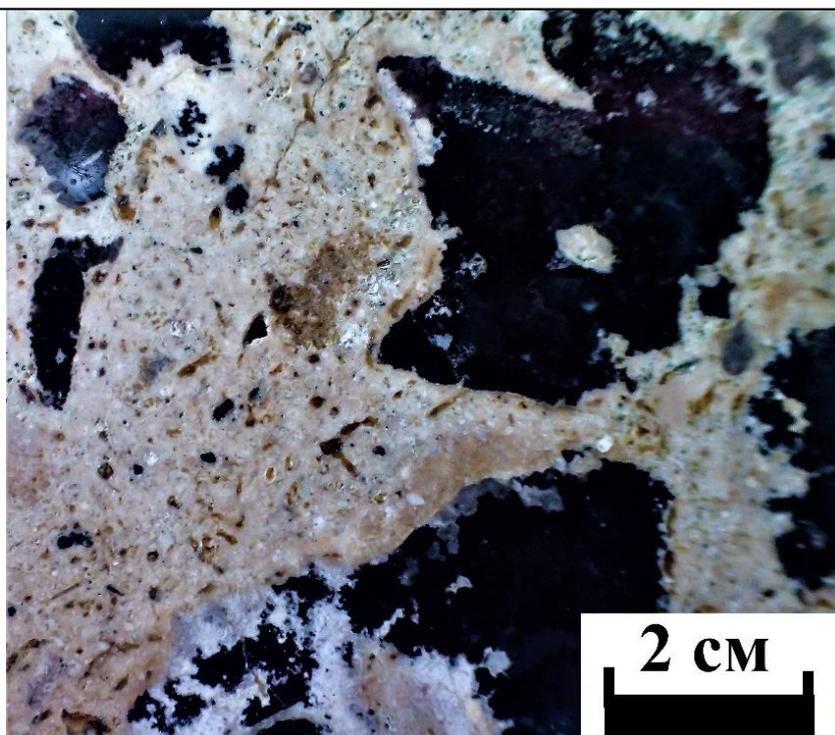


Рис. 5. «Шлаковидные» метанолииты с заливообразными резкими контактами и чёрные микрометанолииты в виде сфероидальных сростков. Поверхность полировки образца из обнажений Мраморной балки

Особенность морфологии и положения «шлаковидных» метанолиитов в геологическом разрезе позволяют высказать предположение, что их поступление в осадочную толщу связано с катастрофически разрушительными процессами, а отсутствие гравитационной сортировки указывает на мгновенную литификацию вмещающих иловых отложений.

«Микрометанолииты» – это черные и темно-коричневые песчинки размером меньше 2,0 мм в цементирующей массе брекчиевидных линзовидных горизонтов. Они встречаются во всех обнажениях оксфорда Горного Крыма. Из-за точечного размера довольно сложно определить их распределение в мраморовидных известняках (рис. 5). Микрометанолииты буквально пропитывают цементирующую массу, а их ареалы с повышенным содержанием образуются вокруг крупных высыпок «угловатых» и «шлаковидных» метанолиитов. В мраморовидном цементе этот материал выглядит в виде отдельных точек и песчинок с заливообразными резкими границами. При просмотре этого материала под бинокулой хорошо видно, что это обычно сростки довольно мелких сферолитов размером от 0,005 до 0,5 мм. «Микрометанолииты» довольно разнообразны по внешнему виду, а их конфигурация зависит от количества и размеров сферолита. Их сферолитовые образования по своему строению не отличаются от подобных ранее описанных в разновидностях микрометанолиитов гераклитов (Лысенко и др., 2019). Они представлены сноповидными игольчатыми кристаллами с ростом из центральной пустотелой части. В сферолитах просматривается концентрическая зональность, связанная с содержанием органического вещества и битумов. Иногда поверхность их сростков покрыта тонкой корочкой антраконита темно-коричневого цвета. Возможно, это так называемые многими исследователями биоплёнки. Описание их приводится при изучении многих бактериальных построек (Астафьева и др., 2011; Astafieva et al., 2009; Westall et al., 2001). Выше приводилось описание подобных образований при характеристике «угловатых» метанолиитов.

Отличительной особенностью оксфордских метанолиитов от вмещающих известняков, является наличие резкого запаха углеводородов при механическом на них

воздействии. Подобный эффект автор наблюдал при изучении гераклитов (Лысенко, 2014). Результаты исследования анализов газов из метанолитов оксфорда приведены в таблице 1. В целом состав газов в оксфордских метанолитах не отличался от результатов изучения гераклитов (Лысенко, 2014). Отличие заключается в более низких содержаниях газовых компонентов, что возможно связано с процессами катагенеза оксфордских известняков. Содержание и состав газов в пробах характеризуется значительным разнообразием, а общим признаком для всех проб является наличие разных концентраций метана (1,3–20,0 г/т) и углекислого газа (3,5–16,6 г/т). Большинство анализов характеризуется высокими содержаниями азота (1,4–6,4 г/т). В некоторых пробах отмечаются низкие содержания этана (0,6–0,8 г/т) и сероводорода (0,016–0,9 г/т). По содержанию и составу флюидов можно выделить следующие их разновидности (табл. 1): углекисло-метановый; сероводород-азот-углекисло-метановый; этан-азот-углекисло-метан-азотовый. В анализах наблюдаются некоторые взаимосвязи с наличием сероводорода в флюиде и следов водного раствора (табл. 1). Это позволяет высказать предположение, что газовые флюиды сопровождалась гидротермальной деятельностью.

Таблица 1.

Состав флюидов из микробиолитов юры по результатам масс-спектрометрического анализа

№ пробы	Место отбора	Краткое описание породы	Компоненты флюидов (% содержания), концентрация в $n \cdot 10^{-6}$ г/т						$\Delta P_{Па}$	C_{H_2O} , об. 10^{-4} %	$\Sigma n \cdot 10^{-6}$, г/т
			CO ₂	N ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	H ₂ S			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ЛВ-30-А	м. Сарыч	Серо-черный метанолит	28,9	22,8	45,8	-	-	2,5	0,13	67,5	8,216
			3,5	1,4	3,3			0,016			
ЛВ-131	м. Сарыч	Серо-черный метанолит	67,1	20,4	7,7	3,9			0,2	-	16,900
			11,4	3,4	1,3	0,6					
ЛВ-132	Хребет Сююрт-Кая	коричнево-черный метанолит	38,4		61,6	-	-	-	0,27	-	32,600
			12,6		20,0						
ЛВ-136	Хребет Сююрт-Кая	Чёрные метанолит	22,4	36,8	31,0	4,6		5,2	0,33	32,6	17,400
			3,9	6,4	5,4	0,8		0,9			

Примечание: Пробы отобраны автором. Масс-спектрометрический анализ выполнен в лаборатории геохимии глубинных флюидов ИГГК НАН Украины аналитиком Б.Е. Сахно (масс-спектрометр МСХ-3А), под руководством заведующего отделом д.г.н. И.М. Наумко.

По результатам изучения газового состава оксфордских метанолитов можно сделать следующие выводы: флюиды в них представлены парогазовой смесью H₂S, C₂H₆, N₂, CO₂, CH₄ и H₂O в разной пропорции; образование их карбонатного материала происходило в восстановительной среде; возможно, генезис части кальцита метанолитов связан с углекислым газом глубинной дегазации.

Цветовая окраска оксфордских метанолитов связана с наличием органики и битумного вещества. При просмотре материалов под микроскопом хорошо видны темно-коричневые пленки битумов в трещинах, пустотах. Участвуют они и в окрашивании сферолитов (рис. 6).

По результатам термических анализов, выполненных на дериватографе Labsys DTA/DSC в лаборатории ИГиГ УрО РАН г. Екатеринбурга, содержание органического вещества и битума в пробах составляет 0,03–0,3 %. Данные изучения проб метанолитов оксфорда на содержание битумов, выполненных в лаборатории в НИГРИ СПб, приведены в таблице 2. Значительная часть нефтепродуктов связана с процессами накопления в период образования построек метанолитов оксфорда. При невысоком содержании органического вещества от 0,1 до 0,15% отношения C/H_{вес}, C/H_{атом},

(ХБА*100) / C_{орг} и ХБА/СБА подтверждают низкий его катагенез, высокий нефтяной потенциал и отсутствие окислительных процессов диагенеза (табл.2).

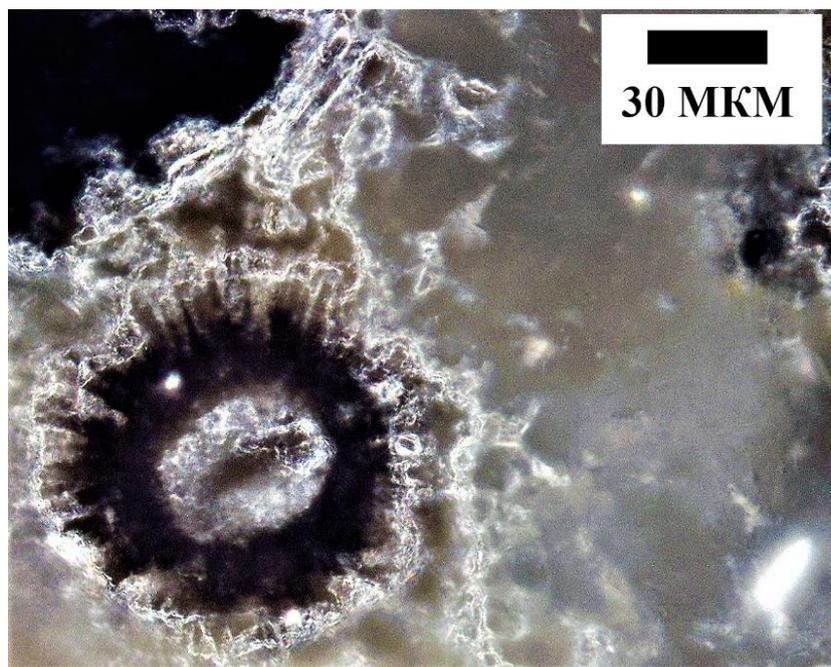


Рис. 6. Сферолиты с прозрачным центральным ядром и удлинёнными пластинчатыми кристаллами обрастания. Зональное окрашивание материала углеродистым и битумным веществом

Таблица 2.

Характеристика распределение битумоидных компонентов и углеводов в Гераклитах

Номер образца	Краткая характеристика образца	НОП, %	% на НОП				С/Н (вес)	Н/С (атом.)	на исходную породу, %					
			С (орг)	Н	N	S			С орг.	ХБ А	СБА	Σ= би-тум	Всорг. = ХБАх100/С _{орг.}	ХБА/СБА
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
ЛВ-6	Чёрные метанолиты	1,8	8,61	1,28	0,14	0,02	6,76	1,78	0,12	0,0031	0,0015	0,0046	2,6	2,1
ЛВ-7	Чёрно-коричневые метанолиты	2,1	9,31	1,27	0,13	0,03	7,33	1,64	0,15	0,0056	0,0024	0,0081	3,7	2,3

Примечание: Образцы отобраны автором из обнажений м. Сарыч. НОП – нерастворимый остаток породы в HCl, ХБА – экстракты битумоидов, извлеченные хлороформом из не дробленных пород, СБА – экстракты битумоидов, извлеченные хлороформом из дробленных пород. Анализы выполнены в лаборатории ВНИГРИ, СПб, аналитики А.Е Гребень и Н.Т. Кунаева.

Дополнительные данные были получены автором при растворении метанолитов в соляной и уксусной кислотах с целью получения нерастворимого осадка для анализов геохимии и изотопного состава. Для этой цели использовался материал образцов различной морфологии, цвета и из разных обнажений. Во время их растворения на поверхности раствора образовывалась пузырчатая пленка с радужной побелостью, а раствор имел черную или темно-коричневую окраску (рис. 7).

После окончания реакции через 8–10 часов происходило разделение раствора. В верхней части химического раствора наблюдались прослой черной эмульсии с четкими границами и мощностью от 1 до 3 см. В средней части находился бесцветный раствор, а на дне отлагался нерастворимый осадок черного-серого цвета. После взбалтывания емкости с раствором происходило оседание черной эмульсии вниз. При детальном наблюдении за процессом была установлена следующая закономерность (рис. 7).

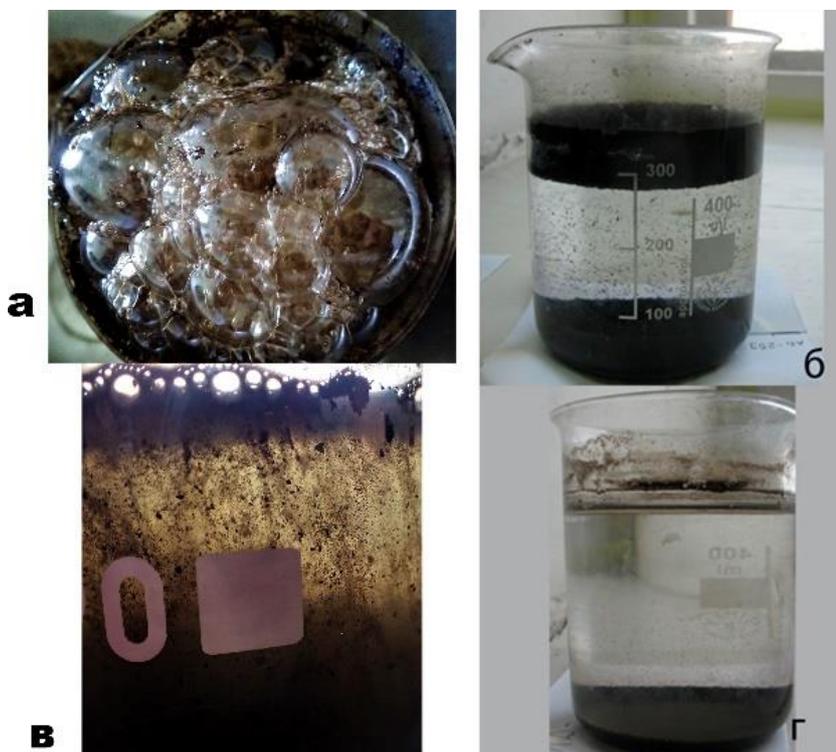


Рис. 7. Процессы растворения метанолитов оксфорда в кислоте: а – бурное выделение газовых пузырьков со следами битумов и нефти; б – чёрная эмульсия тяжёлых нефтепродуктов на поверхности раствора; в – оседание тяжёлых битумов и углеводов; г – все тяжёлые углеводороды осели на дно, а на поверхности осталась плёнка легких нефтепродуктов

В начале от эмульсии отделялись крупные черные капли размером от 0,05 до 0,3 мм, а после остаток осаждался в виде мелких плоских хлопьев размером до 0,1 мм. Через 4–8 часов на поверхности раствора оставалась тонкая радужная пленка коричневого цвета, а раствор становился прозрачным и бесцветным. Поверхностная пленка имела запах нефтепродуктов.

Минеральный состав оксфордских метанолитов в целом не отличается от современных карбонатных построек, существующих вблизи метановых сипов на дне морей и океанов (Колесник и др., 2014; Астахова, Сорочинская, 2001; Прасолов и др., 2005; Леин, 2005; Шнюков и др, 2006; Novikova et al., 2015) и от гераклитов из Юго-Западного Крыма (Лысенко, Цельмович, 2016). По данным результатам химических анализов они содержат меньше примесей (табл. 4), чем аналогичные молодые образования. Повышенные содержания железа в пробах указывают на возможное присутствие в метанолитах карбонатов железа и сульфидов. По результатам рентгенофазовых анализов на дифрактометре MiniFlexII (Rigaku) в лабораториях Санкт-Петербургского и Саратовского университетов было установлено, что они состоят из кальцита (95,3–98,1%), доломита (0,5–3,6%), кварца (0,5–1,8%) и других плохо определяемых примесей. На довольно чистый карбонатный состав указывают данные опытов растворения метанолитов в соляной кислоте. Процентное содержание в

них микропримесей составляет от 1,41–2,1%. Наиболее высокие содержания примесей связаны с присутствием сульфидной минерализации в образцах г. Гасфорта.

Исследования шлифов оксфордских метанолитов под микроскопом доказывают довольно сложную их внутреннюю морфологию и идентичность со строением современных аутигенных карбонатных построек (Шнюков и др, 2006; Novikova et al., 2015) и гераклитов миоцена (Лысенко, Цельмович, 2016). Из-за наложенных процессов катагенеза реликтовые структуры первичного строения метанолитов сохраняются фрагментарно в виде отдельных пятен. Часть поверхности метанолитов сложена раскристаллизованным мелкозернистым кальцитом, где почти не просматривается первичная структура. Кроме этого отмечаются следующие структурные разновидности кальцита: микрозернистый микрит темно-серого цвета; разно ориентируемые линзовидные прожилки цементирующего кальцита; сферолитовые образования и детрит (рис. 8).

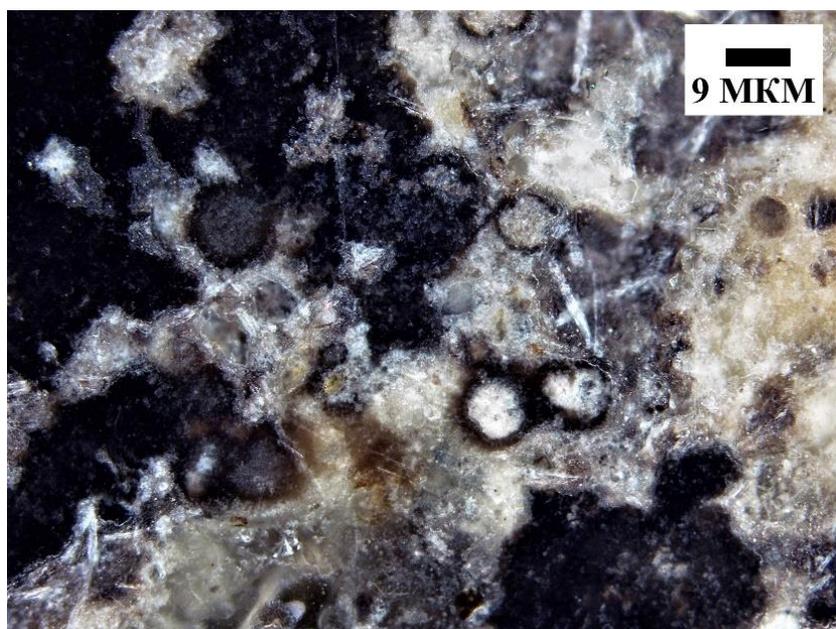


Рис. 8. Сферолиты цементируемые микритовым и спаритовым материалом

Основная масса породы сложена серым или темно-коричневым скрытозернистым микритом. При большом увеличении этот материал довольно часто имеет микро шарообразную текстуру с облачной окраской погасания. Облачные участки неясной формы такого материала ограничиваются в пространстве линзовидными прожилками белого кальцита и более крупными сферолитами. Линзовидные прожилки кальцита с нечеткими границами являются возможно цементным материалом постройки. Прожилки сложены мелкими прозрачными кристалликами, между которыми иногда находится черно-коричневое углеродистое вещество (битумы). Реже между ними наблюдаются микропустоты.

Сферолитовые образования представлены округлыми или эллипсоидными ежиками с игольчатыми кристалликами, растущими из пустотелого центра. Реже встречаются образования, у которых из центральной части выходят удлиненные кристаллы или серия плоских чешуек (рис. 6 и 9). Сферолиты обычно имеют концентрическую зональную окраску чередования коричневых и белых полосок. Реже встречаются одноцветные белые и коричневые, но центральная часть сферолитов всегда имеет светло-белую окраску. Границы сферолитовых выделений не резкие и расплывчатые. Довольно часто сферолиты различной размерности образуют скопления неправильной формы. Иногда такие образования покрыты пленкой колломорфного

антраконита, которая возможно является реликтом биопленки, описанной выше (Астафьева и др., 2011; Astafieva et al., 2009; Розанов А. Ю., Заварзин, 1997).

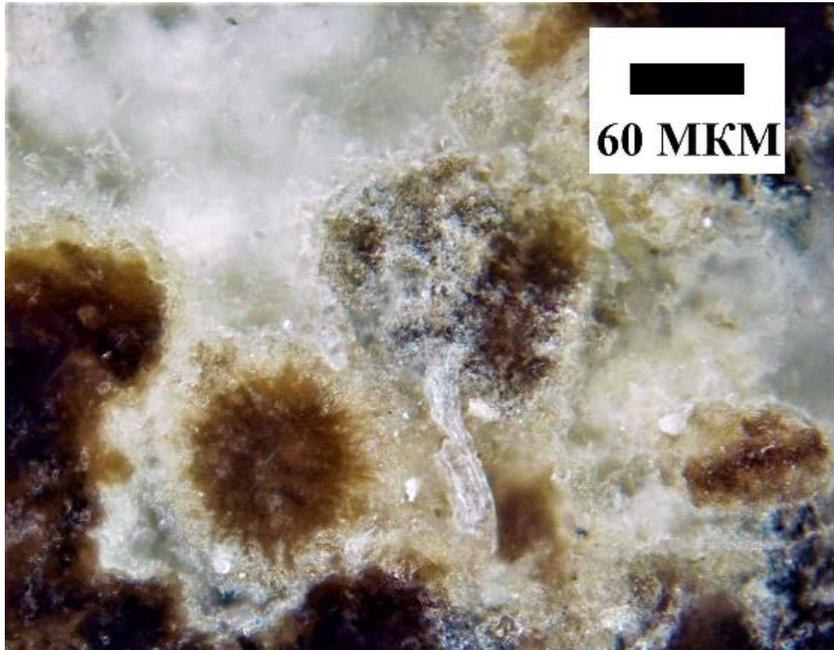


Рис. 9. Сферолитовые образования с игольчатыми кристаллами

Отдельные целные раковины фораминифер, гастропод, моллюсков и их детритовый материал занимает от 5 до 20 % общего объема породы метанолитов. Их несколько больше в «шлаковидных» разновидностях, о чем мы писали раньше. Расположение органогенного материала в метанолитах оксфорда хаотичное и не подчиняется законам гравитационной сортировки. Биота и её обломки цементированы микритом и сферолитами обрастания.

В отдельных шлифах оксфордских метанолитов отмечаются скопления удлинённых пластинчатых кристаллов барита (рис. 10).

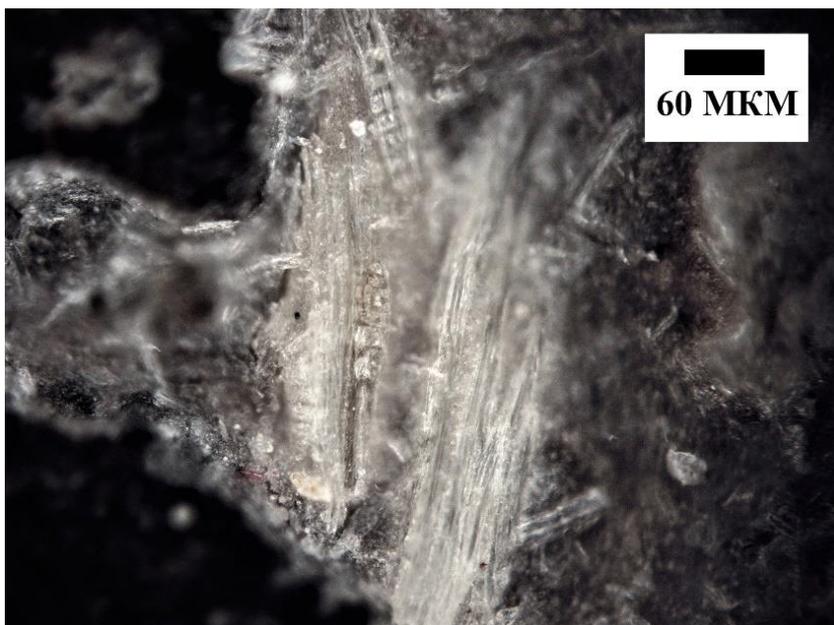


Рис. 10. Скопления удлинённых пластинчатых кристаллов барита в микритовом материале метанолитов

Их образование, предположительно, связано с глубинными гидротермальными растворами, которые сопровождали флюиды (Астахова, Сорочинская, 2001; Novikova et al., 2015).

Как отмечалось выше, в метанолитах по данным химических анализов концентрации SiO_2 составляют от 1,13 до 1,24%, а по результатам рентгенофазовых анализов содержание кварца от 0,5 до 1,8%. По всей видимости, кварцевая пропитка метанолитов представлена микрозернистым материалом. Кварц не был обнаружен при исследовании шлифов под микроскопом и в материале кислотного остатка растворения. Косвенными признаками процессов окварцевания являются скульптурные формы метанолитов на поверхности обнажений и повышенная твердость слагающих их пород. Оксфордские метанолиты имеют более темную окраску, чем вмещающие породы цемента. Из-за окварцевания они более устойчивы к процессам выветривания и на поверхности обнажений выглядят в виде холмообразных серовато-чёрных выступов (рис. 2). Похожая картина характерна и для поверхности выходов пород с гераклитами миоцена (Лысенко, 2014).

Отличительной минералогической особенностью оксфордских метанолитов от гераклитов миоцена является наличие в некоторых образцах сульфидной минерализации, которая хорошо описана у современных карбонатных построек со дна Черного моря (Шнюков и др., 2013; Novikova et al., 2015). Она представлена включениями фрамбоидального пирита, цементируемым микритовым карбонатным веществом (рис. 11).

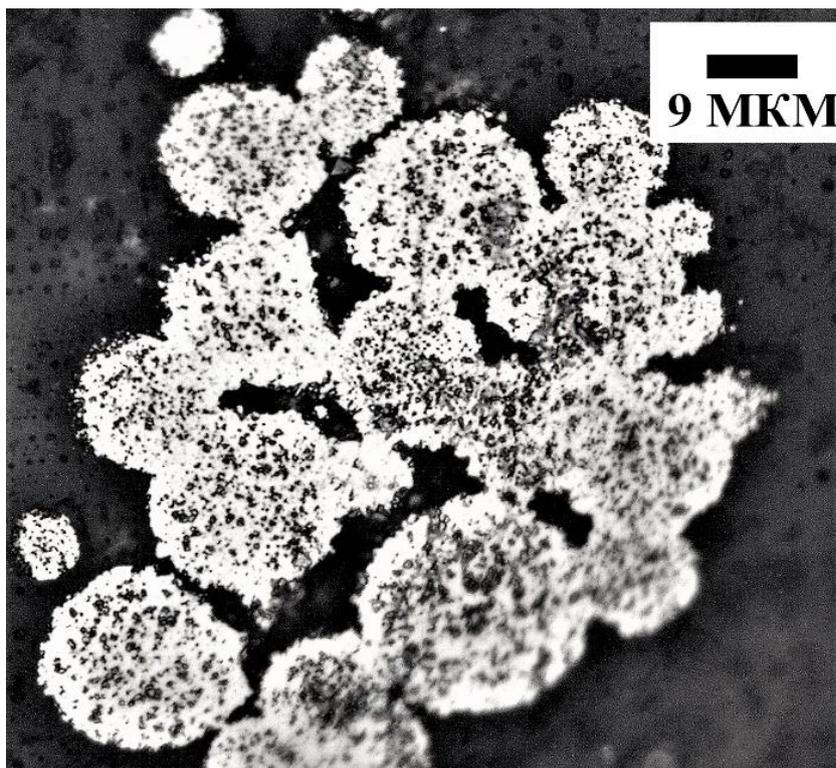


Рис. 11. Фрамбоидальные выделения пирита в карбонатном материале метанолитов

В породе они находятся в виде отдельных пятен без всякой ориентировки в пространстве. Выделения сульфидов представлены скоплением 5–15 глобулярных выделений размером от 20 до 30 мкм. При значительном увеличении иногда видно, что глобулы состоят из отдельных мелких шариков, цементированных предположительно карбонатным веществом. Несколько иначе представлена сульфидная минерализация метанолитов из обнажений Гасфорта. Их материал пропитан мелкокристаллическим

пиритом. В этих метанолитах пирит встречается в сферолитовых и кубической формах. Такая особенность метанолитов горы Гасфорта, возможно связана с периферийным (крайне северо-западным) ее положением по отношению к основным массивам верхнеюрских известняков. В некоторых отдельных образцах фрамбоиды пирита достигают размеров 2 мм. Большинство исследователей считают, что образование фрамбоидальных форм пирита связано с жизнедеятельностью прокариот (Розанов А. Ю., Заварзин, 1997; Кузнецов, 2015).

Это предположение подтверждается результатом геохимического анализа, выделения пирита (анализ АВ-944) из образца обнажений Гасфорта, выполненного методом ICP MS. Результаты исследования приводятся в таблицах 4, 5 и 6. По своему составу пирит довольно беден примесями, а повышенные содержания характерны для Ni (653 г/т), As (433 г/т), Zn (41,5 г/т), Cu (15,7 г/т), Co (10,7 г/т), Mo (7,86 г/т), U (4,76 г/т) и Sn (2,29 г/т). Более низкие концентрации в сульфидах, по сравнению с вмещающими метанолитами у следующих элементов Rb (3,62 г/т), Ta (0,099 г/т), Tl (0,39 г/т) и Th (0,174 г/т) (табл. 6, 7). Пирит, как и вмещающие его породы, имеет незначительные содержания Ti (133 г/т), Mn (176 г/т), Ba (20,6 г/т) и Sr (220 г/т). Повышение содержания Ni, As, Co, Cu и Zn сближают его с пиритом современных грязевых вулканов (Шнюков и др., 2006) и сульфидной минерализацией карбонатных новообразований Черного моря (Шнюков и др., 2013; Novikova et al., 2015). Невысокие содержания U и Mo, Sr, возможно, связаны с предполагаемым бактериальным синтезом сульфидов (Тейс, Найдин, 1976). Значительное влияние на образование пирита прокариотами оказывали гидротермальные процессы зон палеодегазации. Это подтверждают высокие соотношения Ni/Co=61 (Волкова, Митропольский, 1985) и близкие к аномальным содержаниям значения $E_{\text{H хону}}^* = 0,78$ и $Se_{\text{H хону}}^* = 0,89$ (табл. 6) (Wakita et al., 1971).

Как писалось ранее, в нерастворимом остатке метанолитов значительную часть материала составляют тяжелые углеводороды и биогенное углистое вещество. Терригенный материал в пробах имеет в основном алевролитовую размерность и составляет незначительную часть. Встречаются отдельные песчинки размером более 1,0 мм. Они представлены фрамбоидами и кубиками пирита, зеленым амфиболом и пироксеном, прозрачным бесцветным плагиоклазом и кварцем, а также метеоритным веществом серых магнитных шариков. Остроугольные обломки кварца, плагиоклаза, пироксена и амфибола не имеет следов физического и химического выветривания. Форма территориального материала и его незначительное количество указывают на высокие скорости образования карбонатных строений в спокойной обстановке на поверхности дна океана Тетис.

Результаты химических анализов оксфордских метанолитов, состав микроэлементов, их слагающих, позволяют уточнить вопросы образования карбонатных построек оксфорда и природу глубинных флюидов, которые прокариоты сообщества того времени использовали для их создания.

Они приведены в таблице 3 и они подтверждают преимущественно кальцитовый состав оксфордских метанолитов. Результаты опробования свидетельствуют, что эти карбонаты оксфордских метанолитов являются продуктом материалом бактериального хемосинтеза. Они характеризуются повышенным содержанием биофильных элементов, которые находятся в форме различных соединений: CaO (50,30 – 51,11%), MgO (1,58–2,76%), Fe₂O₃ (0,32–0,51%), FeO (0,34–0,96%), P₂O₅ (0,12–0,14), SO₂ (0,04–0,06%), K₂O (0,02–0,01%) (табл. 3). По сравнению с гераклитами и современными карбонатными постройками Черного моря оксфордские метанолиты имеют более низкие концентрации Mn, Fe, Na, K, Al, Si, и Sr, что возможно связано с процессами катагенеза (Шнюков и др., 2013; Лысенко, Цельмович, 2017). Общим для всех вышеперечисленных бактериальных карбонатных строений являются высокие содержания P₂O₅ (табл. 3), которые на порядок выше, чем в вмещающих породах (Шнюков и др., 2013; Лысенко,

Цельмович, 2017). Соотношения Mg к Ca в метанолитах изменяются от 0,03 до 0,05, что обычно для мраморовидных известняков Горного Крыма (Рудько, 2018).

Таблица 3.

Данные сравнения химических анализов метанолитов оксфорда, гераклитов миоцена и современных бактериальных карбонатных построек

Компоненты	Метанолиты оксфорда		Гераклиты обломочный материал бактериальных карбонатных построек миоцена					Современные карбонатные постройки Чёрного моря (Шнюков и др., 2013)			
	ЛВ-78	ЛВ-79	ЛВ-61/1	ЛВ-63/2	(Иванов, 2009)	(Белокрыс, 1969)			ст. 7. глубина 1500 м	ст. 17 глубина 1500 м	Шельф, глубина 200 м
						1а	2а				
1	2	3	4	5	8	9	10	11	14	15	16
S ₁ O ₂	1,13	1,24	5,1	2,41	2,24	8,2	4,8	3,05	0,25	3,07	2,61
TiO ₂	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	0,38	0,32	0,98	0,94	0,44	2,5	1,3	0,3	0,06	0,84	3,77
Fe ₂ O ₃	0,32	0,51	1,1	1,4	0,78	3,85	1,14	1,04	0,01	0,05	0,21
FeO	0,34	0,96	0,6	0,3	0,4	1,15	1,10	0,73	0,01	0,37	0,12
MnO	0,04	0,02	0,06	0,01	0,016	0,06	0,01	0,02	0,06	0,04	0,05
MgO	1,58	2,76	3,56	4,61	0,47	5,43	18,4	6,81	3,38	4,08	3,43
CaO	51,11	50,30	43,48	47,5	51,53	38,80	31,1	45,42	49,92	44,93	44,68
Na ₂ O	0,23	0,26	0,21	0,25	0,57	0,31	0,12	0,21	0,25	0,52	0,41
K ₂ O	0,02	0,01	0,09	0,13	0,02	0,5	0,10	0,11	0,01	0,17	0,11
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,12	0,09	0,11	0,085	0,08	0,081	0,09	0,09	0,12
S	0,04	0,06	н.о.	н.о.	0,14	0,19	н.о.	н.о.	0,08	0,19	0,11
H ₂ O	0,21	0,22	0,36	0,28	н.о.	0,26	0,36	0,24	0,22	0,40	0,36
П.п.п.	43,63	42,57	44,56	41,73	42,78	38,79	41,1	41,66	44,96	43,76	43,24
Сумма	99,18	99,39	100,2	99,67	99,14	100,1	99,5	99,64	100,4	99,27	99,37
$\frac{Fe + Mn}{Ti}$	86	93	213	101	143	205	138	215	78	97	23
$\frac{Al}{Al + Fe + Mn}$	0,28	0,13	0,29	0,29	0,29	0,28	0,29	0,11	0,34	0,557	0,877

Примечание: ЛВ-78 (м. Сарыч), ЛВ-79 (Мраморная балка), Л-61/1(парк Победы), Л-63/2 (Голубая бухта) – анализы выполнены в лаборатории Украинского Института Минеральных Ресурсов г. Симферополя. Обозначения: н.о. – этот элемент не обнаружен. Аналитик – ведущий инженер В. В. Ларкина. Анализы из литературных источников (Белокрыс, 1969; Иванов, 2009; Шнюков, 1997.).

Для создания карбонатного вещества археи и прокариоты использовали продукты глубинных углеводородных флюидов, что подтверждают рассчитанные модули Страхова-(Fe+Mn)/Ti и Бострема-[Al/(Al+Fe+Mn)] (табл. 3) (Летникова, 2005; Страхов, 1963). Модуль Бострема для наших проб изменяется в интервале от 0,15 до 0,28, а Страхова – от 120 до 330. В таких примерно пределах данные значения характерны для гераклитов и современных карбонатных строений (табл. 3). Принято считать, что при значениях модуля Страхова больше 25, а Бострема меньше 0,4 на образование пород оказывали влияние гидротермальные и вулканические процессы (Юдович, Кетрис, 2011).

По результатам анализов ICP MS установлено, что в оксфордских метанолитах содержания Ni, Co, Bi, As, Sb, Ba и Ce значительно выше кларка карбонатных пород (Интерпретация геохимических..., 2001), но для них характерны очень низкие концентрации V, Ti, Mn, Zr, Sr и Y (табл. 4, 5 и 6; рис. 12, 13, 14 и 15). Отмечаются различия в анализах шлаковидных метанолитов и в образцах с повышенным содержанием сульфидов (Гасфорт).

Таблица 4.

Содержание литофильных химических элементов в метанолитах оксфорда, в их кислотном остатке и пирите Гасфорта (г/т).

		Л-803	Л-131	ЛВ-241	ЛВ-249	ЛВ-242	ЛВ-243	Л-944	Кларк
Щелочные	Li	1,64	2,37	37,28	44,81	36,95	118,26	5,36	6,9
	Rb	3,79	3,34	92,40	93,17	17,00	107,68	3,60	5,0
	Sr	234,50	259,90	112,49	220,43	70,20	98,31	220,12	540,0
	Cs	0,13	0,55	7,18	7,29	3,13	8,59	0,39	0,4
	Ba	71,97	76,56	173,57	286,57	101,46	256,01	20,57	53,0
Высокозарядные	Sc	0,61	1,00	6,61	8,64	6,63	9,84	0,62	2,0
	Y	0,99	3,68	6,08	10,94	10,24	5,72	1,12	20,0
	Zr	1,80	4,00	167,72	183,04	64,88	131,07	2,30	20,0
	Nb	0,23	0,58	24,98	19,85	8,64	18,96	0,69	0,3
	Hf	0,05	0,13	4,85	4,94	1,70	3,80	0,07	0,4
	W	0,35	0,08	2,29	2,80	0,88	2,08	0,01	0,5
	Th	0,23	0,63	4,38	4,49	4,54	8,72	0,17	1,8
Транзитные	U	3,15	0,48	2,54	3,46	5,70	9,51	4,76	2,3
	Ti	50,16	112,50	6548,83	4956,84	2147,54	5024,24	133,14	600,0
	V	5,23	2,54	83,56	136,13	109,72	155,39	9,97	19,0
	Cr	6,92	6,43	118,56	131,66	121,01	86,25	6,82	11,0
	Mn	121,85	40,99	90,54	286,54	143,85	60,34	176,46	830,0

Примечание: Образцы для анализов отобраны автором. Л-803 – чёрный метанолит из обнажений мыса Сарыч; ЛВ-131 – серо-чёрный метанолит с пиритовой минерализацией гора Гасфорт; ЛВ-241 – кислотный остаток чёрных метанолитов из обнажений мыса Сарыч; ЛВ-249 – кислотный остаток коричневых метанолитов из обнажений мыса Сарыч; ЛВ-242 – кислотный остаток чёрных метанолитов из обнажений хребта Сююрт-Кая; ЛВ-243 – кислотный остаток чёрных метанолитов с пиритовой минерализацией из обнажений горы Гасфорт; Л-944 – пирит из чёрных метанолитов горы Гасфорт.

Для первых характерны дополнительные высокие концентрации выше кларка карбонатных пород Nb, Cs, Nd, а для образцов Гасфорта – Se, Mo, Tl, U (табл. 4, 5 и 6; рис. 12, 13, 14 и 15). Кроме этого, шлаковидные метанолиты характеризуются более повышенными концентрациями Li, Sc, Ga, Y, Zr, Nd, Cd, Cs, Hf, Th и РЗЭ. Более контрастная картина содержаний химических элементов наблюдается в анализах ICP MS кислотного остатка метанолитов (табл. 4, 5 и 6; рис. 12, 13, 14 и 15).

От десяти и более раз увеличились концентрации Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Cu, Zn, Rb, Ga, Ge, Zr, Nb, Cd, Sn, Cs, La, Ce, Pr, Nd, Hf, W, Pb, Th, но значительно понизились Mn, Sr (табл. 6, 7 и 8; 16Б, 17Б, 18 и 19). Результаты опробования кислотного остатка указывают, что большинство повышенных содержаний связано с наличием в метанолитах тяжёлых углеводородов и включений нано-кристаллов минералов, что подтвердили результаты изучения гераклитов под электронным микроскопом (Лысенко, Цельмович, 2016; Лукин и др., 2006).

С карбонатными строениями около зон углеводородной дегазации обычно связаны аномалии бария и стронция (Астахова, Сорочинская, 2001; Леин, 2004; Юдович, 1982). Концентрация Ba в оксфордских метанолитах изменяется от 71,9 до 76,6 г/т (табл. 4; рис. 12), что значительно выше кларка карбонатных пород (Интерпретация геохимических..., 2001). По всей видимости его содержание контролируется баритовой минерализацией, что подтверждают данные анализа кислотного остатка (табл. 4; рис. 12). Результаты опробования Ba в метанолитах значительно ниже, чем в гераклитах (Лысенко и др., 2019) и в современных карбонатных постройках (Novikova et al., 2015).

Просматривается своеобразный временной ряд содержания Ba, который возможно связан с пост седиментационными процессами или составом изменяющихся флюидов. Его концентрации в современных карбонатных строениях Чёрного моря от 444–1300 г/т (среднее 867 г/т) (Novikova et al., 2015), в гераклитах – 84–319 г/т (среднее 144 г/т) (Лысенко и др., 2019), и в оксфордских метанолитах 72–77 г/т (среднее 74 г/т).

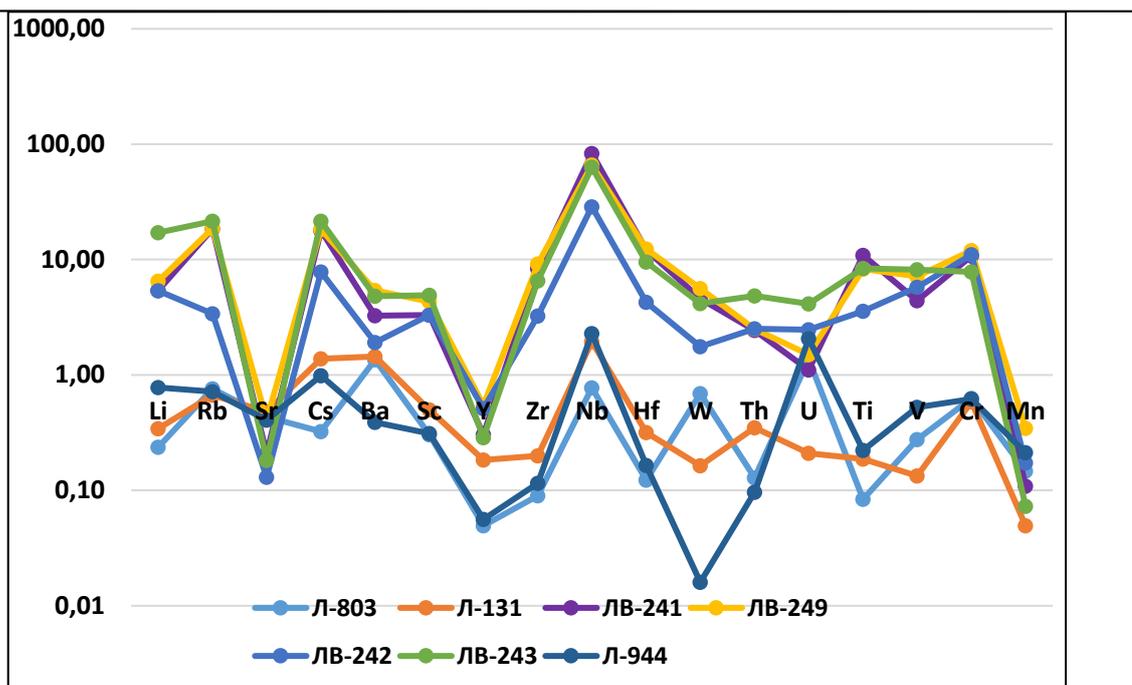


Рис. 12. Распределение литофильных химических элементов в метанолитах оксфорда, в их кислотных остатках и пирите Гасфорта (г/т). Нормирование производилось по карбонатным породам (Интерпретация геохимических..., 2001). Характеристику пород смотреть в примечании таблицы 1

Автор, как и большинство исследователей современных карбонатных построек Чёрного (Шнюков и др., 2013; Леин, 2005), Охотского (Астахова, Сорочинская, 2001; Прасолов и др., 2005) и Норвежского морей (Леин, 2005; Лисицин и др., 1990), а также рифтовых зон СОХ (Леин, 2004; Лисицин и др., 1990), считает, что высокие аномальные содержания бария связаны с процессами глубинной дегазации. Находки баритовой минерализации в оксфордских метанолитах, гераклитах, современных карбонатных постройках и сульфидных трубах Срединно-океанического хребта (СОХ), возможно, указывают на их связь холодной и горячей дегазацией, а также на вероятный общий источник подпитки из недр (Ларин, 2005; Летников, 2006).

Концентрация стронция (234–259 г/т) в юрских метанолитах значительно ниже кларка для карбонатных пород (Интерпретация геохимических..., 2001) (табл. 4; рис. 12), но она не отличается от литературных данных опробования мраморовидных известняков верхней юры Горного Крыма (Рудько, 2018; Рудько и др., 2017). Возможно, как считает большинство исследователей, это связано постседиментационными процессами метаморфизма, что подтверждают низкие соотношения Mn к Sr (от 0,16 до 0,51) (Юдович, Кетрис, 2011; Рудько и др., 2013). Предположительно, значительная часть стронция в метанолитах содержится в виде изоморфной примеси в карбонате бактериального синтеза, а часть находится в составе баритовых минералов, что согласуется с результатами анализов кислотного остатка (табл. 4; рис. 12). Отношения Sr/Ba изменяется от 3,3 до 3,4, что характерно для морских условий образования метанолитов (Катченков, 1959).

Щелочные элементы в юрских метанолитах образуют следующий ряд содержаний Rb (3,3–3,8 г/т) > Li (1,6–2,4) > Cs (0,13–0,55 г/т). В образцах с сульфидной минерализацией (Гасфорт) их концентрация значительно ниже (табл. 4; рис. 12). Содержание выше кларка характерно для Cs. По литературным данным, считается, что Li, Rb, Cs являются изоморфными примесями карбонатов, а их накопление происходит из морской воды (Юдович, Кетрис, 2011; Балашов, 1979). Результаты анализа кислотного остатка позволяют не согласиться с такой гипотезой (табл. 6;

рис. 16Б). Повышенные содержания Li (37,0–118,0 г/т), Rb (17,0–108,0 г/т) и Cs (3,1–8,6 г/т) более чем в десять раз, по отношению анализов метанолитов, позволяют высказать предположение, что их аномальные концентрации связаны с нано минеральными микропримесями или углеводородным комплексом тяжёлых нефтепродуктов (Лысенко, Цельмович, 2017; Лукин и др., 2006). Возможно, высокие содержания в кислотном остатке Li, Rb, Cs связаны с влиянием на флюиды щелочного магматизма (Стрекопытов, 1995; Готтих, 2009).

Очень низкие содержания Th (0,2–0,6 г/т) и Y (0,9–3,7 г/т) в анализах проб метанолитов можно объяснить поступлением этих элементов из морской воды. Возможно, такие невысокие концентрации Th и Y связаны с довольно высокими скоростями образования карбоната прокариотами и быстрым его захоронением. Данное предположение подтверждается низким содержанием этих элементов в пробах кислотного остатка (табл. 4; рис. 12).

В наших пробах отмечаются довольно высокие содержания ниобия (0,2–0,5 г/т) и гафния (0,05–0,13 г/т) (табл. 4; рис. 12). Большинство исследователей связывают аномальные содержания этих элементов с глубинными флюидами (Занин и др., 2011). В анализах кислотного остатка их концентрации увеличиваются в 10 и более раз. Поэтому, возможно, ниобий и гафний содержатся в микрокристаллах минералов дыхания недр или входят в состав органических соединений тяжёлых битумов.

Анализ образца с Гасфорт, содержащего пиритовую минерализацию, характеризуется высокими концентрациями Se (0,46 г/т) и Tl (0,89 г/т). Можно предположить, что эти аномальные содержания связаны с сульфидами (Юдович, Кетрис, 2011), но данные опробования пирита из породы отрицают это (табл. 4; рис. 12). Не подтверждают эту гипотезу и результаты анализов кислотного остатка (табл. 4; рис. 12). Возможно, сорбция этих элементов происходит из морской воды в восстановительной среде сероводорода на органическом веществе бактериального синтеза.

Содержание урана (0,5–3,2 г/т) в метанолитах меньше 5 г/т (табл. 4, рис. 12), что, возможно, свидетельствует об образовании карбонатного вещества в оксидной среде (Novikova et al., 2015; Юдович, Кетрис, 2011; Turgeon, Brumsack, 2006; Мизенс и др., 2014). В анализах образцов с Гасфорта концентрации U= 3,1 г/т, что несколько выше кларка карбонатных пород (Пермяков и др., 1991). Возможно, это связано с наличием фрамбоидального пирита, что подтверждают анализы сульфидной минерализации (табл. 4; рис. 12). Большинство исследователей считают, что накопление урана происходит за счёт сорбции из морской воды (Novikova et al., 2015; Юдович, Кетрис, 2011). Это подтверждают данные анализов содержания его (2,5–9,5 г/т) в кислотном остатке. Низкие концентрации урана подтверждают высказанное раньше предположение о высоких скоростях образования карбонатного вещества прокариотами. Соотношение урана к торию изменяется от 0,8 до 1,5, что дополнительно указывает на кислородную среду образования карбоната (Юдович, Кетрис, 2011; Мизенс и др., 2014).

Титан, ванадий, хром и циркон относятся к группе транзитных литофильных элементов (Гольдшмидт, 1938) и характеризуются низкими содержаниями по отношению к кларку карбонатных пород (Интерпретация геохимических..., 2001). Абсолютные значения их концентрации имеет большой разброс, что, возможно, связано с разными формами нахождения этих элементов и условиями образования. В пробах сульфидной минерализации содержания ванадия и марганца выше в два раза, а титана и циркония – ниже, чем в образцах мыса Сарыч (табл. 6; рис. 16А, 16Б). Возможно, это связано с различным составом глубинных флюидов.

Содержание Ti в оксфордских метанолитах составляет меньше одной четверти кларка карбонатных пород (Интерпретация геохимических..., 2001), а в кислотном остатке эти концентрации (2148–6549 г/т) увеличатся более чем на два порядка (табл. 4,

рис. 12). Такое распределение титана не отличается от подобных проб гераклитов (Лысенко и др., 2019). Поэтому можно предположить, что его концентрации связаны с присутствием в метанолитах nano кристалла ильменита или других минералов (Юдович, Кетрис, 2011; Лукин и др., 2006). Соотношение Ti/Zr в пробах карбонатов оксфорда и их кислотного остатка изменяется от 20 до 37. Эти результаты, по мнению многих исследователей, подтверждают высказанное ранее предположение, что формирование карбонатных построек происходило вблизи зон выходов флюидов в спокойной геодинамической обстановке (Юдович, Кетрис, 2011; Мизенс и др., 2014).

В наших анализах концентрации ванадия (2,5–5,2 г/т) не превышает четверть кларка карбонатных пород (Интерпретация геохимических..., 2001) (табл. 4; рис. 12). Соотношение V/Ni в пробах метанолитов изменяется от 0,099 до 0,198, что указывает на их связь с тяжёлыми нефтепродуктами (Готтих и др., 2009; Валяев, 1997). Возможно, высокие содержания в пробах кислотного остатка ванадия (83,6–155,0 г/т) связаны с нахождением его в составе комплексных соединений углеводородистого вещества (Летников, 2006; Летников и др., 2010). Дополнительным подтверждением окислительных условий образования карбоната построек являются соотношения V/Cr (0,3–0,7) и V/(V+Ni) (0,9–0,7). Многие исследователи считают, что если первый индикатор меньше двух, а второй менее 0,65, то процессы происходят в кислородной среде (Юдович, Кетрис, 2011; Turgeon, Brumsack, 2006; Мизенс и др., 2014). В то же время соотношение ванадия к цирконию во всех пробах изменяется в интервале от 0,5 до 2,9, что возможно указывает, по мнению некоторых исследователей, на глубинный характер поступления микроэлементов (Стрекопытов и др., 1995).

Довольно низкие содержания марганца (Mn) (40,9–121,8 г/т) в анализах метанолитов оксфорда и их кислотного остатка (60,3–287,0 г/т) резко отличается от кларка карбонатных пород и конкреций (табл. 4; рис. 12), (Юдович, Кетрис, 2011; Интерпретация геохимических..., 2001). Эти различия подчёркиваются отсутствием связи между концентрациями Mn с Li, Cs, Rb, Ba и РЗЭ, что связано с разными условиями образования конкреций и бактериальных строений метанолитов (Юдович, Кетрис, 2011; Turgeon, Brumsack, 2006). Отношение Mo/Mn в пробах меньше 0,02, что подтверждает выше полученные данные об окисдных условиях формирования карбонатов в метанолитах (Мизенс и др., 2014; Turgeon, Brumsack, 2006; Maynard, Klein, 1995). Карбонатные породы шельфовой зоны характеризуются высоким содержанием марганца, а низкие его концентрации подтверждают высокие скорости образования кальцита в метанолитах в восстановительной среде флюидов метана и сероводорода (Юдович, Кетрис, 2011; Волкова, Митропольский, 1985).

Концентрации халькофильных элементов в карбонатных породах обычно связаны с включением терригенного материала разрушения продуктов кислого, среднего, основного и ультраосновного магматизма, а также воздействием на их формирование глубинных флюидов (Гольдшмидт, 1938; Юдович, Кетрис, 2011; Балашов, 1976; Кузнецов, 1985). В зависимости от степени влияния магматизма карбонатные строения характеризуются набором сопутствующих элементов. Из-за специфических условий образования оксфордских метанолитов в них наблюдаются несколько иные распределения халькофильных элементов. По абсолютным значениям они представляют следующий ряд содержаний Zn (6,8–13,4 г/т) > As (3,1–12,8 г/т) > Cu (1,9–4,8 г/т) > Rb (1,1–2,9 г/т) > Mo (2,6 г/т) > Sb (0,2–1,1 г/т) > Bi (0,02–0,07 г/т) (табл. 5; рис. 13). В наших анализах только концентрации Mo, Bi, As, Sb (рис. 13) превышают кларк карбонатных пород (Интерпретация геохимических..., 2001), обычно содержание этих элементов в известняках всегда ниже их уровня нахождения в земной коре.

Такие высокие концентрации Mo, Bi, As, Sb большинство исследователей связывают с воздействием кислого магматизма или с областями активного вулканизма гидротермальной деятельности (Гольдшмидт, 1938; Юдович, Кетрис, 2011; Кирдяшкин и др., 2004; Минцер, Прокопчук, 1987).

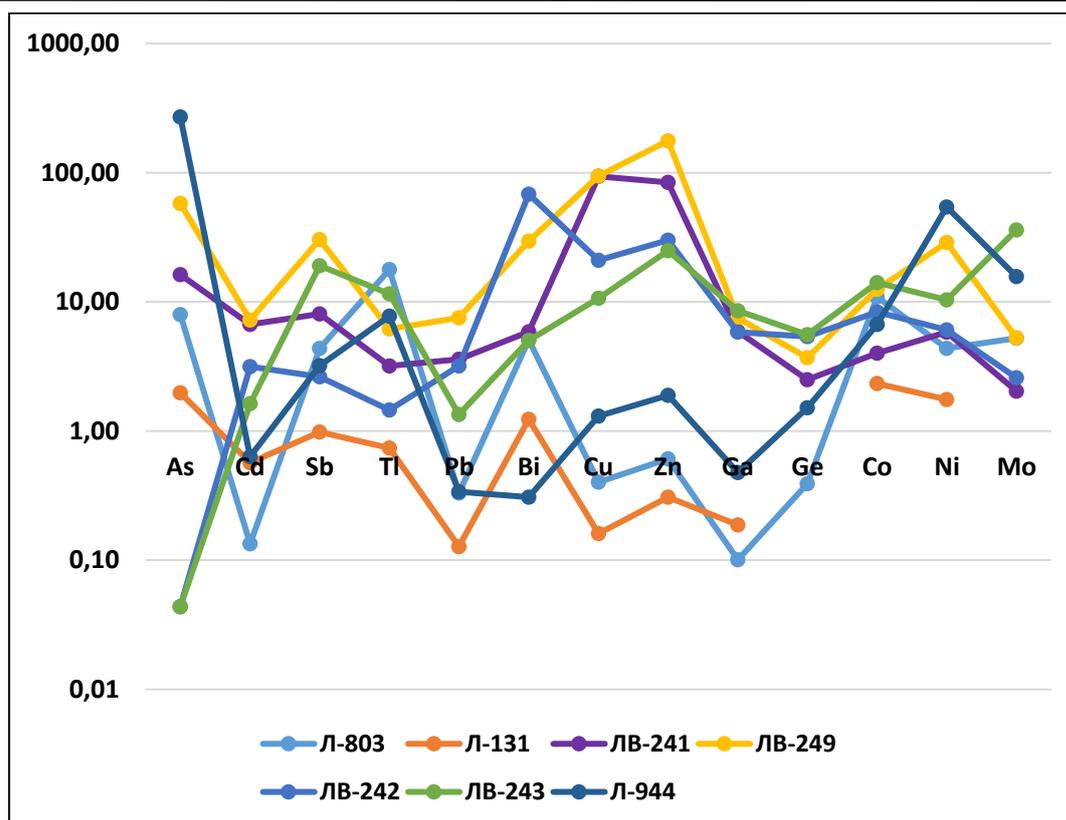


Рис. 13. Распределение литофильных и сидерофильных химических элементов в метанолитах оксфорда, в их кислотных остатках и пирите Гасфорта (г/т). Нормирование производилось по карбонатным породам (Интерпретация геохимических..., 2001). Характеристику пород смотреть в примечании таблицы 1

Глубинный вынос этих элементов связан с водами термальных источников, а образование повышенных концентраций с трудно растворимыми комплексными соединениями железа и углеводорода (Валяев, 1997; Кирдяшкин и др., 2004). Возможно, поэтому наиболее повышенные концентрации этих элементов связаны с метанолитами, у которых отмечается сульфидная минерализация.

Иная картина более контрастных аномальных содержаний наблюдается в пробах кислотного остатка (табл. 5; рис. 13). Здесь концентрация некоторых элементов увеличивается почти в сотни раз и достигает ураганных значений. Ряд содержаний этих анализов по абсолютным значениям несколько отличается от ранее описанного и представлен в виде $Zn (549,0-3884,0 \text{ г/т}) > Cu (128,0-1128,0 \text{ г/т}) > As (26,0-92,6 \text{ г/т}) > Pb (11,8-66,2 \text{ г/т}) > Ga (15,2-19,5 \text{ г/т}) > Mo (1,0-18,0 \text{ г/т}) > Sn (6,3-17,1 \text{ г/т}) > Sb (0,6-6,8 \text{ г/т}) > Bi (0,07-0,89 \text{ г/т})$. Необходимо отметить, что наиболее высокие содержания Zn, Cu, Pb, Sn, Bi связаны с метанолитами, в которых отсутствует сульфидная минерализация. Оксфордские метанолиты с пиритом в отличие от первых характеризуются более высокими концентрациями Ga, Ge, Mo, Sb (рис. 13). Можно сказать, что содержание этих элементов значительно выше, чем в анализах проб пирита. Поэтому, возможно, часть Ga, Ge, Mo, Sb входит в состав углеродистых комплексов тяжёлых битумов. Аномальные концентрации Zn, Cu, Pb по всей видимости связаны с минеральными образованиями, которые имеют размеры нано-кристаллов (Лысенко, Цельмович, 2017). Как и в гераклитах их образование связано с выносом флюидами тяжёлых битумов. Проводя аналогию образования оксфордских метанолитов с гераклитами и отложениями грязевых вулканов, можно предположить, что эта минеральная ассоциация представлена сульфидами, самородными металлами и интерметаллидами (Лысенко, Цельмович, 2017; Лукин и др., 2006).

Содержание халькофильных и сидерофильных химических элементов в метанолитах оксфорда, в их кислотных остатках и пирите Гасфорта (г/т)

		Л-803	Л-131	ЛВ-241	ЛВ-249	ЛВ-242	ЛВ-243	Л-944	Кларк
Халькофильные	As	12,76	3,17	25,95	92,63	0,07	0,07	433,28	1,6
	Cd	0,05	0,22	2,53	2,76	1,20	0,62	0,24	0,4
	Sb	1,09	0,25	2,01	7,61	0,66	4,75	0,80	0,3
	Tl	0,89	0,04	0,16	0,31	0,07	0,58	0,39	0,1
	Pb	2,92	1,12	31,60	66,22	28,12	11,80	2,98	8,8
	Bi	0,07	0,02	0,08	0,38	0,89	0,07	0,00	0,0
	Cu	4,82	1,93	1124,17	1128,39	251,78	128,18	15,66	12,0
	Zn	13,41	6,77	1848,61	3884,17	661,84	548,77	41,46	22,0
	Ga	0,26	0,49	15,33	19,52	15,16	22,26	1,24	2,6
Ge	0,05	н/о	0,30	0,44	0,65	0,67	0,18	0,1	
Сидерофильные	Co	17,46	3,73	6,39	20,01	13,32	22,48	10,68	1,6
	Ni	52,22	21,09	70,16	345,79	72,85	124,05	653,08	12,0
	Mo	2,61	н/о	1,02	2,63	1,29	18,03	7,86	0,5

Примечание: Характеристику пород смотреть в примечании таблицы 1.

Пёстрый состав аномальных содержаний халькофильных элементов в пробах кислотного остатка связан с влиянием щелочного, кислого, среднего и основного вулканизма, предшествующего образованию метанолитов, на процессы образования углеводородных флюидов. Такие условия воздействия можно создать, если формирование флюидов происходит глубже нижней поверхности литосферы, а, по предположению ряда учёных, на границе ядра и мантии (Ларин, 2005; Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Летников, 2006).

По мнению многих геохимиков, никель и кобальт являются глубинными элементами нашей планеты (Гольдшмидт, 1938; Юдович, Кетрис, 2011). Обычно их аномальные содержания связаны с воздействием основного и ультраосновного магматизма (Юдович, Кетрис, 2011). В наших пробах содержание Ni (21,1–52,2 г/т) и Co (3,7–17,5 г/т) (табл. 7) значительно выше кларка карбонатных пород (Интерпретация геохимических..., 2001). Ещё на порядок содержание этих элементов выше в анализах кислотного остатка (табл. 5; рис.13). Возможно, на содержание никеля в пробах оказывает влияние находки пиритовой минерализации и концентрации тяжёлых битумов. В целом, высокие аномальные содержания никеля и значительный разброс в концентрациях, возможно, связаны с нахождением Ni в виде минеральных форм, описанных нами при изучении гераклитов (Лысенко, Цельмович, 2017). Отношения Ni к Co во всех пробах изменяются от 3,9 до 17,3, что, по мнению многих исследователей, подтверждает гидротермальную природу их образования (Волкова, Миропольский, 1985; Мизенс и др., 2014).

Бактериальное образование оксфордских метанолитов подтверждаются некоторыми данными распределения в них редкоземельных элементов (РЗЭ). Их невысокие суммы содержаний (3,5–14,9 г/т), как считают многие исследователи, связаны с высокими скоростями образования карбонатного материала метанолитов (табл. 6) (Wakita, et al., 1971; Летникова, 2005).

Более высокие содержания РЗЭ в пробах образцов м. Сарыч указывают на отсутствие связи концентраций этих элементов с Fe и Mn, что характерно для образования конкреций (Юдович, Кетрис, 2011). Высокие содержания суммы РЗЭ (36,6–113,4 г/т) в анализах кислотного остатка (табл. 6; рис. 14 и 15) позволяют сделать предположение о нахождении их в составе микрокристаллов с редкоземельной минерализацией и комплексных соединениях тяжёлых углеводов (Лысенко, Цельмович, 2017). Косвенными признаками наличия в них редкоземельных фосфатов

являются повышенные содержания фосфора в породах (табл. 3) и результаты изучения гераклитов (Лысенко, Цельмович, 2017).

Таблица 6.
Содержание редкоземельных химических элементов в метанолитах оксфорда, в их кислотных остатках и пирите Гасфорта (г/т)

	Л-803	Л-131	ЛВ-241	ЛВ-249	ЛВ-242	ЛВ-243	Л-944	Кларк
La	0,57	3,23	5,84	9,70	10,71	27,89	1,59	5,00
Ce	1,26	5,44	8,48	14,28	17,09	47,44	2,21	1,00
Pr	0,15	0,68	1,18	2,14	3,14	5,53	0,39	1,20
Nd	0,66	2,71	4,69	9,67	13,06	21,13	1,53	1,50
Sm	0,16	0,62	0,79	1,88	2,84	3,52	0,33	1,20
Eu	0,04	0,13	0,18	0,32	0,55	0,56	0,08	0,20
Gd	0,18	0,69	0,64	1,62	2,44	2,25	0,27	0,99
Tb	0,03	0,09	0,16	0,37	0,52	0,30	0,06	0,17
Dy	0,18	0,53	1,28	2,42	2,89	1,65	0,29	0,73
Ho	0,04	0,10	0,30	0,54	0,57	0,33	0,06	0,23
Er	0,11	0,32	1,05	3,51	1,46	1,01	0,16	0,47
Tm	0,02	0,04	0,21	0,30	0,22	0,18	0,02	0,23
Yb	0,09	0,26	1,64	2,57	1,51	1,43	0,21	0,35
Lu	0,01	0,04	0,22	0,34	0,19	0,19	0,03	0,17

Примечание: Характеристику пород смотреть в примечании таблицы 1.

Большинство зарубежных и российских авторов для оценки влияния РЗЭ применяют нормирование по хондриту (Юдович, Кетрис, 2011; Wakita, et al., 1971; Интерпретация геохимических..., 2001), хотя в нашем случае предпочтительнее сравнивать их с карбонатными породами. При расчете аномальных значений автором использовались формулы: $Eu^*_n = 2Eu_n / (Sm_n + Gd_n)$ и $Ce^*_n = 2Ce_n / (La_n + Pr_n)$ (Wakita, et al., 1971; Интерпретация геохимических..., 2001). Необходимо отметить, что полученные результаты при нормировании по хондриту и карбонатным породам сильно различаются, поэтому они автором приводятся совместно (табл. 6; рис. 14 и 15).

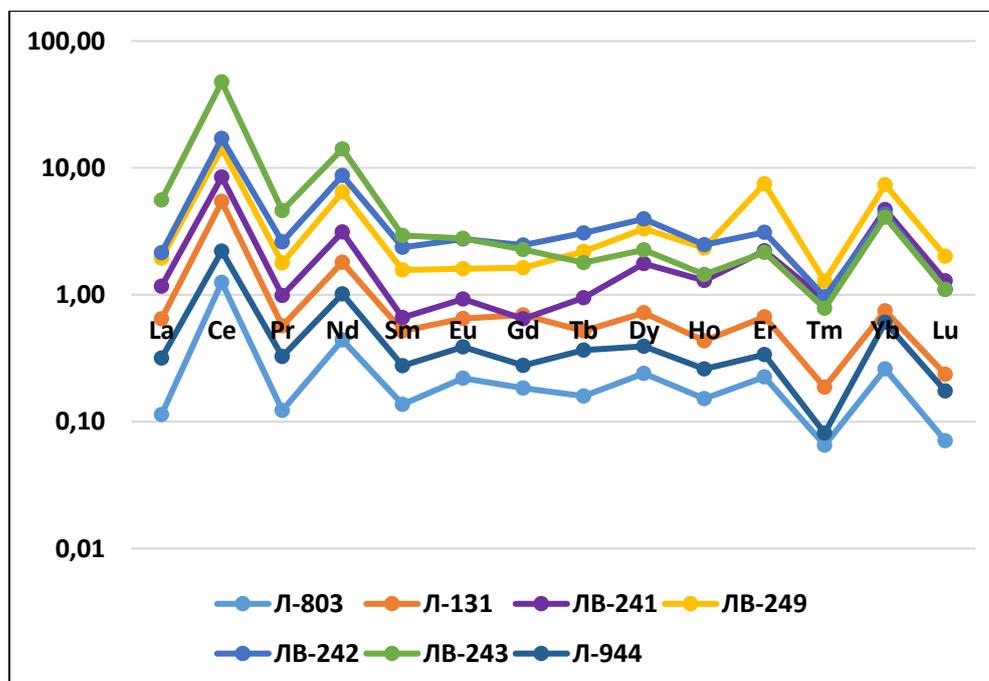


Рис. 14. Распределение редкоземельных химических элементов в метанолитах оксфорда, в их кислотных остатках и пирите Гасфорта (г/т). Нормирование производилось по карбонатным породам (Интерпретация геохимических..., 2001). Характеристику пород смотреть в примечании таблицы 1

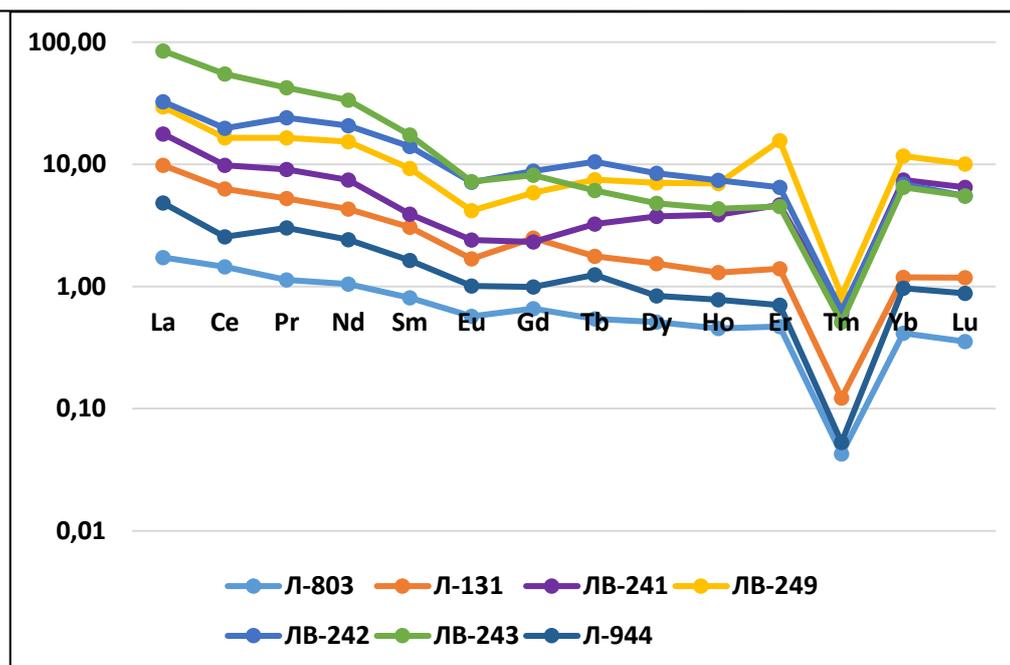


Рис. 15. Распределение редкоземельных химических элементов в метанолитах оксфорда, в их кислотных остатках и пирите Гасфорта (г/т). Нормирование производилось по хондриту (Интерпретация геохимических..., 2001). Характеристику пород смотреть в примечании таблицы 1

Аномальные содержания Eu^*_{nkr} , нормированные по карбонатным породам, составляют 1,08–1,38, что, возможно, указывает на связь с глубинными флюидами (Мизенс и др., 2014; Летников и др., 2014). Высокие содержания Се, возможно, связаны с нахождением его в минеральной форме микрокристаллов РЗЭ минерализации, что доказали результаты изучения гераклитов (Лысенко, Цельмович, 2017; Лукин и др, 2006). Аномальные содержания Se^*_{nhn} по хондриту изменяются от 1,01 до 0,93, а нормированные по карбонатным породам 8,9–10,9. Многие ученые считают, что концентрация церия отражает окислительно-восстановительную среду образования пород (Летников, 2006; Мизенс и др., 2014). В нашем случае, восстановительная среда, как отмечалось выше, связана с воздействием углеводородных флюидов, что подчеркивается низкими содержаниями Mn и высокими концентрациями Mo (табл. 5). Высокие аномальные содержания Eu^*_{nkr} и Se^*_{nkr} позволяют предполагать образование глубинных флюидов, по предположению ряда ученых, на границе ядро-мантия (Ларин, 2005; Леиников, 2006).

Во многих научных работах по геохимии считается, что соотношение La_n к Yb_n являются мерой воздействия кислого и основного магматизма (Мизенс и др., 2014; Шатров и др., 2008). Для образцов метанолитов оксфорда данное соотношение, нормированное по карбонатным породам, имеет значения характерные для кислых пород от 0,42 до 0,84. Возможно, это влияние прохождения углеводородных флюидов через гранитный слой земной коры (Шатров и др., 2007; Ронов и др., 1967).

Изотопный состав $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ оксфордских метанолитов одновременно характеризует смесь бактериального и хемогенного кальцита с примесью углеродистого вещества. Возможно, поэтому, у них довольно тяжелый изотопный состав углевода от -0,21 до +1,9 ‰ (среднее +0,81‰). В то же время, по литературным данным, вмещающие известняки верхней юры Горного Крыма имеют ещё более тяжелый изотопный состав $\delta^{13}C$ от +2,8 до +3,2 ‰ (Рудько и др., 2017). В наших анализах отмечается различия изотопного состава карбонатов в зависимости от их морфологии. Наиболее тяжелые $\delta^{13}C$ (от +1,2 до +1,9 ‰) содержатся в карбонате «шлаковидных» метанолитов, а более легкий состав у угловатых (от -0,21 до +0,6 ‰) (табл. 7).

Таблица 7.

Результаты исследований изотопного состава углерода и кислорода в юрских метанолитах и их кислотном остатке

№/№	№ образца	Краткое литологическое описание породы	Место отбора	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW
1	ЛВ-113	Серовато-коричневые «угловатые» метанолиты	Южный берег Крыма, м. Сарыч	+0,3	+29,7
2	ЛВ-118	Серовато-черные «угловатые» метанолиты	Южный берег Крыма, м. Сарыч	+0,5	+29,2
3	ЛВ-127	Серовато-черный «шлаковидный» метанолит (пиритизированный)	Юго-западный Крым, Гасфорт	+1,9	+29,5
4	ЛВ-136	Серовато-черный «шлаковидный» метанолит	Хр. Сююри-Кая	+2,0	+29,0
5	Л-40-А-2	Серо-коричневый «угловатый» метанолит	Хр. Сююри-Кая	-0,21	Нет данных
6	Л-32-А	Серо-коричневый «шлаковидный» метанолит	Юго-западный Крым, Гасфорт	+1,33	Нет данных
7	ЛВ-150/1	Серо-коричневые «угловатые» метанолиты	Ласпинский амфитеатр	+0,6	Нет данных
Изотопный состав тяжелых углеводородов из кислотного остатка растворения метанолитов оксфорда в соляной кислоте					
8	ЛВ-246	Темно-коричневые «угловатые» метанолиты	Южный берег Крыма, м. Сарыч	-23,73	Нет данных
9	ЛВ-247	Черный «шлаковидный» метанолит	Южный берег Крыма, м. Сарыч	-21,4	Нет данных
10	ЛВ-250	Серо-коричневый «шлаковидный» метанолит	Южный берег Крыма, м. Сарыч	-23,35	Нет данных
11	ЛВ-248	Черные «шлаковидные» метанолиты	Юго-западный Крым, Гасфорт	-24,95	Нет данных

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Института Минералогии УрО РАН г. Миасс, аналитик С.А. Садыков.

Самый тяжелый изотопный состав углерода у образцов с Гасфорта можно объяснить влиянием гидротермальных сульфидных флюидов.

В веществе тяжелых битумов и органическом углеродистом материале проб кислотного остатка более легкий изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -24,95 до -21,41 ‰. В тоже время у метанолитов Гасфорта с самым тяжелый изотопный составом $\delta^{13}\text{C}$, присутствует органика с наиболее легким углеродом (-24,95‰) (табл. 7).

Тяжелый изотопный состав кислорода в оксфордских метанолитах изменяется от +29,0 до +29,7 ‰ (среднее значение +29,4 ‰ SMOW) (табл. 7), что значительно выше результатов анализов $\delta^{18}\text{O}$ (-2,9 до +0,9 VPDB) юрских известняков Горного Крыма (Рудько и др., 2017).

Результаты изучения геологии линзовидных прослоев с включениями оксфордских метанолитов доказали, что они имеют большое сходство с геологическим строением карбонатно-терригенных толщ миоцена с гераклитами (Лысенко, 2014). Отличие между ними заключается в мраморизации (перекристаллизации) метанолитов и вмещающих их известняков оксфорда, что объясняется процессами катагенеза в период мезозойской складчатости. Места их находок приурочены к зонам глубинных разломов (Прибрежного, Ласпинского, Сухой речки, Мраморной балки, Большого Каньона (Муратов и др., 1960; Михайловский, 1927), заложение которых происходило в палеозое

при формировании структур Горного Крыма. Их высокая сейсмическая активность в оксфордский век подтверждается отложениями турбидитовых потоков и многочисленными зонами тектонических брекчий (Успенская, 1969; Рудько, 2018). Такая активность региональных тектонических зон сопровождалась глубинной углеводородной палеодегазацией. Метан являлся пищей прокариотам для создания органического вещества и карбоната оксфордских метанолитов.

Метанолиты оксфорда являются частями построек прокариот, которые характеризуются значительным разнообразием форм выделения. Предложенная нами, их классификация носит морфологический и литологический характер. По этим признакам выделено три вида оксфордских метанолитов: «угловатые», «шлаковидные» и микрометанолиты. Их внешняя форма не имеет значительных отличий от ранее описанных нами гераклитов (Интерпретация геохимических..., 2001). Образование таких форм метанолитов сложно связать с эволюционными процессами изменения бактериальных сообществ, но их можно объяснить существованием разнообразия физико-географических условий и непостоянством палеофлюидов.

Внешняя морфология «угловатых» и «шлаковидных» метанолитов оксфорда и их положение в геологическом разрезе доказывают, что их поступление в осадочную толщу связано с катастрофически разрушительными сейсмическими процессами, а отсутствие гравитационной сортировки указывает на мгновенную литификацию вмещающих иловых отложений.

«Микрометанолиты» оксфорда имеют большое внешнее сходство с подобным материалом с таким же названием из миоценовых отложений Юго-Западного Крыма, о чём упоминалось выше (Лысенко, Цельмович, 2017). Результаты изучения морфологии и нахождения микрометанолитов оксфорда в разрезе позволяют высказать предположение, что их образование связано со стадией диагенеза вмещающей осадочной толщи. Жизнедеятельностью метанотрофных и метаногенных бактерий и архей можно объяснить «мгновенную» цементацию разнообломочного материала метанолитов в илистой толще. Не просматривается связь образований сферолитов карбоната в иловых отложениях с деятельностью цианобактерий и сине-зеленых водорослей. В осадках отсутствует условия для фотосинтеза. Поэтому в вмещающей осадочной толще цемент и органическое вещество созданы сообществом метанотрофных, метаногенных и сульфатредуцирующих бактерий и архей. Цементирующая масса имеет кремовый, бурокоричневый, серо-зеленый и довольно редко светло-серый цвета, что указывает на отсутствие в ней седиментационной органики. Образование высоких концентраций метана в иловом материале оксфорда связано не с разложением органики микроорганизмами, а с поступлениями его из центров углеводородной палеодегазации в результате катастрофических сейсмических процессов. Образование карбоната в цементной массе продолжалось до полного поедания бактериями метана в осадочной толще. Именно в этот довольно короткий промежуток времени образовались микрометанолиты в оксфордской толще.

Дополнительным доказательством образования метанолитов оксфорда в ореолах палеофлюидов служит состав изученных газов из них (табл. 1), который по компонентам не отличается от процессов современной (Шнюков и др., 2013; Lein et al., 1999; Vlinova, Stadnitskaia, 2001) и миоценовой дегазации на дне морей и океанов (Лысенко, 2014). По результатам анализов во всех пробах метанолитов присутствует метан и углекислый газ, а в отдельных пробах – азот, этан и сероводород. Наличие в некоторых анализах сероводорода совместно с водным раствором позволяет высказать предположение, что газовые палеофлюиды сопровождалась гидротермальной деятельностью (табл. 1). Необходимо отметить, что выделенные типы палеофлюидов имеют много общего с составом газовых извержений современных грязевых вулканов, которые сопровождаются «сопочными водами» (Шнюков и др., 2005). При этом исследователи отмечают, что основные компоненты газов в грязевых вулканах в течение короткого

промежутка времени изменяются по составу и объемам выбросов (Шнюков и др., 2005). Предположительно такие вариации были характерны и для юрских процессов палеодегазации. Газовая смесь из метанолитов находилась в карбонатных пустотах почти 180 млн. лет. Поэтому сложно предположить, что мы имеем дело с первичным составом палеофлюидов. Результаты наших анализов можно рассматривать как качественную характеристику разнообразия в них газов. По своему составу палеофлюиды отличаются от характеристики газа в атмосфере и современного биогенного газа холодных сипов Черного моря (Леин, 2005). Наличие в составе палеофлюидов оксфорда таких газов, как CO_2 , CH_4 , H_2S и N_2 указывают на их связь с глубинными процессами. Похожий газовый состав имели фумарольные и эруптивные вулканические газы при извержении камчатского вулкана Безымянный (Меняйлов, 1976). Они также характеризуются довольно непостоянным составом, а в период усиления активности вулканизма в фумаролах увеличивается содержание метана (Меняйлов, 1976).

Довольно близкий состав газов (CH_4 , C_2H_6 , CO , CO_2 , N_2 , H_2 и H_2S) был установлен при изучении гидротермальных процессов Рейнбоу COX в Атлантическом океане (Лисицин и др., 1990; Леин, 2004). Подобное разнообразие газов в флюиде было установлено при изучении газовых включений в кварцевых и кальцитовых жилах ряда месторождений (Гаськов и др., Леин, 2004) и грязевых вулканах (Шнюков и др., 2005). При их исследовании выяснилась связь с магматическими очагами гипабиссального уровня, которые генерируют парогазовую смесь, представленную H_2O , CO_2 , N_2 , H_2S и CH_4 (Летников и др., 2010; Наумов и др., 1992). При этом многие исследователи предполагают, что конечным продуктом глубоких мантийных уровней являются газовые флюиды, состоящие в основном H_2O , CO_2 , CH_4 , NH_3 , N_2 , H_2 и других углеводородов (Наумов и др., 1992). По предположению некоторых исследователей, химические элементы для этих соединений образуются при разрушении металлогидратов на границе ядра и мантии (Ларин, 2005; Летников и др., 2010). Возможно, кроме водорода там в соединениях с металлами присутствуют азот, углерод, сера, аргон и гелий. При их поднятии к поверхности образуются более сложные молекулярные вещества. Приведенные примеры позволяют высказать предположение, что по крайней мере часть палеофлюидов, которые принимали участие в формировании оксфордских метанолитов, формировалась на глубинных горизонтах нижней коры и мантийных уровнях (Ларин, 2005; Летников, 2006). Содержание в них H_2S , N_2 и преобладание газов CH_4 (31,0–61,6%) над CO_2 (22,4–38,4%) (табл.1) указывают, что формирование карбонатного материала происходило в среде восстановительных флюидов (Гаськов и др., 2006).

Дополнительным признаком родственного генезиса метанолитов с гераклитами и современными карбонатными постройками является наличие в них пленки битумов в трещинах, пустотах и сферолитов (Колесник и др., 2014; Шнюков и др., 2013; Лысенко, 2014). Можно предположить, что процесс накопления нефтепродуктов и органических углеводородов происходил в период образования построек метанолитов. По результатам изучения углеводородов в метанолитах нами установлен дополнительный фактор мгновенного захоронения материала бактериальных построек в осадочной толще, так как отсутствуют следы окисления нефтепродуктов (табл. 2). Не наблюдаются следы высокотемпературного катагенеза. В метанолитах оксфорда углеводороды имеют полигенный состав и представлены легкой нефтью, тяжелыми битумами и сингенетическим органическим веществом. Можно предположить, что легкие нефтепродукты и тяжелые битумы являются продуктом глубинных гидротермальных процессов, а углеродистое органическое вещество создано микроорганизмами.

По результатам изучения минерального и химического состава оксфордских метанолитов не замечается их резкого отличия от современных карбонатных построек

(Шнюков, 2006; Novikova et al., 2015) и гераклитов (табл. 3). Следует, правда, отметить, что они содержат меньше химических примесей чем аналогичные карбонатные строения более молодых временных интервалов (табл. 3). Результаты изучения оксфордских метанолитов под микроскопом установили довольно сложную внутреннюю морфологию и идентичность её со строением современных аутигенных карбонатных построек (Novikova et al., 2015) и гераклитов миоцена (Лысенко, Цельмович, 2017). Их карбонатный материал имеет полигенное образование. Большая его часть является продуктом бактериального хемосинтеза. Значительная часть представлена темно-коричневым микритовым материалом с многочисленными сростками сферолитов. При большом увеличении довольно часто видно, что микрит имеет микро шарообразную текстуру с облачным погасания. Возможно, это микросферы или оболочки прокариот размерностью менее одного микрометра.

Сферолитовые образования в оксфордских метанолитах представлены ёжикоподобными образованиями с игольчатыми или удлинёнными кристалликами из пустотелого центра. Часто они образуют скопления, которые покрыты пленкой колломорфного антраконит, которая является реликтом биопленки (Астафьева и др., 2011). Сферолитовые образования метанолитов имеют большое сходство и характерны для современных карбонатных построек сипов и грязевых вулканов дна Черного моря (Геворкьян, 2001; Шнюков, 2006; Novikova et al., 2015) и гераклитов миоцена (Лысенко, Цельмович, 2017). Кроме этого подобные сферолитовые образования приводятся в литературных источниках при характеристике микрофитолитов (Анисимов и др., 2012; Крылов, 1975). Некоторые исследователи сделали биостратиграфическую систематику этого разнообразия карбонатных строений, созданных цианобионтами (Анисимов и др., 2012; Крылов, 1975; Маслов, 1960). Не все учёные признают данные временного расчленения осадочных толщ по результатам изучения разнообразия микрофитолитов. Они придерживаются взглядов, что их разнообразие связано не с процессами эволюционных изменений, а с физико-географическими условиями образования (розанов, Заварзин, 1997; Кузнецов, 2015). Наши оксфордские метанолиты образованы без участия процессов фотосинтеза за короткий временной промежуток. Их морфологическое разнообразие связано с непостоянством состава и объёмов выбросов палеофлюидов, а также с изменчивыми физико-географическими условиями вблизи активных тектонических зон.

Наличие в оксфордских метанолитах разно ориентированных микролинзочек кальцита возможно связано с дыханием недр, что подтверждается содержанием в флюидах углекислого газа и воды (табл. 1). Дополнительно на связь палеодегазации с глубинными гидротермальными растворами указывают скопления столбчатых кристаллов барита в метанолитах. Баритовая минерализация характерна для современных карбонатных построек морей и океанов (Астахова, Сорочинская, 2001; Шнюков, 2006; Novikova et al., 2015), а также для гераклитов Юго-Западного Крыма (Лысенко, Цельмович, 2017).

Как отмечалось выше, органогенный карбонатный материал в метанолитах оксфорда представлен отдельными цельными раковинами фораминифер, гастропод, моллюсков. Темно-коричневые налеты углеводородной органики на внутренних поверхностях многих раковин позволяют сделать предположения о симбиозе их с метанотрофными и метаногенными прокариотами (Лисицын и др., 1990). Поэтому можно предположить, что в оксфорде вблизи зон углеводородной дегазации находились оазисы жизни. Находки тонкостенных раковин аммонитов, фораминифер и моллюсков не исключают возможность формирования метанолитов на значительных глубинах, где отсутствует солнечный свет.

Схожесть минералогического состава оксфордских метанолитов с минералогией гераклитов миоцена (Лысенко, Цельмович, 2017), современных карбонатных

постройками (Шнюков, 2006; Novikova et al., 2015) является дополнительным фактором подтверждения их родственного генезиса.

Анализы наших проб, выполненные методом ICP-MS, по большинству показателей не отличаются от данных анализов опробования более хорошо изученных гераклитов (Лысенко и др., 2019) и современных карбонатных построек Черного моря (Novikova et al., 2015) (табл. 4, 5 и 6). Впрочем, исследователи отмечали различия в составе геохимических проб, взятых из разных частей построек (Novikova et al., 2015) и в гераклитах различной морфологии и цвета (Лысенко и др., 2019). Анализы наших метанолитов также характеризуются некоторым различием аномальных и количественных содержаний микроэлементов (табл. 8), что, возможно, связано с составом палеофлюидов и условиями роста. Данные опробования юрских метанолитов характеризуются более низкими содержаниями Sr, Ba, Ti, Mn, Zr и более высокими концентрациями Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Ga, As, Mo и Sb, чем результаты анализов гераклитов (Лысенко и др., 2019) и современных карбонатных построек (Novikova et al., 2015) (табл. 4, 5 и 6). Можно предположить, что такие различия связаны с процессами катагенеза и формированием метанолитов в более активных геодинамических условиях с другим составом палеофлюидов. Впрочем, для достоверности таких выводов, по мнению большинства геохимиков, необходимо оперировать статистической выборкой более 30 анализов. В нашем случае, эти единичные анализы метанолитов из различных зон, возможно, они могут только подтверждать условия образования метанолитов, изученных другими геологическими методами. Описанные выше их морские условия образования подтверждаются соотношением Sr/Ba (Рудько, 2018). Низкие содержания Mn, Ti, V, Zr, Y и PЗЭ указывает на высокие скорости формирования оксфордских метанолитов в спокойной среде, возможно, на значительных глубинах. Высокие соотношения Ti и Zr позволяют предполагать, что образование построек происходило вблизи зон углеводородной дегазации. Расчетные модули Страхова и Бастрема указывают (табл. 3), что рост карбонатных строений оксфорда происходил под влиянием углеводородных флюидов и гидротермальных процессов (Юдович, Кетрис, 2011). Этот факт подтверждается аномальными содержаниями в метанолитах Ba, Mo, Bi, As, Sb, Ce, а в кислотных остатках Rb, Cs, Li, Nb, Hf, Zn, Cu, As, Pb, Ga, Mo, Sn, Sb, Bi и PЗЭ (Балашов, 1976). На связь их образования с глубинными процессами дополнительно указывают соотношения V/Zr, Ni/Co, La_n/Yb_n, Y/No и высокие аномальные содержания Eu*_n и Ce*_n. На восстановительную среду указывают приведенные выше данные состава газовых флюидов (табл. 1), а также низкими содержаниями Mn и высокими концентрациями Mo и Ce*_n (Стрекопытов, 1995). Аномальные содержания в кислотном остатке халькофильных элементов, характерных для щелочного, кислого и основного магматизма, позволяют высказать предположение о глубинности формирования углеводородных флюидов, предположительно, на границе ядро-мантия (Ларин, 2005; Летников, 2006; Летников и др., 2010). В восстановительной среде флюидов образование карбоната происходило в окислительных условиях внутри клеток или на их поверхности. Создание оксидной среды образования карбоната связано с жизнедеятельностью сообщества архей и прокариот. На существование таких окислительных условий указывают низкие содержания U, а также соотношения V/Cr, V*(V+Ni) и Mo/Mn (Turgeon S., Brumsack, 2006; Мизенс и др., 2014; Холодов, Недумов, 1991). Довольно низкие содержания U, Th, Sc, V, Ti, Mn, Zr и PЗЭ элементов указывают на высокие скорости образования карбоната процессами бактериального хемосинтеза, что подтверждается результатами изучения аналогичных современных процессов (Лысенко, Шик, 2013).

Метанолитов оксфорда характеризуются довольно тяжелым изотопным составом углерода и кислорода (табл. 7). Незначительный интервал разброса в них содержаний можно объяснить фациальными условиями и импульсным характером поступления

флюидов из недр. Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ оксфордских метанолитов очень сильно отличается от карбонатных строений холодных сипов Черного моря (Шнюков и др., 2013; Леин, 2005; Леин, 1979). Впрочем, по этим показателям они близки к карбонатным постройкам континентального склона Черного моря (Шнюков и др., 2013), коричневым корочкам карбоната Центрально-Индийского Хребта (Takai et al., 2008), арагониту белоснежных строений Лост-Сити (Лисицын и др., 1990; Леин, 2004) и отдельным бактериальным постройкам залива Кадекс (Blinova, Stadnitskaia, 2001). Тяжелый изотопный состав углерода карбонатов этих строений связан с использованием бактерий и архей абиогенных углеводов. Возможно, дополнительное влияния на состав кальцита построек оказывали воздействия условий восстановительной среды, повышенная биологическая продуктивность прокариот (Галимов, 1968; Мизенс и др., 2016) и наличие в палеофлюидах углекислого газа и тяжелых гомологов метана (Knoll, Golubic, 1979).

Углеводородистое вещество из метанолитов характеризуется значительно большим разбросом содержаний $\delta^{13}\text{C}$, чем карбонатный материал построек (табл. 7). Возможно, на состав углеводов биогенного вещества оказывают влияние добавки тяжелых нефтепродуктов. Для построения карбонатных построек сообщества прокариот и архей использовали более тяжелый углерод, а для создания органики – легкие (Леин, 2004; Галимов, 1968). Это изотопное равновесие зависело от интенсивности биохимических процессов и от состава углеводородных флюидов. Биогенное изотопное изменение углерода в карбонатах и органическом веществе оксфордских метанолитов изменяется от -22,6 до -26,8 ‰ (табл. 7). Подобное изотопное фракционирование $\delta^{13}\text{C}$ существовало еще 3,5–3,4 млрд. лет назад (Юдович, Кетрис, 2006; Kuznetsov, Suchy, 1992). В то время метан являлся главным продуктом для создания органики и карбонатного вещества в бескислородной среде. Большинство исследователей считают, что подобное изотопное фракционирование углерода присуще только объектам органического происхождения (Kuznetsov, Suchy, 1992).

Изотопный состав кислорода в метанолитах изменяется от +29,0 до +29,7‰ (SMOW) (табл. 7). Незначительный разброс $\delta^{18}\text{O}$, возможно, связан с использованием прокариотами кислорода воды гидротермальных растворов. Для расчета палеотемператур использовалась формула $T^{\circ} = 16,5 - 4,3(\delta^{18}\text{O} - A) + 0,14(\delta^{18}\text{O} + A)^2$ (Тейс, Найдин, 1973). Где, А – поправка на изотопный состав окружающей водной среды океана Тетис. В поздней юре она характеризуется от -1 до +2 ‰. По результатам расчёта палеотемпературы в зоне образования карбонатов находятся в интервале от +23° до +55°, что согласуется с данными некоторых исследователей (Тейс, Найдин, 1973; Kim, O'Neil 1997). Такие «повышенные» температуры на больших глубинах, где существует спокойная геодинамическая обстановка, возможно, связаны с гидротермальными растворами, которые сопровождают флюиды. Данное предположение не противоречит приведённым выше результатам изучения геологии, минералогии, геохимии и флюидного состава метанолитов юры.

Наблюдается много общего в характере распределения изотопов углерода и кислорода в карбонатном и органическом веществе метанолитов юры и гераклитах миоцена (Лысенко и др., 2019). Более тяжёлый изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в оксфордских метанолитах можно объяснить влиянием временного фактора и воздействием процессов катагенеза (Галимов, 1968).

Как отмечалось выше, при изучении геологического строения Горного Крыма многие геологи отмечали широкое развитие брекчиевидных и конгломератовидных известняков верхнеюрских и нижнемеловых отложений в юго-западной части Горного Крыма (Крымгольц, 1931; Муратов и др., 1960; Успенская, 1969). На первых этапах изучения исследователи не обращали внимания на проблему их образования (Успенская, 1969). В конце XX века некоторую часть конгломератовидных и брекчиевидных известняков стали связывать с зонами меланжа надвигов или с

материалом древних олистостром (Kuznetsov, Suchy, 1992). Образование плохо сортированного обломочного материала объяснялось формированием сложных структур горизонтального сжатия Горного Крыма (Kuznetsov, Suchy, 1992). Другая точка зрения генезиса псефитовых отложений приводится в работах С.В. Рудько с соавторами (Рудько, 2018). Довольно детальное изучение многих разрезов Горного Крыма позволили им обосновать и доказать связь образования горизонтов конгломератовидных и брекчиевидных известняков с формированием предрифтовых шлейфов (Рудько, 2018). Указанные авторы считают, что их формирование происходило за счёт разрушения крупных карбонатных рифовых построек и переотложения материала на шельфовом склоне под действием гравитационных потоков (Рудько, 2018). В их работах отмечается, что в составе псефитового материала нет следов тектонизации и не встречаются породы более древние или более молодые, что отрицает их тектоническую природу (Рудько, 2018). При этом не отрицается гипотеза формирования известковых брекчий за счёт разнознаковых высокоамплитудных тектонических движений на границе мелководного шельфа и глубоководного бассейна (Рудько, 2018).

Описываемые нами, брекчиевидные отложения метанолитов находятся в более древней толще оксфорда и имеют несколько другую природу образования, что подтверждается результатами комплексных геологических исследований. Формирование аллотигенного обломочного материала метанолитов происходило на некотором расстоянии от вмещающих иловых отложений. В активных тектонических зонах глубинных разломов с повышенной проницаемостью происходило формирование бактериальных карбонатных матов с постройками, вокруг пузырьковых выходов палеодегазации. Возможно, палеофлюиды в своём составе кроме N_2 , CH_4 , CO_2 , H_2S и C_2H_6 (табл. 1) содержали H_2 и NH_3 , что характерно для выбросов газов некоторых современных грязевых вулканов и холодных сипов (Шнюков и др., 2013; Dimitrov, 2002; Шнюков и др., 2005; Lein et al., 1999). Предположительно, совместно с флюидами из недр поступали гидротермальные растворы, что подтверждается приведёнными выше результатами изучения составов флюидов и повышенными содержаниями литофильных, сульфидных и редкоземельных элементов (табл. 4, 5 и 6). Дополнительными признаками, что формирование происходило в ореолах выходов гидротермальных растворов, являются данные температурного режима, значения модулей Страхова и Бострема (табл. 3), а также величины соотношений V/Zr , Ni/Co и Y/No , о чём писалось выше (Страхов, 1963). Образование карбонатных построек и матов происходило на значительных морских глубинах в спокойной динамической обстановке, что подтверждается низкими содержаниями в метанолитах терригенного материала и присутствием тонкостенной ракуши фауны. На высокие скорости формирования карбонатных строений указывают низкие содержания Mn , Ti , V , Zr , Y , Th , U и РЗЭ (Юдович, Кетрис, 2011) (табл. 6). Микробиоморфные текстуры в метанолитах, согласно нашим наблюдениям, представлены сферолитами, кокками, трубочками, микрошариками, тонкими нитями и фрамбоидами. Такое разнообразие форм, возможно, связано с участием в образовании материала трубок (карбоната и пирита) сообществ архей и прокариот, имеющих различную морфологию или с отсутствием у них плотной границы между цитоплазмой клетки и внешней средой (Розанов, Заварзин, 1997; Кузнецов, 2015). Образование карбонатных построек оксфорда за счёт бактериальных процессов хемосинтеза подтверждаются повышенными содержаниями биофильных элементов S , P , Ca , K , Mg и Fe (табл. 3) (Юдович, Кетрис, 2011).

В восстановительной среде глубинных флюидов бактериальные сообщества создают в клетке оксидные условия, для образования органического и карбонатного вещества, что подтверждают низкие содержания U (Юдович, Кетрис, 2011) и соотношения V/Cr , $V/(V+Ni)$ и Mo/Mn (Turgeon, Brumsack, 2006; Мизенс и др., 2014; Холодов, Недумов 1991). Можно предположить, что с углекислым газом палеофлюидов

связана дополнительная цементация построек за счёт перекристаллизации бактериального кальцита. Возможно, поэтому довольно тяжёлый изотопный состав углерода у карбонатов метанолитов (табл. 7). По результатам изучения морфологии оксфордских метанолитов, предполагаемая мощность бактериальных матов составляла от 0,5 до 6,0 см. Их поверхность имела сферолитовое бугристое строение и на ней отмечаются углубления в виде микрократеров. Наличие в карбонатном материале ракушек двухстворчатых моллюсков, гастропод, фораминифер, трубчатых червей и игл морских ежей свидетельствует о существовании рядом биоценозов с повышенной биологической продуктивностью, что наблюдается и вблизи современных сипов (Лысенко, Шик, 2013; Лисицын и др., 1990). Налёты чёрно-коричневого углеродистого вещества на поверхностях некоторых раковин указывают на существование их симбиоза с прокариотами. Неконтролируемый рост плотных карбонатных построек временами перекрывал каналы поступления флюидов из недр, что, возможно, приводило к образованию газогидратов в иловых отложениях под ними (при соответствующей глубине водоема). Такие факты совместного существования полей газогидратов у выходов сипов и грязевых вулканов приводятся в научной литературе (Lein et al., 1999; Колесник и др., 2014; Астахова, Сорочинская, 2001).

Довольно сложно объяснить процессы разрушения, переноса и цементации щебнистого материала карбонатных построек в толщах пород оксфорда. В научной литературе похожие по внешнему виду осадочные отложения носят названия темпеститов или хлидолитов (Ager, 1974; Kuznetsov, Suchy, 1992). Их образование связывают с ураганами, цунами, сейсмическими и импактными событиями (Антошкина, 2008; Деев и др., 2012; Yong Il Lee, Jeong Chan Kim, 1992; Войновский-Кригер, 1970; Kuznetsov, Suchy, 1992). Генезис отложений оксфордских метанолитов имеет некоторое отличие от формирования темпеститов и хлидолитов. Образование обломочных отложений в оксфорде связано с одноактными катастрофическими событиями мгновенного выделения энергии. Такими явлениями могут быть выбросы газов на морском дне при раскрытии локальных газовых ловушек, которые сопровождают катастрофические землетрясения. Следы таких процессов приводятся при описании крымского землетрясения в 1927 году (Двойченко, 1928). Возможно, дополнительная разрушительная энергия поступает от сейсмических процессов и дезинтеграции полей газогидратов. Из-за кратковременности таких явлений разлёт обломочного материала, по данным строения толщ, происходил на расстоянии не более сотен метров. Возможно, дополнительное влияние на столь малый перенос оказывало сопротивление водной толщи океана Тетис.

Обломочный материал газовых взрывов попадал в карбонатную иловую толщу совместно с газогидратами. В результате цементирующая осадочная толща дополнительно пропитывалась метаном. Поэтому в течение незначительного промежутка времени в иловом пространстве осадочной толщи продолжалась жизнедеятельность сообществ архей и прокариот, что и приводило к образованию и образованию карбонатного вещества. При этом в цементной илистой массе образовывались образуются микрометанолиты и происходила окончательная литификация толщи. Это был довольно «мгновенный» процесс бактериальной карбонатизации, что подтверждают расположенные в пространстве разно ориентированные обломки метанолитов. Впрочем, на поверхности некоторых обломков отмечаются следы плёночного карбонатного обрастания, которое происходило за время литификации иловых отложений. Возможно, некоторую роль в уплотнении цемента вокруг метанолитов играли сейсмические процессы. В наши дни, подобные разрушения построек наблюдались в заливе Кадекс (Деев и др., 2012) и в некоторых местах континентального склона Черного моря (Геворкьян и др., 2001).

После прекращения катастрофической сейсмической деятельности и литификации горизонта с обломочным материалом метанолитов наступал длительный

период формирования обычных известняков. На спокойный режим образование тонкослоистых пелитоморфных известняков свидетельствует нечеткая граница между горизонтом с обломочным материалом метанолитов и выше залегающих пород. В этот временной период длительностью несколько тысячелетий в зонах региональных разломов формировались новые поля карбонатных построек. Период жизни этих хрупких строений и биоценозов контролировался экстремальными сейсмическими процессами (с магнитудой более 7,5), которые, вероятно, повторялись через несколько тысячелетий. Именно столько времени потребовалось для накопления энергии катастрофическим землетрясением.

Горизонты с брекчированным материалом карбонатных построек, созданных сообществами метаногенных, метанотрофных и сульфатредуцирующих прокариот и архей, являются памятниками процессов палеодегазации оксфорда. Возможно, горизонты со следами таких процессов имели более широкое распространение в Горном Крыму, но были сдунудированны. Доказательством такого предположения, является залегание более молодых пород с угловым и стратиграфическим несогласием на отложениях оксфордского яруса (Успенская, 1969). Материал размыва известняков оксфорда являлся продуктом для образования псефитов, которые в большом количестве присутствуют в толще более поздних ярусов верхней юры и нижнего мела. Поэтому, возможны, находки наших метанолитов в виде переотложенных обломков в более молодых образованиях Горного Крыма.

В наше время большое внимание уделяется изучению псефитовых образований известняков, которые довольно часто встречаются в геологических разрезах от протерозоя до кайнозоя (Антошкина, 2008; Деев и др., 2012). Описание таких находок из научных источников известны в Африке, Западной Европе (Moeller, Kvingan, 1988; Ager, 1974; Astafieva, Rozanov, 2009), Китае (Jenkyns, 1974), на Урале (Войновский-Кригер, 1970; Сандула, 2008), Кавказе и Сибири (Сепкоскимл, 1985). На разных геологических объектах они имеют не одинаковые названия: конгломераты, псевдоконгломераты, брекчии, комковатые известняки, желвачные образования, «чёрные гальки», диски с остроугольными или сглаженными углами и брекчиевидный обломочный материал (Kuznetsov, Suchy, 1992; Stanistreet, Hughes, 1984; Strasser, 1988). При изучении толщ с псефитами многие исследователи обращают внимание на быстрый одноактный перенос обломков с мгновенной седиментацией (Jenkyns, 1974; Kuznetsov, Suchy, 1992). Сегодня, существующие гипотезы их образования не объясняют в полной мере генезис формирования псефитовых толщ, которые имеют не значительную протяжённость и псевдостратиграфическое залегание в разрезе (Лысенко, 2014; Kuznetsov, Suchy, 1992). Внешняя морфология и нахождение псефитовых известняков в геологическом разрезе имеют большое сходство с изученными нами метанолитами оксфорда и гераклитами. Возможно, в будущем при более детальном изучении обломочного материала псефитовых толщ будет установлено, что некоторые из этих образований являются индикаторами углеводородной палеодегазации прошлых времён.

Выводы

В результате проведения комплексных геологических исследований оксфордских отложений Юго-Западного Крыма были найдены и изучены своеобразные карбонатные продукты древней дегазации – метанолиты. Результаты минералогического петрографического, геохимического и изотопного анализа метанолитов установили их родственные генетические связи с гераклитами и современными карбонатными постройками дна морей и океанов.

Формирование карбонатного вещества метанолитов связано с переработкой продуктов палеодегазации сообществом бактерий и архей на дне океана Тетис.

Карбонатные образования, подобные оксфордским метанолитам, должны иметь значительное географическое распространение и встречаться в других возрастных интервалах, так как процессы поступления метана из недр имеют длительный временной интервал с момента зарождения жизни на Земле.

Оксфордские метанолиты имеют большое морфологическое сходство с описанными в литературе тромболитами и микрофолитами. Они также образованы сообществом прокариот и относятся к микробиолитам (Кузнецов, 2015; Burne R.V., Moore, 1987). Различие между ними заключается в материале бактериального питания. «Создатели» оксфордских метанолитов использовали для производства органики и карбоната углеводороды глубинной дегазации (Лысенко, 2014), а цианобактерии – углекислый газ и энергию солнца (Анисимов и др., 2012; Крылов, 1975). Поэтому у них разные палеогеографические условия существования. Сообщества метанотрофных и метаногенных прокариот и архей живут на значительных глубинах вблизи зон углеводородной дегазации в тесном содружестве с донными организмами (Леин, 2004; Лисицын и др., 1990). Цианобактерии образуют бактериальные карбонатные постройки и маты в местах хорошего освещения мелководных бассейнов с ненормальной солёностью (Анисимов и др., 2012; Крылов, 1975; Маслов, 1960). Оксфордские метанолиты являются памятниками древнего литогенеза в условиях активной палеодегазации, раскрывающие особенности тектонической обстановки позднеюрского времени. Они могут служить своеобразными стратиграфическим репером низов оксфорда.

Список литературы

1. Колесник О.Н., Колесник А.Н., Покровский Б.Г. О находке аутигенного метанопродуктивного карбоната в Чукотском море // Доклады РАН. – 2014. – Том 458. – № 3. – С. 330–332.
2. Шнюков Е.Ф., Коболев В.П., Пасынков А.А. Газовый вулканизм Черного моря. – Киев: Логос, 2013. – 283 с.
3. Dimitrov L. Contribution to atmospheric methane by natural gas seepages on the Bulgarian continental shelf // Continental Shelf Researches. – 2002. – № 22. – pp. 2429–2442.
4. Milkov A.V. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates // Mar. Geol. – 2000. – Vol. 167. – pp. 29–42.
5. Астахова Н.В., Сорочинская А.В. Баритовая и карбонатная минерализация в осадках впадины Дерюгина Охотского моря // Океанология. – 2001. – № 41 (3). – С. 447–455.
6. Геворкьян В.Х., Бураков В.И., Исагулова Ю.К., Иванов М.К., Конюхов А.И., Кульницкий Л. М. Газовыделяющие постройки на дне северо-западной части Черного моря // Докл. АН УССР. – 1991. – № 4. – С. 80–85.
7. Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 1. – С. 3–34.
8. Прасолов Э.М., Лохов К.И., Логвина Е.А. и др. Происхождение карбонатов в районах современной разгрузки флюидов по данным изотопной геохимии // Геохимия. – 2005. – № 3. – С. 3–14.
9. Леин А.Ю. Потоки метана из холодных метановых сипов Черного и Норвежского морей: количественные оценки // Геохимия. – 2005. – №4. – С. 138–159.
10. Гольдшмидт В.М. Сб. статей по геохимии редких элементов. – М.-Л.: ГОНТИ, 1938. – 244 с.
11. Ларин В.Н. Наша Земля (Происхождение, состав, строение и развитие изначально гидридной Земли). – М.: Агар, 2005. – 248 с.
12. Наумко И.М., Сворень Й.М. О двух путях развития процесса внедрения глубинного высокотемпературного флюида в земную кору // Дегазация Земли: Геофлюиды,

- нефть и газ, парагенезы в системе горючих ископаемых: Тез. Междунар. конф. (Москва, 30, 31 мая–1 июня 2006 г.). – М.: ГЕОС, 2006. – С. 169–171.
13. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 379 с.
 14. *Лысенко В.И.* Перспективы поиска месторождений нефти и газа в Юго-западном Крыму по результатам изучения палеодегазации неогена и геологии региона // *Пространство и Время.* – 2014. – № 2 (16). – С. 234–244.
 15. *Лысенко В.И., Садыков С.А., Азовскова О.Б., Михайличенко Т.В.* Условия образования микробиолитов миоцена по результатам изучения геохимии и изотопного состава гераклитов // *Учёные записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. География. Геология.* – 2019. – Том 5 (71). – № 1. – С. 204–237.
 16. *Лысенко В.И., Цельмович В.А.* Результаты изучения минералогии материала бактериальных палеопостроек миоцена из зон глубинной палеодегазации (Юго-западный Крым) // *Электронное научное издание «Альманах Пространство и Время».* – 2017. – Вып. 1. – С. 264–277.
 17. *Крымгольц Г.Я.* Юрские белемниты Крыма и Кавказа. – М.: Геолком, 1931. – 25 с.
 18. *Муратов М.В., Архипов И.В., Успенская Е.А.* Стратиграфия, фации и формации юрских отложений // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* – 1960. – Т. 35. – Вып. 1. – С. 87–97.
 19. *Успенская Е. А.* Юрская система, верхний отдел // *Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1.* – М.: Недра, 1969. – С. 114–154.
 20. *Пчелинцев В.Ф.* Киммериды Крыма. – М-Л.: Наука, 1966. – 126 с.
 21. *Пермяков В.В., Пермякова М.Н., Чайковский Б.П.* Новая схема стратиграфии юрских отложений Горного Крыма. – Киев: Ин-т геол. наук, 1991. – 36 с.
 22. *Рудько С.В.* Обстановки накопления верхнеюрских отложений Байдарской котловины и эволюция Крымской карбонатной платформы // *Литология и полезные ископаемые.* – 2018. – № 4. – С. 337–354.
 23. *Михайловский С.Н.* Некоторые сведения о геологическом строении Ласпи // *Крым.* – 1927. – №1. – С. 14–45.
 24. *Двойченко П. А.* Черноморское землетрясение 1927 г. в Крыму // *Природа.* 1928. – № 6. – С. 523–542.
 25. *Анисимов А.Ю., Анисимова С.А., Титоренко Т.Н.* Палеонтология докембрия. Фитолиты (строматолиты и микрофитолиты). – Иркутск: Иркутский университет, 2012. – 118с.
 26. *Крылов И.Н.* Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. – М.: Наука, 1975. – 243 с.
 27. *Маслов В.П.* Строматолиты. – М: Наука, 1960. – 188 с.
 28. *Астафьева М.М., Герасименко Л.М., Гентер А.Р. и др.* Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. – М.: ПИН РАН, 2011. – 172 с.
 29. *Astafieva M.M., Rozanov A.Y.* Lopian (Upper Archaean) microfossils from Karelia (Khizovaar Greenstone structure) // *Paleontol. J.* – 2009. – V. 43. – № 8. – pp. 55–60.
 30. *Westall F., de Wit M.J., Dann J., de Ronde C. E. J., Gaast S. J., Gerneke D.* Early Archaean fossil bacteria and biofilms in hydrothermally-influenced, shallow water sediments, Barberton greenstone belt, South Africa // *Precambrian Res.* – 2001. – V. 106. – pp. 93–116.
 31. *Шнюков Е.Ф., Кутний В.А., Маслаков Н.А. и др.* К минералогии карбонатных образований газовых источников Черного моря // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* – 2006. – № 2. – С. 69–81.
 32. *Novikova S.A., Shnyukov Y.F, Sokol E.V., Kozmenko O.A., Semenova D.V., Kutny V.A.* A methane-derived carbonate build-up at a cold seep on the Crimean slope, north-western Black Sea. *Marine Geology.* – 2015. – № 363. – pp. 160–173.

33. Розанов А.Ю., Заварзин Г.А. Бактериальная палеонтология // Вестник РАН. – 1997. – Т.67. – № 3. – С. 35–39.
34. Кузнецов В.Г. Литология микробиолитов // Вестник РАН. – 2015. – № 85 (12). – С.1092–1102.
35. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. – Краснодар: ООО «ГлавМедио», 2005. – 176 с.
36. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.
37. Волкова Т.В., Митропольский А.Ю. Геохимическая характеристика аутигенных сульфидов железа Черного и Каспийского морей // Геологический журнал. – 1985. – № 5. – С. 116–124.
38. Wakita H., Rey P., Scmitt R.A. Abundences of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils // Proceedings of the 2nd Lunar Sciences Conference. – Oxford: Pergamon Press, 1971. – pp. 1319–1329.
39. Летникова Е.Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 70–81.
40. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 536 с.
41. Интерпретация геохимических данных / под ред. Е. В. Склярова. Т. I. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.
42. Лукин А.Е., Лысенко В.И., Лысенко Н.И., Наумко И. О происхождении гераклитов // Геолог Украины. – 2006. – июль-сентябрь, №3. – С.23–39.
43. Юдович Я.Э. Пай-Хойский геохимический феномен: Дыхание мантии // Вестник Коми НЦ УрО РАН. – 1982. – № 4. – С. 8–13.
44. Lein A.Yu., Vogt P., Crane K. et al. Chemical and isotopic evidences for the nature of the fluid in CH₄-containing sediments of the Naakon Mosby mud volcano // Geo-Marine Letters. – 1999. – Vol. 19. – pp. 76–83.
45. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. – М.: Наука, 1990. – 256 с.
46. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47 (12). – С. 1296–1307.
47. Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г. Sr-хемостратиграфия, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ отложений Крымской карбонатной платформы (поздняя юра, северный Перететис) // Литология и полезные ископаемые. – 2017. – № 6. – С. 58–77.
48. Катченков С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. – Л.: Гостоптехиздат, 1959. – 271 с.
49. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. – 268 с.
50. Готтих Р.П., Винокуров С.Ф., Писоцкий Б.И. Редкоземельные элементы как геохимические критерии эндогенных источников микроэлементов в нефти // Докл. АН России. – 2009. – Т.425. – № 2. – С. 1–5.
51. Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И. Поведение РЗЭ, циркония и гафния в осадках и конкрециях транс тихоокеанского профиля // Геохимия. – 1995. – № 7. – С. 985–997.
52. Turgeon S., Brumsack H.-J. Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in Umbria-Marche basin of central Italy // Chem. Geol. – 2006. – V. 234. – pp. 321–339.
53. Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. Сапурин С.А. Геохимические особенности известняков и условия осадконакопления на изолированной карбонатной платформе в позднем девоне и начале карбона на восточной окраине Урала // Литосфера. – 2014. – № 6. – С. 53–76.

54. *Валяев Б.М.* Угледородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений // Геология нефти и газа. – 1997. – № 9. – С. 1–6.
55. *Летников Ф.А., Заечковский Н.А., Летникова А.Ф.* К вопросу о геохимической специализации глубинных высокоуглеродистых систем // ДАН России. – 2010. – Т. 433. – № 3. – С. 374–377.
56. *Maunard J.B., Klein G.D.* Tectonic subsidence analysis in the characterization of sedimentary ore deposits: examples from the Witwatersrand (Au), White Pine (Cu), Molango (Mn) // Economic Geology. – 1995. – V. 90. – P. 3750.
57. *Кузнецов Ю.А.* Генетическое и поисковое значение типоморфных особенностей стратифицированной сульфидной минерализации в Донбассе // Тез. докл. I Всесоюз. конф. «Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов». – Фрунзе: ФПИ, 1985. – С. 101–102.
58. *Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.А., Кирдяшкин А.Г.* Термохимические плюмы // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 9. – С. 1057–1073.
59. *Минцер Э.Ф., Прокопчук В.П.* Висмут в изверженных породах // Геохимия. – 1987. – № 3. – С. 350–353.
60. *Шатров В.А., Сиротин В.И., Войцеховский Г.В., Белявцева Е.Е.* Лантаноиды – индикаторы воздействия тектонической активности фундамента на геохимию осадочных пород чехла (на примере Воронежской антеклизы) // Докл. РАН. – 2008. – Т. 423. – № 5. – С. 672–673.
61. *Шатров В.А., Сиротин В.И., Войцеховский Г.В., Белявцева Е.Е.* Воздействие флюидных процессов на микроэлементный состав осадочных пород Лосевской шовной зоны // Материалы междунар. геол. конф.: Изменяющаяся геологическая среда: пространственные временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Том 2. – Казань: КГУ, 2007. – С. 129–133.
62. *Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Мигдисов А.А.* Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле // Геохимия. – 1967. – № 1. – С. 3–19.
63. *Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер А.Г., Красавчиков В.О.* Редкоземельные элементы в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна // Литосфера. – 2011. – № 6. – С. 38–54.
64. *Vlinova V., Stadnitskaia A.* Composition and origin of the hydrocarbon gases from Gulf of Cadiz mud volcanic area // Geol. processes on Deep-Water European Margins, 10th Anniversary Training through Research Post-cruise meeting. – Moscow, 2001. – pp. 19–20.
65. *Меняйлов И.А.* Состав газов fumarol вулканов Ключевской группы в зависимости от состояния их активности // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. – Владивосток: Наука, 1976. – С. 127–141.
66. *Гаськов И.В., Симонов В.А., Ковязин С.В.* Эволюция физико-химических параметров и геохимических особенностей магматических расплавов в процессе развития колчеданных рудно-магматических систем Рудного Алтая и Тувы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47 (12). – С. 1360–1370.
67. *Наумов В.Б., Миронова О.Ф., Коваленкер В.А., Салазкин А.Н., Русинов В.Л.* Магматический азот и его участие в эпитегрмальном рудообразовании // Докл. РАН. – 1992. – Т. 322. – № 5. – С. 973–976
68. *Холодов В. Н., Недумов Р. И.* О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1991. – № 12. – С. 74–82.
69. *Лысенко В.И., Шик Н.В.* Современные процессы образования карбонатов, связанные с угледородной дегазацией в бухте Ласпи (Южный берег Крыма) // Пространство и Время. – 2013. – № 2 (12). – С. 151–158.

70. *Lein A.Yu., Logvinenko N.V., Sulzerzhinskiy L.D. и др.* Об источнике углерода и возрасте диагенетических карбонатных конкреций Калифорнийского залива // Литология и полезные ископаемые. – 1979. – № 1. – С. 23–35.
71. *Takai K., Nakamura K., Toki T., Tsunogai U., Miyazaki M., Miyazaki J., Hirayama H., Nakagawa S., Nunoura T., Horikoshi K.* Cell proliferation at 122°C and isotopically heavy CH₄ production by a hyperthermophilic methanogen under high-pressure cultivation. PNAS. – 2008. – № 105 (31). – pp. 10949–10954.
72. *Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. – М.: Недра, 1968. – 226 с.
73. *Мизенс Г.А., Кулешов В.Н., Сапурин С.А., Степанова Т.И., Петров О.Л.* Некоторые особенности геохимии стабильных изотопов углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) в разрезе изолированной карбонатной платформы на востоке Урала (фаменский и турнейский ярусы) // Литосфера. – 2016. – № 3. – С. 126–138.
74. *Knoll A.N., Golubic S.* Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite // Precambrian Res. – 1979. – V. 10. – pp. 115–151.
75. *Ager D.V.* Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1974. – Vol. 15. – pp. 83–93.
76. *Тейс Р.В., Найдин Д.П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. – М.: Наука, 1973. – 254 с.
77. *Kim S.T., O'Neil J.R.* Equilibrium and non-equilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1997. – Vol. 61. – pp. 3461–3475.
78. *Юдин В.В.* Микститы Горного Крыма // Докл. РАН. – 1998. – № 5. – Т. 363. – С. 666–669.
79. *Kuznetsov V.G., Suchy V.* Vendian-Cambrian Tidal and Sabkha Facies of the Siberian platform // Facies. – 1992. – V. 27. – pp. 285–294.
80. *Антошкина А.И.* Типизация нижнепалеозойских обломочных карбонатов севера Урала // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Т. 1. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. – С. 25–27.
81. *Деев Е.В., Зольников И.Д., Староверов В.Н.* Отражение быстрых геологических процессов в отложениях и текстурах (на примере разновозрастных комплексов Северной Евразии) // Литосфера. – 2012. – № 6. – С. 14–35.
82. *Yong Il Lee, Jeong Chan Kim.* Storm-influenced siliciclastic and carbonate ramp deposits, the Lower Ordovician Dumugol Formation, South Korea // Sedimentology. – 1992. – V. 39. – № 6. – P. 951–969.
83. *Войновский-Кригер К.Г.* О петельчатой текстуре известняков из ордовика и силура западного склона Полярного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1970. – Т.45. – Вып. 4. – С. 40–45.
84. *Moeller N.K., Kvingan K.* The genesis of nodular limestones in the Ordovician and Silurian of the Oslo region (Norway) // Sedimentology. – 1988. – V. 35. – № 3. – pp. 405–420.
85. *Jenkyns H.C.* Origin of red nodular limestones (Ammonitico rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model // Pelagic Sediments: on Land and under the Sea. IAS Spec. Publ. – 1974. – № 1. – pp. 249–271.
86. *Сандула А.Н.* Известняковые брекчии в каменноугольных отложениях Печорского Урала. – Екатеринбург: УрО РАН, 2008. – 143 с.
87. *Сепкоскилл Дж.* Плоскогалечные конгломераты, штормовые отложения и кембрийская донная фауна // Циклическая и событийная седиментация. – М.: Мир, 1985. – С. 345–357.
88. *Stanistreet I.G., Hughes M.J.* Pseudoconglomerate and are, examination of some paleoenvironmental controversies // Geology. – 1984. – V. 12. – № 12. – pp. 717–719.
89. *Strasser A.* Shallowing - upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains) // Sedimentology. – 1988. – V. 35. – № 3. – pp. 369–383.

90. Burne R.V., Moore L.S. Mikrobiolites: Organosedimentary Deposits of Bentic Microbial Communities // Palaios. – 1987. – № 3. – pp. 241–254.

**GENESIS AND PALEO GEOGRAPHIC CONDITIONS OF FORMATION OF
METABOLITES OF OXFORD (SOUTH-WESTERN CRIMEA)**

Lysenko V.I.

*Lomonosov Moscow State University branch in Sevastopol, Sevastopol, Russian Federation
e-mail: niagara_sev@mail.ru*

The processes of degassing methane from the bowels have a significant time interval and carbonate structures at the bottom of the seas and oceans are monuments of their receipt. Such formations from the Jurassic deposits of the Crimean Mountains were called "oxford methanolites." Their paleofluids contain methane, carbon dioxide, nitrogen, ethane and hydrogen sulfide. Oxford methanolites do not differ in modern carbonate structures at the bottom of the seas and oceans and heraclites in terms of chemical, mineral composition and ICPMS analysis. In the reducing fluid environment, carbonate formation occurred under oxidizing conditions inside the cells or on their surface. Bacteria and archaea of Oxford used abiogenic hydrocarbons with a heavy isotopic composition of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ to create carbonate structures. The results of complex geological studies have proved their related genetic ties with Heraclitus and modern carbonate structures of the seas and oceans. The formation of the carbonate substance of the Oxford methanolites is associated with the processing of products of paleodegassing by a community of bacteria and archaea on the bottom of the Tethys Ocean.

Keywords: methanolites, Oxfordian stage, heraclites, methanotrophic and methanogenic prokaryotes, archaea, fluids, methane, ethane, petroleum products.

Поступила в редакцию 10.11.2019 г.

УДК 528.94(477.75)

**ОЦЕНКА ВЕГЕТАЦИОННОГО ИНДЕКСА NDVI НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА
ФЕДЕРАЛЬНОГО ЗНАЧЕНИЯ СЕВАСТОПОЛЬ В 2017 ГОДУ ПО
РЕЗУЛЬТАТАМ АНАЛИЗА КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ SENTINEL-2***

Табунщик В.А.¹, Горбунов Р.В.², Даниленко А.А.³

¹ ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН»,
г. Севастополь, Российская Федерация,
e-mail: tabunshchik@ya.ru

² ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН»,
г. Севастополь, Российская Федерация,
e-mail: karadag_station@mail.ru

³ Московское представительство ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени
А.О. Ковалевского РАН», г. Москва, Российская Федерация,
e-mail: moscow@ibss-ras.ru

Цель исследования – изучить пространственное распределение значений вегетационного индекса Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) и выявить слабоиспользуемые земли в сельском хозяйстве на территории города федерального значения Севастополь в 2017 году. Для расчетов вегетационного индекса Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) были использованы космические снимки Sentinel-2 с минимальными показателями облачности за период с 16 февраля 2017 года по 29 октября 2017 года. Космические снимки были предварительно обработаны и прошли атмосферную коррекцию. Результаты исследования показывают, что на территории города федерального значения Севастополь в 2017 году средние значения вегетационного индекса Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) колеблются достигают 0,61. Выявлены семь участков сельскохозяйственных земель со средними значениями вегетационного индекса Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) менее 0,2, что свидетельствует о слабом развитии растительности и вовлечении в сельскохозяйственную деятельность.

Ключевые слова: Sentinel; NDVI; Крым; Крымский полуостров; Севастополь; вегетационный индекс.

Введение

В последние годы наблюдается интенсивный рост потребления сельскохозяйственных продуктов в связи с ростом численности населения на планете. В связи с этим необходимо постоянно улучшать эффективность выращивания сельскохозяйственных культур и повышать производительность сельского хозяйства. Для этого необходимо постоянно производить оперативный контроль (часто в режиме «он-лайн») над земельными ресурсами, в том числе сельскохозяйственными землями.

NDVI (Normalized Difference Vegetation Index, нормализованный разностный вегетационный индекс) – простой количественный показатель количества фотосинтетически активной биомассы. Один из самых распространенных и используемых индексов для решения задач, использующих количественные оценки растительного покрова. Для отображения NDVI используется стандартизированная дискретная (беспрерывная градиентная) шкала в диапазоне значений от +1 до -1 (Kriegler et al., 1969; Rouse et al., 1973). Для густой растительности значения NDVI

* Исследование выполнено в рамках темы НИР «Изучение пространственно-временной организации водных и сухопутных экосистем с целью развития системы оперативного мониторинга на основе данных дистанционного зондирования и ГИС-технологий. Регистрационный номер: АААА-А19-119061190081-9».

составляют – 0,7; разреженной растительности – 0,5; открытой почвы – 0,025; воды – (-0,25); искусственных материалов – (-0,5).

Вычисляется по следующей формуле:

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED} \quad (1),$$

где: NIR – отражение в ближней инфракрасной области спектра, RED – отражение в красной области спектра.

По формуле (1), значение каждого пикселя NDVI равно разнице интенсивностей отраженного света в красном и инфракрасном диапазоне, деленной на сумму их интенсивностей.

История использования NDVI берет свое начало с работ Kriegler F. J. с соавторами (Kriegler et al., 1969) и Rouse J. W. с соавторами (Rouse et al., 1973). Активное использование вегетационного индекса NDVI началось в конце 70-х-начале 80-х годов XX века. Существует большое количество работ, посвященных как теории расчета вегетационного индекса NDVI и его производных, так и конкретным практическим примерам его использования. Позднее стали разрабатываться различные модификации вегетационного индекса NDVI. Huete A. R. (Huete, 1988) предлагает использовать вегетационный индекс Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI) в котором вводится поправка на воздействие почвы и позволяет описывать динамические почвенно-растительные системы на основе данных дистанционного зондирования. Qi J. с соавторами (Qi et al., 1994) модернизировали Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI) и разработали вегетационные индексы Modified Soil Adjusted Vegetation Index (MSAVI) и Modified Soil Adjusted Vegetation Index 2 (MSAVI 2) позволяющие учитывать воздействия почвы путем включения поправочного коэффициента почвы L в знаменатель уравнения вегетационного индекса NDVI. Gao B. (Gao, 1996) предложил использовать Normalized Difference Water Index (NDWI), который чувствителен к изменениям содержания жидкой воды в растительных покровах. Однако NDWI менее чувствителен к атмосферным воздействиям, чем NDVI; NDWI менее эффективно справляется с нивелированием фоновых эффектов отражения почвы в отличие от NDVI. Gao B. (Gao, 1996) отмечает, что NDWI следует рассматривать как независимый вегетационный индекс, он дополняет, а не заменяет NDVI.

Aase J.K. и Siddoway F.H. (Aase, Siddoway, 1981) проводили спектральные измерения NDVI в вегетационный период и использовали вегетационный индекс NDVI для прогнозирования урожайности озимой пшеницы в конце вегетационного сезона в штате Монтана (США). Эта работа одной из первых определила высокий потенциал применения вегетационных индексов при изучении сельскохозяйственных культур. В большинстве работ подчеркивается, что использование космических снимков для расчета вегетационных индексов имеет огромные перспективы для мониторинга растительности (Tucker et al., 1983; Norwine, Greeger, 1983; Justice et al., 1986; Justice, Hiernaux, 1986; Hiernaux, Justice, 1986; Lloyd, 1990). Изначально исследование значений индекса NDVI производилось для больших площадных объектов (материков, стран), что в первую очередь было связано с использованием космических снимков низкого разрешения – Townshend J. R. G. и Justice C.O. (Townshend, Justice, 1986), Justice B.O. и Hiernaux P.H.Y. (Justice et al., 1986; Justice, Hiernaux, 1986; Hiernaux, Justice, 1986), Groten S.M. (Groten, 1993) изучали распределение значений NDVI на территории Африки и отдельных стран Африки; Piao S. с соавторами (2003) изучали межгодовые вариации NDVI в Китае с 1982 по 1999 год; Valor E. и Caselles V. (Valor, Caselles, 1996) изучали значения NDVI для Европы, Африки и Южной Америки; Gong D.-Y. и Shi P.-J. (Gong, Shi, 1993) анализировали связь изменения значений NDVI и изменения климата в

пределах Евразии и др. Следует отметить что на современном этапе эти исследования не прекратились – а расширились, за счет включения ранее не исследованных или слабо исследованных территорий (Slayback et al., 2003; Cohen, Shoshany, 2002; Douglas Ramsey et al., 1995; Escuin et al., 2008).

Однако в последние годы наблюдается тенденция применения в исследованиях космических снимков высокого разрешения – Loveland T. R. с соавторами (Loveland et al., 2000) производили разработку глобальной базы данных характеристик почвенно-растительного покрова с покрытием 1 км; Wilson E.H. и Sader S.A. (Wilson, Sader, 2002) применяли изучение NDVI для определения лесозаготовок и изменения лесной древесной растительности; Li Z. и Fox J.M. (Li, Fox, 2012) использовали NDVI для картирования роста каучуковых деревьев в материковой части Юго-Восточной Азии; Wang Q. с соавторами (Wang et al., 2004) изучения лесов в Финляндии и др. При этом растет число публикаций, в которых авторы используют для расчетов NDVI данные спутников Landsat и Sentinel (Piedelobo et al., 2019; Onojeghuo et al., 2017; Mallinis et al., 2017; Weber et al., 2018; Urban et al., 2018; Teltscher et al., 2018; Teodoro, Amaral, 2019; Abd-Alwahab, Ghazal, 2019; Bezerra et al., 2018). Стоит так же отметить, что по данным реферативной базы Scopus лидирующие позиции в области изучения вегетационного индекса NDVI уверенно занимают китайские и американские исследователи, т.к. с Китаем и США аффилировано более 3000 работ различных исследователей. Сейчас ведущими научными организациями в этой сфере выступают Chinese Academy of Sciences, Beijing Normal University, University of Chinese Academy of Sciences, Ministry of Education China, NASA Goddard Space Flight Center.

В России первые работы по применению вегетационного индекса NDVI, как следует из поиска по научной электронной библиотеки, стали появляться в 90-х годах XX века (Антоновский и др., 1992; Антоновский и др., 1993; Байкалова и др., 1998; Харин, Грингоф, 2002), однако пик их пришелся на начало XXI века (Гунин и др., 2004; Рулев и др., 2016; Черепанов и др., 2009; Черепанова, Девятков, 2008; Пахучий, Пахучая, 2014; Братков и др., 2016; Шевела, Погорелов и др., 2010; Савин и др., 2015; Терехин и др., 2015; Табунщик и др., 2018), что связано с массовым развитием сети Интернет, доступом к персональным компьютерам и активным внедрением дистанционных, геоинформационных и космических методов исследования территорий и акваторий.

Изучение литературных данных показывает, что на сегодняшний день Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) является самым распространенным среди вегетационных индексов, которые используются для расчетов и анализа состояния растений и культур в сельском хозяйстве.

Материалы и методы

Для расчета NDVI на территории города федерального значения Севастополь были использованы космические снимки Sentinel-2 (Copernicus Open..., 2019).

Общая методика исследования состоит в выполнении следующего алгоритма:

1. На сайте программы «Коперник» («Copernicus») выбираются космические снимки, покрывающие территорию города федерального значения Севастополь за выбранный период. Производится автоматическая загрузка многоканальных космических снимков.

Как отмечается в (Copernicus Open..., 2019), «Коперник» («Copernicus») – это программа Европейского Союза по наблюдению Земли, направленная на изучение нашей планеты и ее окружающей среды в интересах всех граждан. Она предлагает информационные услуги, основанные на спутниковых наблюдениях Земли и некосмических данных *in situ*. Программа координируется и управляется Европейской

комиссией. Она осуществляется в партнерстве с государствами-членами Европейского Союза, Европейским космическим агентством (ЕКА), Европейской организацией по эксплуатации метеорологических спутников (EUMETSAT), Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), агентствами ЕС и Mercator Océan. Предоставляемые данные и информационные услуги являются свободно и открыто доступными для их пользователей сети Интернет.

Территория города федерального значения Севастополь находится в пределах квадрата T36TWQ, на сайте центра открытых данных программы «Коперник» – Copernicus Open Access Hub (Copernicus Open..., 2019). В пределах квадрата T36TWQ попадают как полные космические снимки, покрывающие всю территорию и акваторию квадрата, так и не полные, охватывающие значительную часть акватории Черного моря, и только малую часть территории Крымского полуострова. Так как для расчетов NDVI необходимо покрытие на всю территорию города федерального значения Севастополь были использованы только полные квадраты.

В виду того что космические снимки могут иметь перекрытие облаками на этом этапе производится отсеивание космических снимков с высокой долей данного показателя. Так в январе 2017 года не было космических снимков, позволяющих производить расчеты, в феврале были выбраны 2 космических снимка за 16 февраля (доля облачности 2%) и 26 февраля (доля облачности 52%), в марте был выбран один космический снимок за 28 марта (доля облачности 1%), в апреле – один космический снимок за 27 апреля (доля облачности 2%), в мае – один космический снимок за 17 мая (доля облачности 10%), в июне – три космических снимка за 6 июня (доля облачности 8%), 16 июня (доля облачности 20%) и 26 июня (доля облачности 6%), в июле – пять космических снимков за 01 июля (доля облачности 0%), 06 июля (доля облачности 5%), 16 июля (доля облачности 23%), 26 июля (доля облачности 1%) и 31 июля (доля облачности 0%), в августе – три космических снимка за 05 августа (доля облачности 0%), 20 августа (доля облачности 1%) и 25 августа (доля облачности 3%), в сентябре – четыре космических снимка за 9 сентября (доля облачности 0%), 14 сентября (доля облачности 0%), 19 сентября (доля облачности 3%) и 24 сентября (доля облачности 2%), в октябре – два космических снимка за 04 октября (доля облачности 4%) и 29 октября (доля облачности 10%). Космические снимки за ноябрь и декабрь не учитывались в виду невозможности производить по ним расчёты. Увеличение числа снимков во второй половине 2017 года связано с вводом в эксплуатацию второго спутника Sentinel-2 – Sentinel -2B.

Использование и не использование космических снимков с примерно с одинаковой долей облачности может так же быть связано с географическим распределением поля облачности. Так на ряде снимков облачность может достигать примерно 50%, но ее географическое распределение характеризуется акваторией Черного моря в пределах квадрата съемки, и такие космические снимки могут быть использованы в работе. Чего не скажешь про космические снимки с долей облачности около 50% но локализованной над территорией Крымского полуострова в пределах квадрата съемки. Одновременно с этим следует сделать оговорку – часть космических снимков с высокой облачностью может быть полезна для исследования локальных участков на территории города федерального значения Севастополь. Снимки со значением доли облачности более 20% в большей степени использовались для локального анализа и расчетов.

2. Полученные архивы многоканальных космических снимков подгружаются в программный комплекс Quantum GIS. В программном комплексе Quantum GIS с использованием модуля «Semi-Automatic Classification Plugin for QGIS» производится атмосферная коррекция космических снимков уровня «MSIL1C» с использованием «Apply DOS1 atmospheric correction».

3. В программном комплексе Quantum GIS производится расчет NDVI по формуле (1) в программном комплексе Quantum GIS с использованием модуля «Калькулятор растров».

4. В программном комплексе Quantum GIS производится обработка полученных значений NDVI и макетирование карт распределения NDVI за рассматриваемый период.

Результаты и обсуждение

В результате по формуле (1) были рассчитаны значения NDVI для территории города федерального значения Севастополь, представленные в таблице 1 на рисунках 1–4.

Таблица 1.

Значение вегетационного индекса NDVI на территории города федерального значения Севастополь

Дата	Значение NDVI					
	Среднее	Медиана	Стандартное отклонение	Минимум	Максимум	Амплитуда
2017.02.16	0,27	0,27	0,13	-0,54	0,88	1,42
2017.02.26	0,32	0,33	0,11	-0,62	1,00	1,62
2017.03.28	0,35	0,37	0,13	-0,58	1,00	1,58
2017.04.27	0,48	0,51	0,16	-0,56	0,94	1,50
2017.05.17	0,39	0,40	0,16	-0,24	0,77	1,01
2017.06.06	0,58	0,60	0,22	-0,62	1,00	1,62
2017.06.16	0,57	0,59	0,23	-0,71	1,00	1,71
2017.06.26	0,56	0,58	0,23	-0,59	1,00	1,59
2017.07.01	0,61	0,61	0,22	-0,46	0,94	1,40
2017.07.06.	0,51	0,50	0,23	-0,44	0,91	1,35
2017.07.16	0,57	0,56	0,24	-0,49	1,00	1,49
2017.07.26	0,56	0,55	0,23	-0,40	0,93	1,33
2017.07.31	0,54	0,52	0,24	-0,41	0,97	1,38
2017.08.05	0,55	0,53	0,24	-0,48	1,00	1,48
2017.08.20	0,52	0,50	0,23	-0,41	0,90	1,31
2017.08.25	0,50	0,48	0,23	-0,61	0,98	1,59
2017.09.09.	0,53	0,52	0,23	-0,45	0,92	1,36
2017.09.14	0,52	0,50	0,23	-0,47	1,00	1,47
2017.09.19	0,48	0,46	0,23	-0,51	0,89	1,41
2017.09.24	0,48	0,46	0,23	-0,58	0,89	1,46
2017.10.04	0,49	0,47	0,22	-0,47	1,00	1,47
2017.10.19	0,38	0,38	0,24	-0,49	1,00	1,49
2017.10.29	0,38	0,39	0,16	-0,55	1,00	1,55

Наличие отрицательных значений NDVI во всех рассматриваемых датах объясняется тем, что на территории города федерального значения Севастополь расположено крупное Чернореченское водохранилище, а также возможно попадание пикселей с акватории Черного моря. В работах (Kriegler et al., 1969; Rouse et al., 1973) подчеркивается, что для водных поверхностей значения NDVI принимают отрицательные значения. Наличие максимальных значений равных единице или близких к единице объясняется наличием больших массивов лесной растительности на юго-востоке, где и локализованы пиксели с этими значениями.

В целом для оценки удобнее использовать и анализировать средние показатели значений NDVI. Как показано в работе (Табунщик и др., 2018) средние значения NDVI по всей рассматриваемой территории равны или отличаются в пределах 1% от средних значений NDVI только положительной части диапазона значений NDVI.

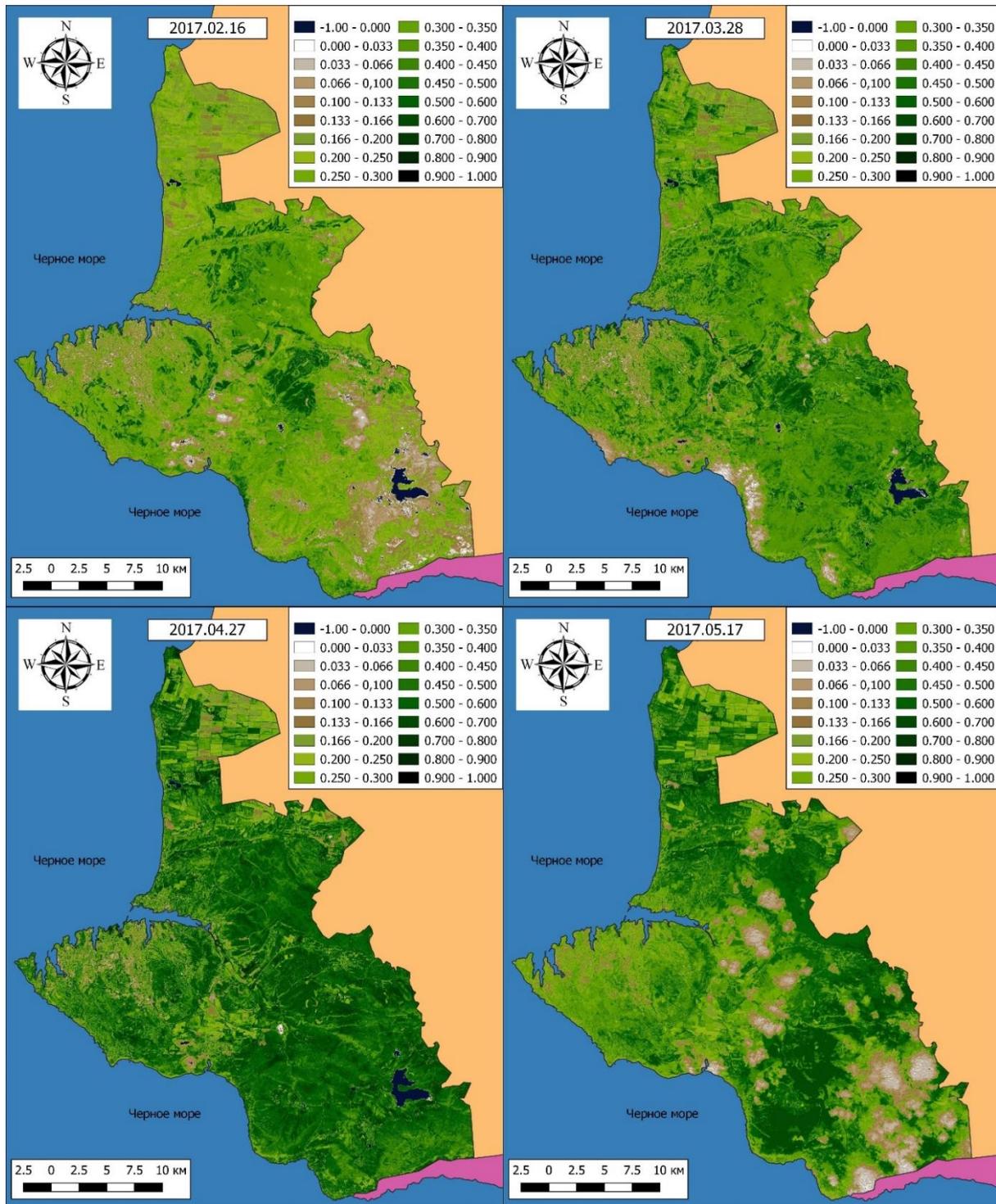


Рис. 1. Значения NDVI на территории город федерального значения Севастополь за 16 февраля 2017 года, 28 марта 2017 года, 27 апреля 2017 года и 17 мая 2017 года

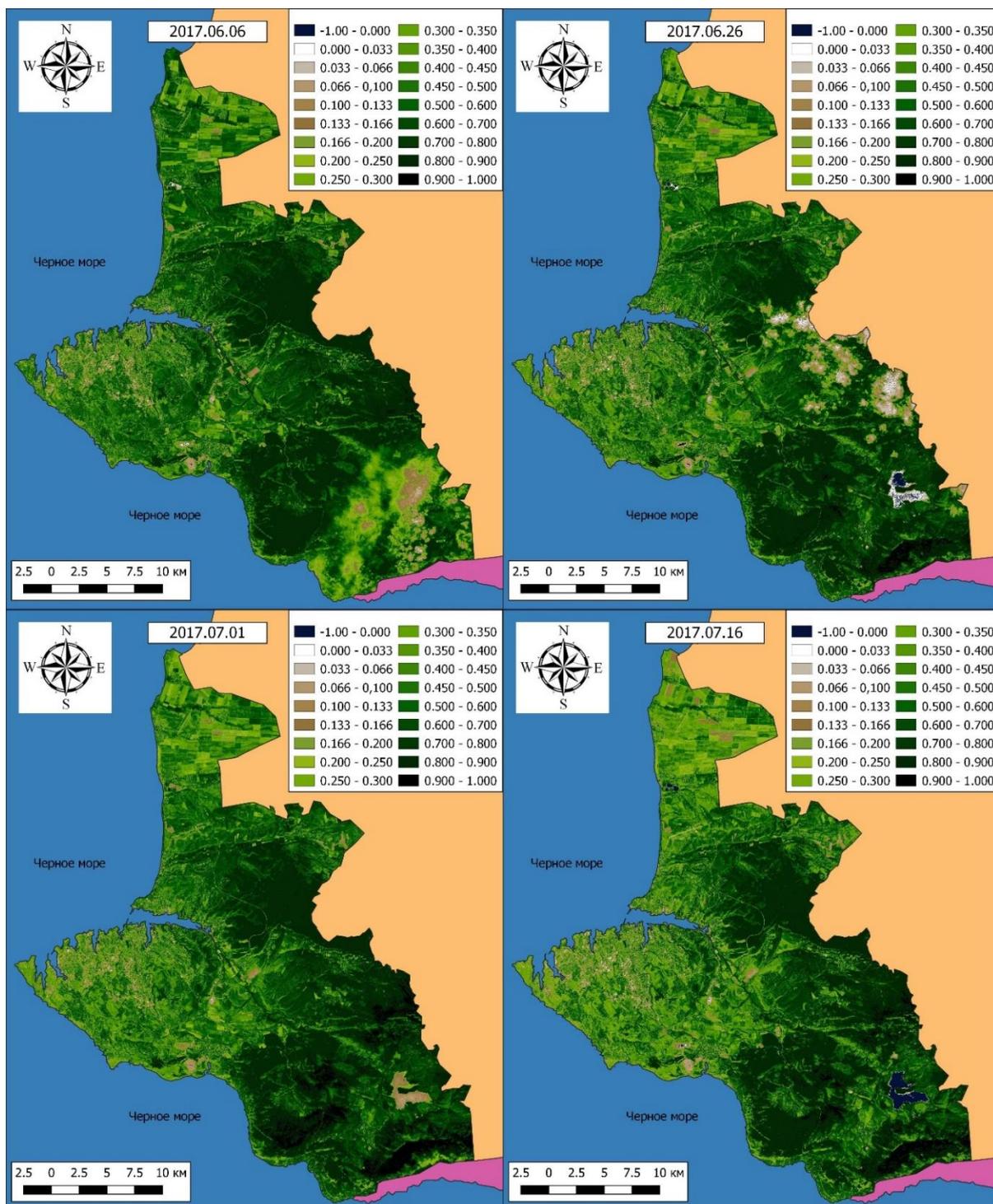


Рис. 2. Значения NDVI на территории город федерального значения Севастополь за 06 июня 2017 года, 26 июня 2017 года, 01 июля 2017 года и 16 июля 2017 года

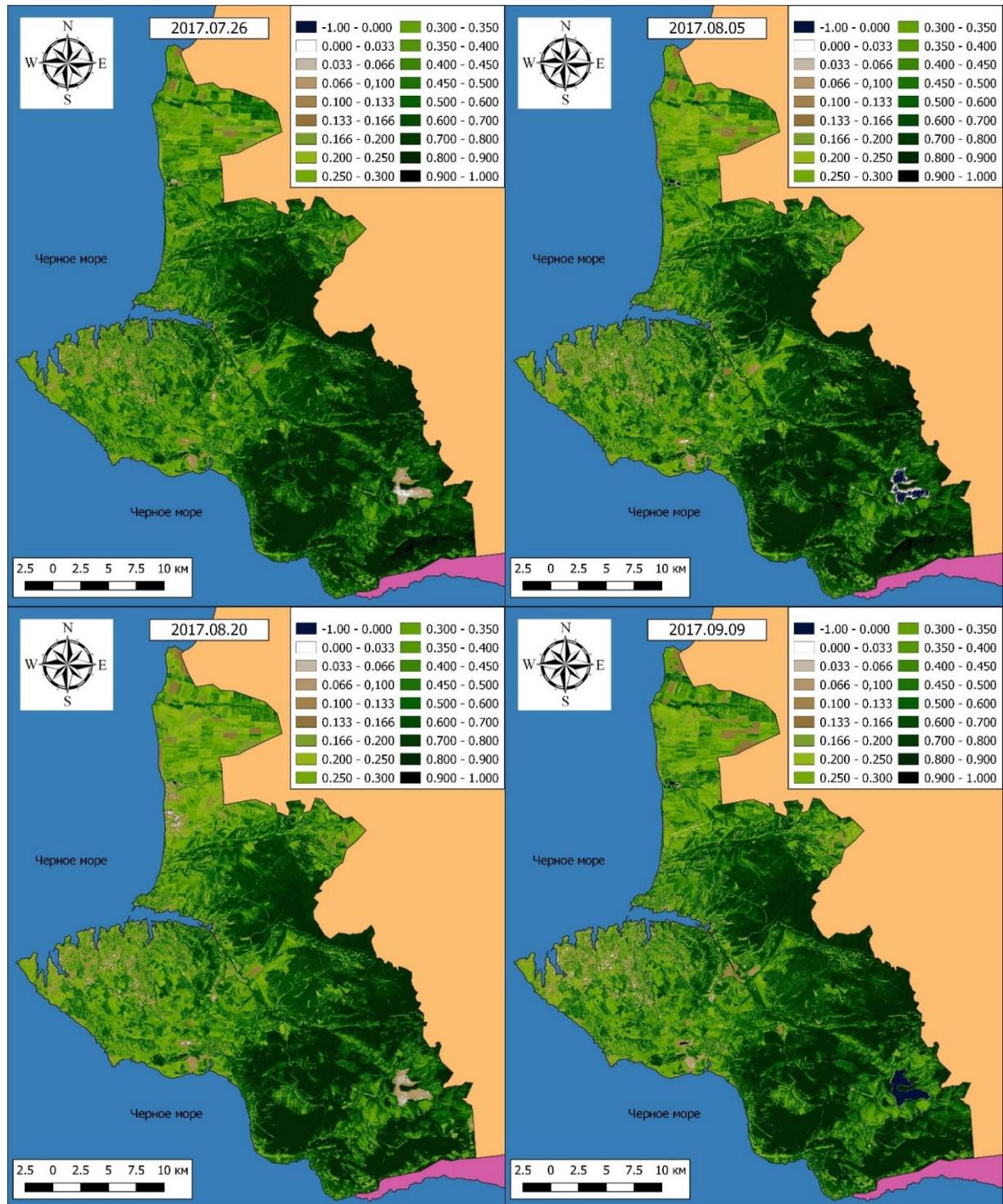


Рис. 3. Значения NDVI на территории город федерального значения Севастополь за 07 июля 2017 года, 05 августа 2017 года, 20 августа 2017 года и 09 сентября 2017 года

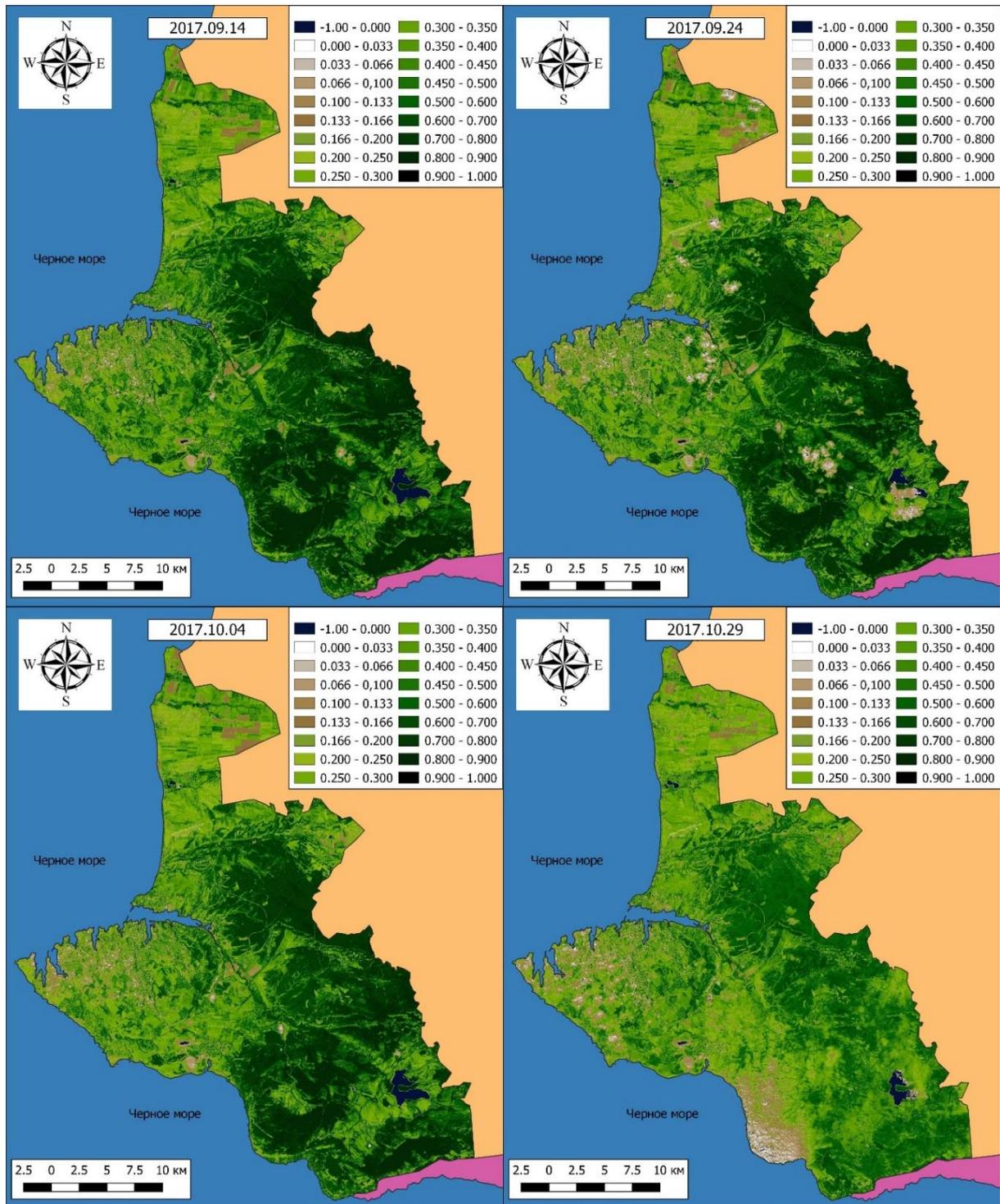


Рис. 4. Значения NDVI на территории город федерального значения Севастополь за 14 сентября 2017 года, 24 сентября 2017 года, 04 октября 2017 года и 29 октября 2017 года

Для территории города федерального значения Севастополь установлено что минимальные средние значения NDVI в 2017 году приходятся на февраль и октябрь и составляют 0,3–0,4.

Одновременно с этим нужно сказать, что небольшие значения, выделяющиеся из общего ряда, для мая и частично июня, июля и августа объясняется присутствием облачности на космических снимках. Если для июня, июля и августа 2017 года представляется возможным использовать соседние даты для построения целостной картины распределения значений NDVI, то для мая имеется единичный снимок, частично удовлетворяющий условиям исследования.

Однако для анализа неиспользуемых земель эти космические снимки представляют ценность. Максимальными средними значениями NDVI характеризуются летние месяцы 2017 года, особенно июль, где максимальный средний показатель значений NDVI достигает 0,61. Равенство средних значений и медианы выборки значений NDVI свидетельствует о нормальном распределении выборки. По сравнению с ранее проведенными исследованиями (Табунщик и др., 2018), территория города федерального значения Севастополь характеризуется довольно высокими минимальными и максимальными показателями значений NDVI, что связано в первую очередь с наличием территорий покрытых лесной растительностью.

Пространственное распределение значений NDVI на территории города федерального значения Севастополь неоднородно. Стабильно высокими значениями NDVI в течении всего рассматриваемого периода характеризуется юго-восточная часть, где произрастает большое количество древесной многолетней растительности.

Территория Гераклейского полуострова, занятая городской застройкой и другие населенные пункты, учитывая их внутреннюю планировочную организацию в целом обладают низкими значениями NDVI. На северо-западе, где сосредоточены основные сельскохозяйственные земли, наблюдается высокие показатели значений NDVI, однако они напрямую зависят от характера возделываемых сельскохозяйственных культур.

Для анализа неиспользуемых земель на территории города федерального значения Севастополь с помощью космических снимков и полевого картирования определены границы земельных участков, занимаемые различными сельскохозяйственными культурами. Выявление неиспользуемых земель строилось исходя из предположения что значения NDVI для таких участков должны быть менее 0,2, что свидетельствует об отсутствии растительности или ее крайне слабом, угнетенном развитии. Учитывая большой объем информации, полученный при расчетах значений NDVI, визуальный ручной анализ занимает большое количество времени и слабо подходит для этих целей. Решение этой задачи выполнялось с использованием запросов к базе данных. Для этого для каждого участка были получены средние значения NDVI для каждой из рассматриваемой дат. Путем задания запросов были выбраны участки где в течении рассматриваемого периода значения NDVI менее 0,2. Всего было обнаружено семь таких участков (в районе населённых пунктов Солнечное и Пироговка). Колебания значений NDVI в пределах 0,1-0,2 в большей мере свидетельствуют о сильно угнетенном состоянии растительности, нежели о ее отсутствии.

Представляет собой интерес распределения значений NDVI по ландшафтным уровням на территории города федерального значения Севастополь. Рассмотрим распределение NDVI по ландшафтным уровням Крымского полуострова в трактовке Г.Е. Гришанкова, в пределах города федерального значения Севастополь (рис. 5).

Как видно из рисунка 5 наибольшими средними значениями обладает среднегорный ландшафтный уровень, а наименьшими – гидроморфный ландшафтный уровень. Как показано в работе А.С. Рулева с соавторами (Рулев и др., 2016), NDVI тесным образом связан с продуктивностью и эти два показателя имеют высокую корреляционную связь.

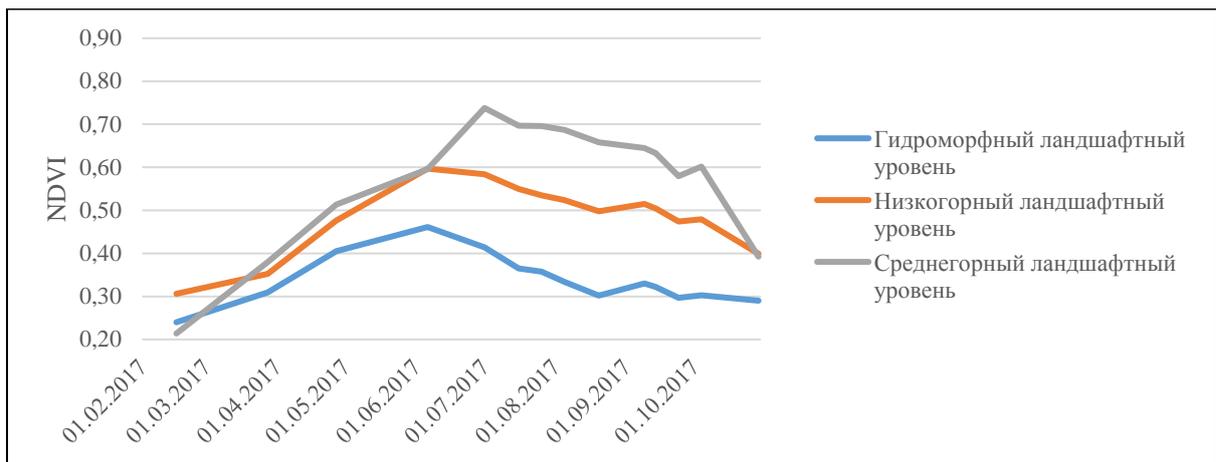


Рис. 5. Распределение значений NDVI в пределах ландшафтных уровней Крымского полуострова в пределах территории города федерального значения Севастополь

Поэтому можно утверждать, что в пределах территории города федерального значения Севастополь среднегорный ландшафтный уровень обладает большей продуктивностью, чем низкогорный и плакорный. Косвенно этому находится подтверждение в том, что гидроморфный ландшафтный уровень наиболее сильно преобразован хозяйственной деятельностью, а среднегорный ландшафтный уровень – наименее. К тому же среднегорный ландшафтный уровень наиболее сильно облесен. Дополнительно, можно утверждать, что ландшафты гидроморфного ландшафтного уровня потеряли часть своей продуктивности из-за хозяйственного освоения.

Выводы

Территория города федерального значения Севастополь имеет довольно сложную структуру землепользования, в которой отсутствуют территории под зерновые культуры. Сельскохозяйственные земли в основном представлены в северо-западной части города федерального значения Севастополь и вдоль долин крупных рек. Исследование значений NDVI показало, что практически все сельскохозяйственные земли на территории города федерального значения Севастополь активно используются. Максимальные значения NDVI достигаются на юго-востоке города федерального значения Севастополь где произрастают леса, минимальные – в пределах населенных пунктов.

Список литературы

1. Антоновский М.Я., Бухитабер В.М., Векслер Л.С. Применение многомерного статистического анализа для обнаружения структурных изменений во временных рядах данных экологических наблюдений // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – 1993. – Т. 15. – С. 193–213.
2. Антоновский М.Я., Бухитабер В.М., Векслер Л.С., Малингро Ж.П. Статистический анализ данных по глобальному индексу вегетации // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – 1992. – Т. 14. – С. 153–172.
3. Байкалова Т.В., Евтюшкин А.В., Жилин С.И., Юшаков В.Н. Мониторинг состояния земных покровов Алтая по данным ИСЗ "NOAA" // Известия Алтайского государственного университета. – 1998. – № 1 (5). – С. 49–52.
4. Братков В.В., Кравченко И.В., Туаев Г.А., Атаев З.В., Абдулжалимов А.А. Применение вегетационных индексов для картографирования ландшафтов Большого

- Кавказа // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. – 2016. – Т. 10. – № 4. – С. 97–111.
5. Гунин П.Д., Золотокрылин А.И., Виноградова В.В., Бажга С.Н. Динамика состояния растительного покрова южной Монголии по данным NDVI // Аридные экосистемы. – 2004. – Т. 10. – № 24–25. – С. 29–35.
 6. Пахучий В.В., Пахучая Л.М. Опыт использования вегетационных индексов при комплексных исследованиях на объектах гидроресомелиорации // Вестник Поволжского государственного технологического университета. Сер.: Лес. Экология. Природопользование. – 2014. – № 1 (21). – С. 33–41.
 7. Рулев А.С., Канищев С.Н., Шинкаренко С.С. Анализ сезонной динамики NDVI естественной растительности Заволжья Волгоградской области // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2016. – Т. 13. – № 4. – С. 113–123.
 8. Савин Ю.И., Танов Э.Р., Харзинов С. Использование вегетационного индекса NDVI для оценки качества почв пашни (на примере Баксанского района Кабардино-Балкарии) // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. – 2015. – Вып. 77. – С. 51–65.
 9. Табуницкий В.А., Петлюкова Е.А., Хитрин М.О. Применение спутниковых снимков Sentinel-2 для анализа земель используемых в сельском хозяйстве (на примере Раздольненского района Республики Крым) // Труды Карадагской научной станции им. Т.И. Вяземского - природного заповедника РАН. – 2018. – № 1 (5). – С. 43–57.
 10. Терехин Э.А. Оценка сезонных значений вегетационного индекса (NDVI) для детектирования и анализа состояния посевов сельскохозяйственных культур // Исследование Земли из космоса. – 2015. – № 1. – С. 23–31.
 11. Харин Н.Г., Грингоф И.Г. Концептуальный подход к использованию вегетационного индекса для оценки деградации засушливых земель // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 7. – С. 83–93.
 12. Черепанов А.С., Дружинина Е.Г. Спектральные свойства растительности и вегетационные индексы // Геоматика. – 2009. – № 3. – С. 28–32.
 13. Черепанова Е.С., Девятков С.Ю. Использование индекса растительности (NDVI) как метода контроля за состоянием лесных ресурсов Пермского края // Геоинформационное обеспечение пространственного развития Пермского края. – Пермь: Пермский государственный университет, 2008. – С. 155–166.
 14. Шевела С.Ю., Погорелов А.В. Вегетационный индекс NDVI как индикатор ландшафтов Краснодарского края // Географические исследования Краснодарского края. – 2010. – Выпуск 5. – С. 262–268.
 15. Aase J.K., Siddoway F.H. Assessing winter wheat dry matter production via spectral reflectance measurements // Remote Sensing of Environment. – 1981. – V. 11. – № С. – pp. 267–277.
 16. Abd-Alwahab N.S., Ghazal N.K. Change Detection between Landsat 8 images and Sentinel-2 images // Iraqi Journal of Science. – 2019. – V. 60. – № 8. – pp. 1868–1876.
 17. Bezerra U.A., Oliveira L.M.M., Candeias A.L.B., Silva B.B., Leite A.C.L.S., Silva L.T.M.S. Comparison of the normalized difference vegetation index (NDVI) between the sensors landsat satellite-8 and msi-sentinel-2 satellite in semi-arid region // Anuario do Instituto de Geociencias. – 2018. – V. 41. – № 3. – pp. 167–177.
 18. Cohen Y., Shoshany M. A national knowledge-based crop recognition in Mediterranean environment // ITC Journal. – 2002. – V. 2002. – № 4. – pp. 75–87.
 19. Copernicus Open Access Hub [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home> (дата обращения 02.09.2019).

20. *Douglas Ramsey R., Falconer A., Jensen J.R.* The relationship between NOAA-AVHRR NDVI and ecoregions in Utah // *Remote Sensing of Environment*. – 1995. – V. 53. – № 3. – pp. 188–198.
21. *Escuin S., Navarro R., Fernández P.* Fire severity assessment by using NBR (Normalized Burn Ratio) and NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) derived from LANDSAT TM/ETM images // *International Journal of Remote Sensing*. – 2008. – V. 29. – № 4. – pp. 1053–1073.
22. *Gao B.* NDWI - A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space // *Remote Sensing of Environment*. – 1996. – V. 58. – № 3. – pp. 257–266.
23. *Gong D., Shi P.* Northern hemispheric NDVI variations associated with large-scale climate indices in spring // *International Journal of Remote Sensing*. – 1993. – V. 24. – № 12. – pp. 2559–2566.
24. *Groten S.M.* NDVI-crop monitoring and early yield assessment of Burkina Faso // *International Journal of Remote Sensing*. – 1993. – vol. 14. – № 8. – pp. 1495–1515.
25. *Hiernaux P.H.Y., Justice C.O.* Suivi du développement végétal au cours de l'été 1984 dans le Sahel Malien // *International Journal of Remote Sensing*. – 1986. – V. 7. – № 11. – pp. 1515–1531.
26. *Huete A. R.* A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI) // *Remote Sensing of Environment*. – 1988. – vol. 25. – pp. 295–309.
27. *Justice B.O., Hiernaux P.H.Y.* Monitoring the grasslands of the sahel using NOAA AVHRR data: Niger 1983 // *International Journal of Remote Sensing*. – 1986. – V. 7. – № 11. – pp. 1475–1497.
28. *Justice B.O., Holben B.N., Gwynne M.D.* Monitoring east african vegetation using AVHRR data // *International Journal of Remote Sensing*. – 1986. – V. 7. – № 11. – pp. 1453–1474.
29. *Kriegler F. J., Malila W. A., Nalepka R. F., Richardson W.* Preprocessing transformations and their effects on multispectral recognition // *Proceedings of the Sixth International Symposium on Remote Sensing of Environment*. – Ann Arbor: University of Michigan, 1969. – pp. 97–131.
30. *Li Z., Fox J.M.* Mapping rubber tree growth in mainland Southeast Asia using time-series MODIS 250 m NDVI and statistical data // *Applied Geography*. – 2012. – V. 32. – № 2. – pp. 420–432.
31. *Lloyd D.* A phenological classification of terrestrial vegetation cover using shortwave vegetation index imagery // *International Journal of Remote Sensing*. – 1990. – V. 11 (12). pp. 2269–2279. – doi:10.1080/01431169008955174
32. *Loveland T. R., Reed B. C., Brown J. F., Ohlen D. O., Zhu Z., Yang L., Merchant J. W.* Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data // *International Journal of Remote Sensing*. – 2000. – V. 21 (6–7). – pp. 1303–1330. – doi:10.1080/014311600210191
33. *Mallinis G., Mitsopoulos I., Chrysafi I.* Evaluating and comparing Sentinel 2A and Landsat-8 Operational Land Imager (OLI) spectral indices for estimating fire severity in a Mediterranean pine ecosystem of Greece // *GIScience & Remote Sensing*. – 2017. – V. 55(1). – pp. 1–18. – doi:10.1080/15481603.2017.1354803
34. *Norwine J., Greeger D. H.* Vegetation classification based on advanced very high resolution radiometer (AVHRR) satellite imagery // *Remote Sensing of Environment*. – 1983. – V. 13(1). – pp. 69–87. – doi:10.1016/0034-4257(83)90028-7
35. *Onojeghuo A.O., Blackburn G.A., Wang Q., Atkinson P.M., Kindred D., Miao Y.* Mapping paddy rice fields by applying machine learning algorithms to multi-temporal Sentinel-1A and Landsat data // *International Journal of Remote Sensing*. – 2017. – V. 39 (4). – pp. 1042–1067. – doi:10.1080/01431161.2017.1395969

36. Piao S., Fang J., Zhou L., Guo Q., Henderson M., Ji W., Li Y., Tao S. Interannual variations of monthly and seasonal normalized difference vegetation index (NDVI) in China from 1982 to 1999 // *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*. – 2003. – V. 108. – № 14. – pp. ACL 1–1 - ACL 1–13.
37. Piedelobo L., Hernández-López D., Ballesteros R., Chakhar A., Del Pozo S., González-Aguilera D., Moreno M. A. Scalable pixel-based crop classification combining Sentinel-2 and Landsat-8 data time series: Case study of the Duero river basin // *Agricultural Systems*. – 2019. – V. 171. – pp. 36–50. – doi:10.1016/j.agsy.2019.01.005
38. Qi J., Chehbouni A., Huete A.R., Kerr Y.H., Sorooshian S.A Modified Soil Adjusted Vegetation Index // *Remote Sensing Of Environment*. 1994. – V. 48 (2). – pp. 119–126. – doi:10.1016/0034-4257(94)90134-1
39. Rouse J.W., Haas R.H., Schell J.A., Deering D.W. Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS // *Third ERTS Symposium, NASA SP-351*. – 1973. – V. 1. – pp. 309–317.
40. Slayback D.A., Pinzon J.E., Los S.O., Tucker C.J. Northern hemisphere photosynthetic trends 1982–99 // *Global Change Biology*. – 2003. – V. 9. – № 1. – pp. 1–15.
41. Teltscher K., Fassnacht F.E. Using multispectral Landsat and Sentinel-2 satellite data to investigate vegetation change at Mount St. Helens since the great volcanic eruption in 1980 // *Journal of Mountain Science*. – 2018. – V. 15 (9). – pp. 1851–1867. – doi:10.1007/s11629-018-4869-6
42. Teodoro A., Amaral A. A statistical and spatial analysis of portuguese forest fires in summer 2016 considering landsat 8 and sentinel 2A data // *Environments – MDPI*. – 2019. – V. 6. – № 3. – P. 36.
43. Townshend J.R.G., Justice C.O. Analysis of the dynamics of african vegetation using the normalized difference vegetation index // *International Journal of Remote Sensing*. – 1986. – V. 7. – № 11. – pp. 1435–1445.
44. Tucker C., Vanpraet C., Boerwinkel E., Gaston A. Satellite remote sensing of total dry matter production in the Senegalese Sahel // *Remote Sensing of Environment*. – 1983. – V.13(6). – pp. 461–474. – doi:10.1016/0034-4257(83)90053-6.
45. Urban M., Berger C., Mudau T., Heckel K., Truckenbrodt J., Onyango Odipo V., Schmullius C. Surface Moisture and Vegetation Cover Analysis for Drought Monitoring in the Southern Kruger National Park Using Sentinel-1, Sentinel-2, and Landsat-8 // *Remote Sensing*. – 2018. – V. 10 (9). – pp. 1482. – doi:10.3390/rs10091482
46. Valor E., Caselles V. Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American areas // *Remote Sensing of Environment*. – 1996. – V. 57. – № 3. – pp. 167–184.
47. Wang Q., Tenhunen J., Dinh N.Q., Reichstein M., Vesala T., Keronen P. Similarities in ground- and satellite-based NDVI time series and their relationship to physiological activity of a Scots pine forest in Finland // *Remote Sensing of Environment*. – 2004. – V. 93. – № 1–2. – pp. 225–237.
48. Weber D., Schaepman-Strub G., Ecker, K. Predicting habitat quality of protected dry grasslands using Landsat NDVI phenology // *Ecological Indicators*. – 2018. – V. 91. – pp. 447–460. – doi:10.1016/j.ecolind.2018.03.081
49. Wilson E.H., Sader S.A. Detection of forest harvest type using multiple dates of Landsat TM imagery // *Remote Sensing of Environment*. – 2002. – V. 80(3). – pp. 385–396. – doi:10.1016/s0034-4257(01)00318-2

**EVALUATION OF NORMALIZED DIFFERENCE VEGETATION INDEX (NDVI)
IN 2017 ACCORDING TO THE ANALYSIS OF SPACE IMAGERY SENTINEL-2
IN SEVASTOPOL**

Tabunshchik V.A.¹, Gorbunov R.V.², Danilenko A.A.³

¹ A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol, Russian Federation,
e-mail: tabunshchik@ya.ru

² A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol, Russian Federation,
e-mail: karadag_station@mail.ru

³ Moscow representative office A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS,
Moscow, Russian Federation,
e-mail: moscow@ibss-ras.ru

In this article the spatial distribution of the values of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) on the territory of Sevastopol in 2017 was determined and underutilized lands in agriculture on the territory of Sevastopol in 2017 was identified. Sentinel-2 satellite images with minimal cloud cover for the period from February 16, 2017 to October 29, 2017 were used to calculate Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). The satellite images were pre-processed and underwent atmospheric correction. The results of the study show that in the territory of the Federal city of Sevastopol in 2017, the average values Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) fluctuate reach 0.61. Seven plots of agricultural land were identified with average values of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) less than 0.2, which indicates a weak vegetation development and involvement in agricultural activities.

Keywords: Sentinel; NDVI; Crimea; Crimean Peninsula; Sevastopol; vegetation index.

Поступила в редакцию 9.11.2019 г.

УДК 551.4.58.009

ВЫЯВЛЕНИЕ ГЕОМОРФОТОПА РЕЛИКТОВЫХ ЭНДЕМИКОВ ФЛОРЫ ГОРНОГО КРЫМА*

Никифоров А.Р.¹, Никифорова А.А.²

¹ФГБУН «Ордена Трудового Красного Знамени Никитский ботанический сад – Национальный научный центр РАН», пгт.Никита, г.Ялта, Российская Федерация,
e-mail: danghoi110@gmail.com

²ТА ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского»,
г. Симферополь, Российская Федерация,
e-mail: nik.a.815@mail.ru

Целью данного исследования является выявление геоморфологических условий местообитания реликтовых эндемиков флоры Горного Крыма, способствующих поддержанию и сохранению защитных (рефугиумных) функций рельефа. Гетерогенность геоморфологических структур склонов, а также присущие им азональные ландшафты изучены слабо. До сих пор не исследовались причины своеобразия экологической среды, приуроченность некоторых редких видов к конкретным микроформам рельефа. Изучение этого феномена имеет значение для геоморфологии, палеогеографии, фитоценологии, разработок мероприятий по охране редких видов (реликтов, эндемиков, реликтовых эндемиков) и т.п. Объекты исследования – реликтовые эндемики флоры верхнего пояса Горного Крыма: *Heracleum ligusticifolium* M. Bieb. (*Apiaceae*), *Lagoseris callicephala* Juz. (*Asteraceae*), *Lamium glaberrimum* (K. Koch) Taliev (*Lamiaceae*), *Scrophularia exilis* Popl. (*Scrophylariaceae*), *Sobolewsia sibirica* (Willd.) P.W. Ball (*Brassicaceae*), *Silene jailensis* N.I. Rubtzov (*Caryophyllaceae*). Были выявлены признаки растений, способы возобновления и структура популяций, местообитания и среда их развития: денудационные поверхности, коры выветривания, субстраты.

Ключевые слова: Крымский полуостров; склоны; ландшафт; реликт; эндемик; реликтовый эндемик.

Введение

Разного рода вертикальные и субгоризонтальные неровности рельефа в геоморфологии определяют как склоны (Леонтьев, 1979). Склоном называют наклоненный участок земной поверхности, крутизна которого достаточна для того, чтобы определить путь развития данной формы рельефа как единого геоморфологического комплекса на всей его площади (Леонтьев, 1979).

Склоны имеют разное происхождение и строение. Закономерное развитие склона под воздействием конкретного фактора, действие которого обусловлено наличием наклона поверхности, рассматривается как склоновый процесс (Леонтьев, 1979). При различных условиях, данные процессы приводят к разрушению горной породы, формированию, перемещению, накоплению продуктов выветривания. В результате на склонах происходит образование как выработанных, так и аккумулятивных форм рельефа (Динамическая геоморфология, 1992)

Горный Крым представляет собой небольшую, но своеобразную по происхождению, истории формирования, геологическому строению, сочетанию геоморфологических процессов и форм рельефа горную страну – Крымский мегантиклинорий, формирование которого началось в мезозое и продолжается по настоящее время (Муратов, 1960). Отличительными особенностями крымских гор является их низкие высоты (высшая точка гора Роман-Кош 1545 м н. у. м.), резкий

* Настоящая работа выполнена при поддержке внутривузовского гранта ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет имени В. И. Вернадского» «Биогеографическое изучение и сохранение реликтовых эндемиков Горного Крыма».

перепад высот на южном макросклоне. Структура каждой гряды включает крутой склон, обращенный к югу, холмистое плоскогорье на вершине хребта (плато), северный пологий склон. На крутых склонах формируются оригинальные по концентрации и сочетаниям формы рельефа: стенки срыва и другие денудационные поверхности: отвесные бровки, рвы оседания, глубокие трещины сейсмического происхождения и аккумулятивные отложения: обвальные, осыпные, а также разного рода карстовые полости, балки и т.п.

Геологическое строение и основные климатические факторы (Бабков, 1961) определяют появление на склонах северного и южного макросклонов зонально-поясных ландшафтов. Кроме этого, активные геоморфологические процессы, свойства горных пород и производных субстратов обуславливают формирование крутых склонов с особыми экологическими режимами. Такие ландшафты определяют как азональные. Для таких ландшафтов характерны специфические формы склонового рельефа и отсутствие почвы, которую заменяет особый субстрат – мелкозем (Джураев, 1974, 1975).

На склонах лишенных почвенного покрова формируются азональные ландшафты с особой экологической средой и мозаичной растительностью (Баранов, 1925). Состав этой растительности отличает большое количество редких растений: эндемиков, реликтов, реликтовых эндемиков и других (Гроссет, 1979). Эти растения, являясь индикаторами локальной природной среды, способны раскрыть некоторые особенности и историю формирования ландшафтов (Дидух, 1975). Организация охраны этих видов также требует изучения особенностей экологических условий в местах произрастания.

Петрофиты представляют собой своеобразную биоэкологическую группу видов, приуроченных к условиям каменистых местообитаний (Шхагапсоев, 2003). Эти местообитания в ботанике обозначают термином «скалы, осыпи и щебнистые склоны» (Шхагапсоев, 1984, 1987). Для указанных экотопов, которые представляют собой внешне схожие части различных по генезису форм рельефа, характерна дезинтеграция горной породы, а для скал и осыпей – отсутствие почвенного покрова (Драган, 2004). Плодородным субстратом здесь является мелкозем, в котором летом накапливается конденсируемая из воздуха влага. По этой причине растительный покров скал и осыпей отличает мозаичность, а в составе группировок не редко встречаются мезофильные виды (Долуханов, 1969).

Мозаичные и разреженные группировки петрофитов на скалах и осыпях определяют как петрофитон (Дидух, 1983). Представления о происхождении, особенностях структуры и состава петрофитона основаны на следующих тезисах:

- петрофитон формируется на первично свободных от органической жизни субстратах;
- экологические условия сопряженной с петрофитоном среды экстремальны для развития высших сосудистых растений;
- состав петрофитона определяется экологическим отбором;
- петрофиты изменяют ход геоморфологических процессов и, в прямом смысле, «готовят почву» для поселения все более требовательных к плодородию растений;
- петрофитон – промежуточный этап первичной сукцессии, завершающейся формированием фитоценоза зонально-поясного типа.

В составе петрофитона различают растения, не выходящие за пределы каменистых местообитаний (петрофиты облигатной природы) и элементы растительности различного происхождения, способные к развитию в широком спектре экологических условий (факультативные петрофиты).

Облигатные петрофиты, в свою очередь, дифференцируют на еще более узкие экологические группы: гляреофиты – «растения осыпей» и хазмофиты – «растения трещин» (Дидух, 1988). Гляреофиты облигатной природы свидетельствуют генетической специфике гляреофитона в целом. В этой связи комплекс признаков,

позволяющий облигатным гляреофитам поддерживать жизнедеятельность в условиях осыпных склонов, представляет особый интерес (Дидух, 1983).

Облигатные петрофиты обычно отождествляют с нагорными ксерофитами – древесными, полудревесными и травянистыми растениями с чертами ксероморфизма в габитусе. Исходя из этого, по аналогии, сложились представления о признаках облигатных гляреофитов. Адаптации гляреофитов к среде осыпных склонов традиционно видят в их длительном жизненном цикле, ксероморфизме, мощных и глубоких корневых системах, способности к возобновлению после засыпания щебнем, вегетативном размножении, специфических формах роста побегов и корневищ, миграционных способностях (Волкова, 1995).

В Горном Крыму облигатными гляреофитами являются травянистые двулетние растения *Lamium glaberrimum* (K. Koch) Taliev (*Lamiaceae*), *Scrophularia exilis* Popl. (*Scrophylariaceae*) и *Sobolewskia sibirica* (Willd.) P.W. Ball (*Brassicaceae*), а также *Heraclеum ligusticifolium* M. Bieb. (*Apiaceae*), растения которого способны произрастать и в трещинах. Популяции всех этих видов изолированы в пределах крупных осыпей верхнего пояса Горного Крыма. Осыпь Шаган-Кая на Гурзуфской яйле (1430 м н. у. м) представляет собой общее местообитание для указанных видов (кроме *Sobolewskia sibirica*).

Интегральными признаками облигатных гляреофитов являются быстро удлиняющиеся органы: гипокотиль, одноосные побеги, черешки листьев, а также сравнительно короткая стержнекорневая система (от 3 до 15 см). Корневище, как орган вегетативного размножения, у указанных видов отсутствует. Зона возобновления к морозному периоду втягивается в щебень на глубину 10 см и глубже. Корни облигатных гляреофитов способны распространяться как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях – в зависимости от конфигурации слоя мелкозема. Единственным способом диссеминации для этих видов является баллистохория (Толмачев, 1974).

Материалы и методы

Полевые исследования реликтовых эндемиков проводились маршрутными методами.

Район исследования расположен в пределах Южного макрослона Главной гряды Крымских гор. Растения и популяции описаны на склонах верхнего пояса Горного Крыма (на высоте 1200–1450 м н.у.м.) и в условиях *ex situ* на высоте 300 м н. у. м (в культуре впервые получили группы растений редких видов). Были определены биоэкологические характеристики растений, экотопологическую приуроченность видов. Склоны классифицировали по их геоморфологическим признакам.

Возрастные состояния растений *in situ* и *ex situ* были описаны по индикаторным морфологическим признакам согласно стандартной методике (Митрофанова, 2017; Ценопопуляции, 1979).

Определены термические условия для прорастания семян, заложения и раскрытия почек, роста побегов, формирования генеративных структур, цветения и плодоношения. Гидротермические параметры (ход температуры воздуха, суммы осадков), среднедекадную температуру воздуха в местах произрастания популяций исследуемых видов указана по данным метеостанции «Ай-Петри» (1180 м н.у.м.); в условиях культуры – по данным метеостанции «Никитский сад» (208 м н.у.м.).

Исследования жизненных форм реликтовых эндемиков были описаны в соответствии с традиционными методическими концепциями (Rauikjaer, 1934; Серебряков, 1962, Голубев, 1979). Адаптационные признаки рассматривали как особенности временных органов: листьев, цветков, плодов и т.д.

Для описаний форм рельефа использовались экспедиционно-полевые исследования и снимки программы Google Earth, на основе которых составлялся картографический материал, при использовании ГИС программ.

Результаты и обсуждения

Примером осыпного склона в Горном Крыму является осыпь Шаган-Кая на юго-восточном склоне Гурзуфского массива (высота 1430 м н. у м.) (рис. 1.). Рельеф осыпного склона дифференцирован на денудационную поверхность (скалу) и аккумулятивную часть склона, покрытую слоем коллювия (собственно осыпь). Развитие осыпи связано с четвертичной историей рельефообразования, локальными особенностями склонового процесса, обусловленного свойствами известняка, составляющего денудационную поверхность и подвергающегося морозному выветриванию.



Рис. 1. Осыпь Шаган-Кая (высота 1430 м над ур. м.) на юго-восточном склоне Гурзуфского массива. Фото автора

Осыпь Шаган-Кая имеет в целом восточную экспозицию. Протяженность прибрежного склона (учитывая его неровности) составляет 800 м. Высота денудационной поверхности от бровки до подножия обрыва у вершины осыпного конуса достигает 50–75 м; в самой высокой части – 110–120 м. Относительная высота аккумулятивной части склона доходит до 50 м, однако протяженность склона на юг всюду разная. Это связано с тем, что перекрытые коллювием поверхности начинаются как от подножия скалы, так и от террасы, которая прослеживается с востока на запад (рис. 2.).

Денудационная поверхность и коллювиальный чехол характеризуются своеобразной растительностью из мозаичных разреженных группировок растений (Арустамова, 1973), приспособленных к развитию на мелкоземных трещинах и мелкоземном коллювии (факультативные и облигатные петрофиты).

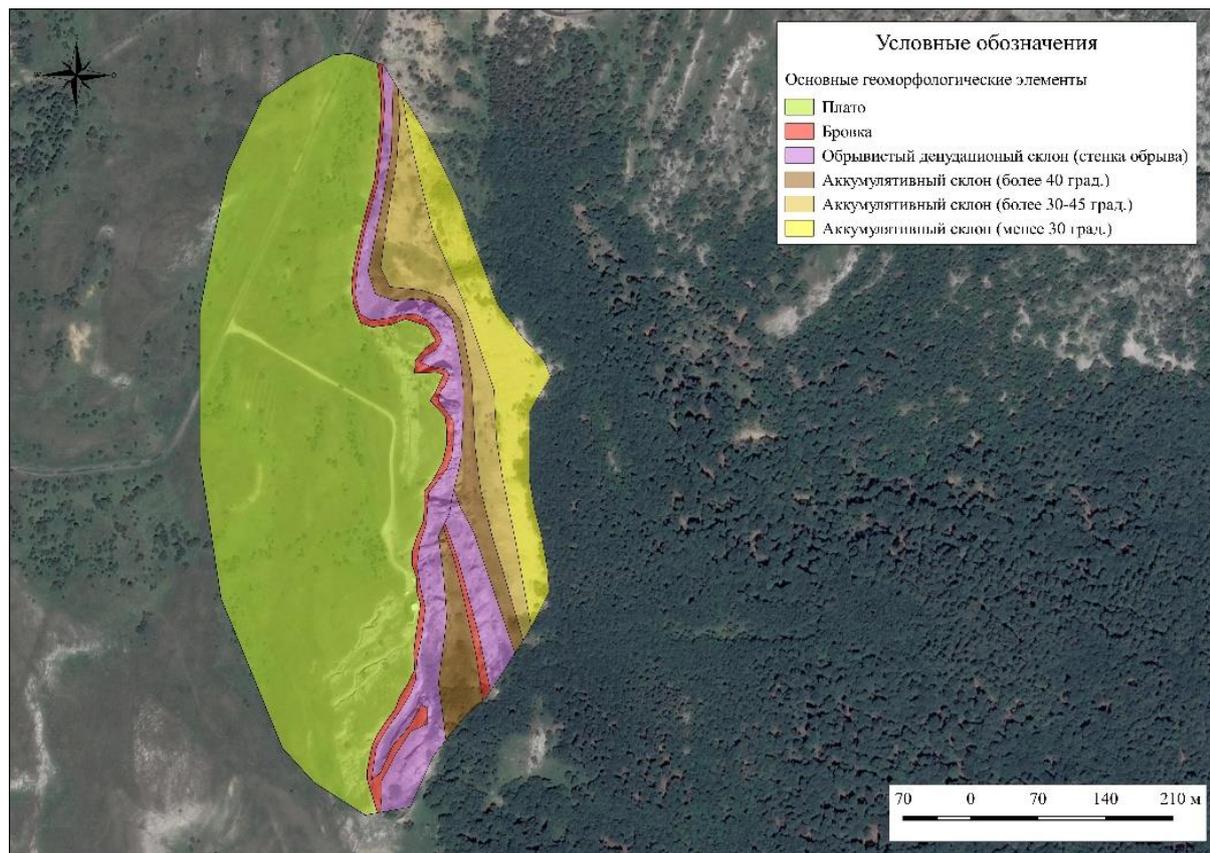


Рис. 2. Геоморфологическая карта осыпного склона Шаган-кая

Примером облигатного хазмофита является полукустарничек *Silene jailensis* N.I. Rubtsov (*Caryophyllaceae*) (рис. 3). Среди эндемиков крымской флоры «...*Silene jailensis* N.I. Rubtsov (*Caryophyllaceae*) является самым редким и наименее изученным» (Рубцов, 1974). Растения этого вида были впервые обнаружены в 1964 году в трех популяциях (Рубцов, 1974). Не так давно была обнаружена четвертая популяция вида, где число растений достигает более 300 особей на Никитской яйле (Никифоров, 2014).

Для этого вида свойственна экологическая сопряженность с эдафическими условиями и особыми гидротермическими режимами, складывающимися на отвесных скалах.

Семена прорастают в температурном режиме +7–15 °С. Генеративные этапы онтогенеза выявляются по признакам формы и плотности куста у растений. Семенное возобновление популяции имеет циклический характер: одновозрастность и расположение большинства растений локусами указывает на их синхронное возникновение из семян одного материнского растения.

Одним из биологических признаков прямо указывающим на эту связь является способ диссеминации *S. jailensis*, когда семена в основном осыпаются вблизи материнской особи. Другой гораздо менее эффективный способ – перенос семян внутри плодов-коробочек на десятки и сотни метров – нивелируется облигатной природой хазмофита и отсутствием пригодных для поселения растений условий за пределами исходного местообитания. В итоге поколениями растения наследуют одни и те же местообитания, практически не распространяясь за их пределы, популяции изолированы друг от друга в пространстве, а численностью особей в их составе не превышает 500 экземпляров (Никифоров, 2014).



Рис. 3. Облигатный хазмофит *Silene jailensis* N.I. Rubtzov (*Caryophyllaceae*). Фото автора

Одна из популяций *S. jailensis* выявлена (Ена, 2001) на бровке северо-восточного контрфорса скалы Шаган-Кая. На аккумулятивном склоне этой скалы обнаружены также популяции облигатных гляреофитов: *Lamium glaberrimum* (*Lamiaceae*) (K. Koch) Taliev и *Scrophularia exilis* (*Scrophulariaceae*) Popl., а также видов двойной экологической природы: хазмофитов и гляреофитов одновременно: *Lagoseris callicephala* (*Asteraceae*) Juz. и *Heracleum ligusticifolium* (*Apiaceae*) M. Bieb. Скопление редких видов (облигатных гляреофитов и хазмофитов) позволяет экстраполировать относительную стабильность эдафических параметров на склонах отседания в качестве признака ландшафта и осыпных склонов (Никифоров, 2012).

Закономерности сезонного развития растений позволяют рассматривать относительную мезофильность и термофильность в качестве интегральных экологических характеристик указанных реликтовых эндемиков Горного Крыма.

С учетом эдафических отличий в экологических режимах скал и осыпей, определенные черты экологического сходства, объясняющие экологическую приуроченность всех указанных видов именно к режимам данных экотопов, могут быть обусловлены факторами, формируемыми эдафическими условиями.

Высокая степень крутизны осыпных чехлов обеспечивает дополнительный прогрев данных поверхностей. Следовательно, гидротермический режим отвесных бровок скал северо-восточной ориентации и коллювиальных чехлов восточных склонов характеризует увеличение притока тепла.

Генеративное развитие растений на яйле приходится на период сезонного термического максимума, совпадающего с минимумом осадков. Известно, что летом погребенный под слоем коллювия мелкозем постоянно увлажняется конденсируемой из воздуха влагой. Это означает, что растения как в трещинах, так и на коллювии обеспечены регулярным увлажнением и в своем развитии автономны от осадков. Дефицит необходимой для развития этих видов влаги компенсирует ее конденсация из воздуха, накопление и слабое испарение (Серебряков, 1972).

Особый состав и специфическая структура гляреофитона осыпных склонов и петрофитона склонов отседания в верхнем поясе Горного Крыма свидетельствуют о неизменности эдафических условий со времени появления данных ландшафтов. Именно это обстоятельство и позволило сохраниться здесь популяциям реликтовых эндемиков, несмотря на разного рода климатические изменения (Бабков, 1964), развитие зональных ландшафтов и поясных типов растительности.

Термин «геоморфотоп» вводится в данный анализ, как понятие, прототипом которого является «климатоп» И.П. Ведя (1971) или почвенно-климатические ареалы В.Г. Волобуева (1973) или экологическая ниша ландшафта (Позаченюк, Табунщик, 2014, 2015). Обе системы включали в себя несколько климатических показателей

(радиационный баланс, количество осадков и др.), объединяемых на одном графике, в поле которого располагались соседствующие или пересекающиеся климатические ареалы зональных почв или растительных сообществ. По аналогии с этими разработками в данной работе предпринята попытка создать геоморфотоп, как часть экотопа, который представляет собой сочетание геоморфологических факторов, способствующих поддержанию и сохранению защитных (рефугиумных) функций рельефа в отношении отдельных видов и ассоциаций реликтовых эндемиков флоры. В отличие от упомянутых выше разработок И.П. Веда (1971) и В.Г. Волобуева (1973), климатический компонент здесь имеет опосредованное, трансформированное рельефом влияние. Например, абсолютная высота, крутизна и экспозиция склонов контролируют термические условия, степень проявления орографического эффекта, количество осадков, ветровой режим, интенсивность испарения и другие макро- и микроклиматические особенности. Это придает в общий зонально-высотный характер распределения климата черты аномальности и формирует азональные локалитеты, обладающие свойствами рефугиумов.

Под геоморфотопом понимаются ключевые характеристики рельефа, которые обеспечивают благоприятное для рассматриваемого вида реликтового эндемика распределение климатических параметров и эдафических условий. Это дает возможность создать наглядную схему распространения конкретного вида в условиях высотной поясности Главной гряды Крымских гор. Для создания схем, иллюстрирующих геоморфотопы, будут использоваться такие характеристики: 1. абсолютная высота произрастания популяции, 2. экспозицией склона, 3. крутизна склона. Все три параметра будут представлены в виде конуса, где угол конической поверхности соответствует среднему углу откоса, высота конуса – диапазону местных абсолютных высот. Основание конуса разбито на градусы и румбы относительно сторон света. Для визуализации геоморфотопов в виде конических фигур использованы усредненные результаты по каждой из исследованных экологических групп.

1. Хазмофит *Silene jailensis* N.I. Rubtsov (*Caryophyllaceae*)

Среди эндемиков Крымской флоры хазмофит *Silene jailensis* N.I. Rubtsov (*Caryophyllaceae*) является одним из самых редких и наименее изученных (рис. 4). По имеющимся на сегодняшний момент данным, численность вида не превышает 500 особей (Никифоров, 2014). Всего известно 4 узко локализованных, малочисленных местообитания популяции: на бровке осыпного склона Шаган-Кая (*locus classicus*, Гурзуфская яйла, 1390–1430 м н. у. м) и на склонах отседания – на бровке склона Никитской яйлы 1300–1350 м н. у. м; на бровке в верховье р. Авунда 1410–1430 м н. у. м и на бровке Парагильмена 800–835 м н.у.м. Таким образом, основные параметры для построения конуса геоморфотопа выглядят так:

- 1) Максимальная и минимальная высота местообитаний 800–1430 м н.у.м.;
- 2) Средняя крутизна: 45 градусов;
- 3) Экспозиция: юго-восточная, северо-восточная, восточная.

2. Реликтовый эндемик двойной экологической природы *Lagoseris callicephala* Juz. имеет такие местообитания: Шаган-Кая (Гурзуфская яйла, 1300–1450 м н.у.м.), осыпь у подножия вершины Джунын-Кош (около 1350 м н.у.м.), район г. Лапата (1410 м н.у.м.), осыпь на склоне г. Эклизи-Бурун (1527 м н.у.м.) яйлы Чатыр-Дага, а также в урочище Яман-Дере (ущелье на северо-восточном склоне Бабуган-яйлы 1350–1400 м н.у.м.), осыпь в каньоне реки Черная (700–800 м н.у.м.).

Основные параметры для построения конуса геоморфотопа *Lagoseris callicephala* Juz. выглядят так:

1. Максимальная и минимальная высота местообитаний 700–1450 м н.у.м.;
2. Средняя крутизна: 35 градусов;
3. Экспозиция: юго-восточная, северо-восточная, восточная.

Пунктиры являются секторами экспозиций.

На построенном конусе геоморфотоп *Lagoseris callicephala* Juz. (рис. 5) серым цветом показаны геоморфологические условия развития ареала эндемика. Наиболее темным цветом выделено ядро популяции.

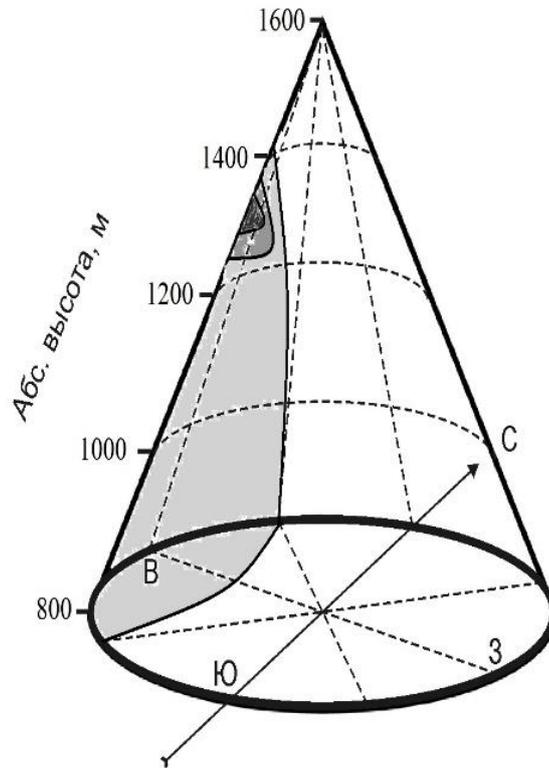


Рис. 4. Геоморфотоп хазмофита *Silene jailensis* N.I. Rubtsov

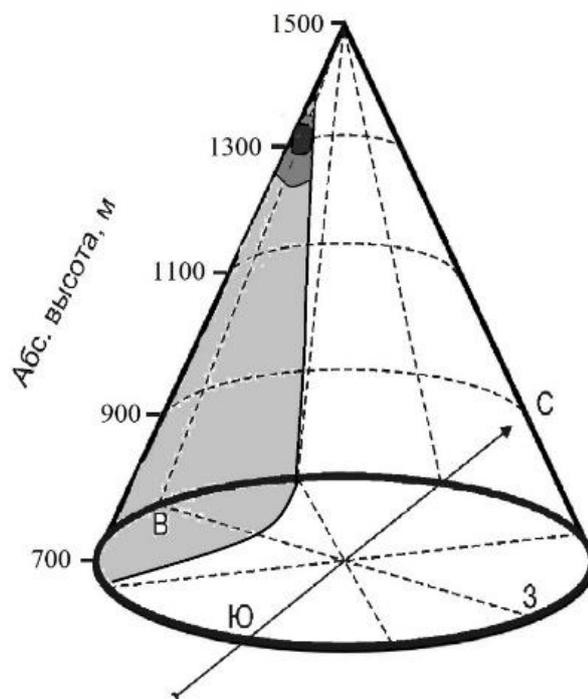


Рис. 5. Геоморфотоп двойной экологической природы *Lagoseris callicephala* Juz

Реликтовый эндемик – облигатный гляреофит *Scrophularia exilis* распространен на таких местообитаниях: осыпь Джунын-Кош (Ялтинская яйла, г. Лапата 1410 м н.у.м. 1200–1300 м н.у.м.) и осыпь Шаган-Кая (Гурзуфская яйла, 1200–1300 м н. у. м) (рис. 6).

Основные параметры для построения конуса геоморфотопа *Scrophularia exilis* выглядят так:

1. Максимальная и минимальная высота местообитаний 800–1430 м н.у.м.;
2. Средняя крутизна: 45 градусов;
3. Экспозиция: Экспозиция: юго-восточная, северо-восточная, восточная.

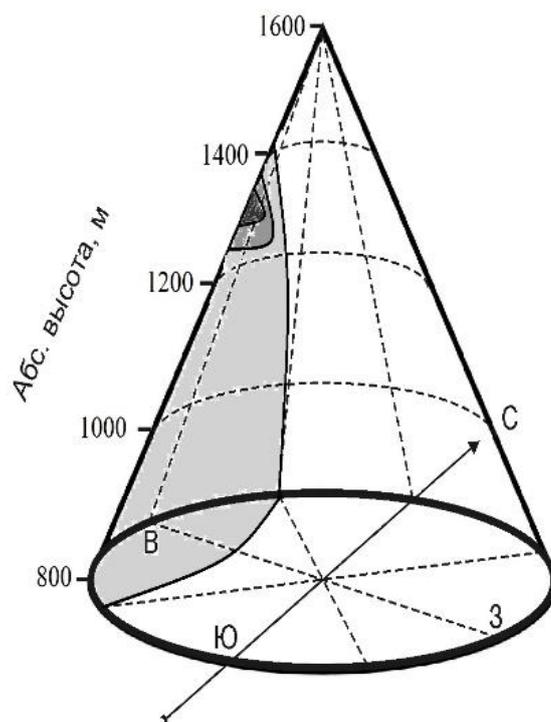


Рис. 6. Геоморфотоп облигатный гляреофит *Scrophularia exilis*

Таким образом, данный анализ дает возможность создать наглядную схему распространения конкретного вида в условиях высотной поясности Главной гряды Крымских гор.

Выводы

Анализируя приведенную информацию, можно сделать вывод, что реликтовые эндемики-петрофиты являются видами облигатной экологической природы, генетически приуроченными к азональным литогенным ландшафтам осыпных склонов и склонов отседания. Склоны отседания и осыпи отличает стабильность экологических режимов, формируемых преимущественно эдафическими факторами. Растительность осыпных склонов и склонов отседания представлена мозаичными разреженными группировками петрофитов. Склоны отседания и осыпи представляют собой наиболее гетерогенные структуры среди элементов склонового рельефа. Стабильность экологической среды азональных ландшафтов обеспечивают преимущественно эдафические факторы, прежде всего, геоморфологические процессы.

Комплекс признаков облигатных гляреофитов полностью соответствует их развитию в условиях среды круто наклоненных подвижных коллювиальных чехлов с погребенным под щебнем увлажненным мелкоземом. Для этих видов характерны мезофильность, краткий жизненный цикл, семенное возобновление, наличие

удлиняющихся органов, зимовка органов возобновления в толще щебня. Облигатные гляреофиты никак не изменяют среду своего существования – коллювий с погребенным под слоем щебня мелкоземом и никогда не распространяются за пределы осыпей. Из этого следует то, что облигатные гляреофиты являются автохтонами осыпных склонов, а гляреофитон представляет собой коренной, оригинальный и органичный для осыпей тип растительности.

По экологической приуроченности полукустарничек *Silene jailensis* относится к облигатным хазмофитам; двулетники *Scrophularia exilis*, *Lamium glaberrimum* и *Sobolewskia sibirica* – к облигатным гляреофитам; травянистый поликарпик *Lagosseris callicephalo* и монокарпик *Heracleum ligusticifolium* – к видам двойной экологической природы. Биоморфу *Silene jailensis* составляет плотный куст и глубокая стержнекорневая система. Структурной единицей системы побегов *Silene jailensis* является моноподиально нарастающий скелетный побег с цикличными приростами – элементарными побегами, разделенными на зоны возобновления, торможения и зону боковых цветоносов (обогащения), а также верхушечную почку. Эффективным способом диссеминации *Silene jailensis* является барохория.

Генеративное развитие всех реликтовых эндемиков возможно при росте температуры воздуха с +7 до 15° С и выше и регулярном увлажнении. Интегральными характеристиками реликтовых эндемиков является их относительная мезофильность и термофильность. Местообитаниями популяций реликтовых эндемиков являются бровки и прибровочные склоны, а также коллювиальные шлейфы.

Экологических условия поверхностей склонов отседания и осыпей являются единственно возможными для развития растений реликтовых эндемиков. Эти режимы формируются под влиянием как эдафических, так и климатических факторов.

Локальность условий местообитаний и неспособность изученных видов (*Heracleum ligusticifolium* M. Bieb. (*Apiaceae*), *Lagosseris callicephalo* Juz. (*Asteraceae*), *Lamium glaberrimum* (K. Koch) Taliev (*Lamiaceae*), *Scrophularia exilis* Popl. (*Scrophylariaceae*), *Sobolewskia sibirica* (Willd.) P.W. Ball (*Brassicaceae*), *Silene jailensis* N.I. Rubtzov (*Caryophyllaceae*)) к миграциям указывает на их постоянное существование в конкретных экотопах с момента их образования.

Представленные в работе геоморфотопы, показывающие ключевые характеристики рельефа, которые обеспечивают благоприятное для рассматриваемых видов реликтовых эндемиков распределение климатических параметров и эдафических условий, дают понимание схожести распространения видов в условиях высотной поясности Главной гряды Крымских гор. Были описаны *Silene jailensis* N.I. Rubtzov, *Lagosseris callicephalo* Juz, *Scrophularia exilis*.

Список литературы

1. Арустамова Д.М. О понятии «нагорные ксерофиты» и объеме типа нагорно-ксерофитной растительности // Вестник Московского университета. География. – 1973. – Т. 3. – С. 57–62.
2. Бабков И.И. Климат. – Симферополь: Крым, 1964. – 62 с.
3. Бабков И.И. Климат Крыма. – Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1961. – 85 с.
4. Баранов П.А. К познанию растительности горных каменистых осыпей // Бюллетень Средне-Азиатского университета. – 1925. – Т.9. – С. 1–17.
5. Ведь И.П. Климат и облесение Крымских нагорий. – Симферополь: ТНУ, 2007 – 136 с.
6. Волкова Е.А. К вопросу о типологии высокогорной растительности // Бот. журн. – 1995. – Т. 80. – № 10. – С. 24–29.

7. Волобуев В.Р. Система почв мира. – Баку: Элм, 1973. – 309 с.
8. Голубев В.Н., Никифоров, А.Р. Эколого-биологическая структура основных типов растительности прибрежного юго-восточного склона Никитской яйлы // Укр. бот. журн. – 1995. – Т. 52. – № 2. – С. 186–193.
9. Гроссет Г.Э. О происхождении флоры Крыма. Сообщение 2 // Бюл. МОИП. Отд. биол. – 1979. – Т. 84. – № 2. – С. 35–55.
10. Джураев А.Д. Растительность первичных осыпей высокогорий Гиссарского хребта и ее роль в их закреплении. Проблемы ботаники // Растительный мир высокогорий и его освоение. – 1974. – №12. – С. 142–144.
11. Джураев А.Д. Биолого-экологические группы и жизненные формы растительности первичных осыпей Гиссарского хребта // Вопросы интродукции и биологии растений. – Душанбе: Тадж. гос. ун-т им. В. И. Ленина, 1975. – С. 38–50.
12. Дидух Я.П. Опыт классификации ксерофильной полукустарничковой и травянистой растительности Горного Крыма // Ботанический журнал. – 1983. – № 68 (11). – С. 1456–1466.
13. Дидух Я.П. Эколого-ценотические особенности поведения некоторых реликтовых и редких видов в свете теории оттеснения реликтов // Ботанический журнал. – 1988. – № 73 (12). – С. 1686–1698.
14. Дидух Я.П. Растительный покров Горного Крыма (структура, динамика, эволюция и охрана). – Киев: Наукова думка, 1992. – 256 с.
15. Динамическая геоморфология / Г.С. Ананьева [и др.]. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 448 с.
16. Долуханов А. Г. О некоторых особенностях скально-осыпной высокогорной растительности в верховьях Большой Лиахвы // Бюллетень МОИП. Отд. биологии. – 1969. – № 74 (6). – С. 86–93.
17. Драган Н. А. Почвенные ресурсы Крыма. – Симферополь: ДОЛЯ, 2004. – 209 с.
18. Емельянова Т. Я. Инженерная геодинамика. – Томск: Изд-во ТПУ, 2009. – 134 с.
19. Ена А.В. Генезис и динамика метапопуляции *Silene jailensis* N. I. Rubtsov (Caryophyllaceae) – реликтового эндемика флоры Крыма // Укр. ботан. журн. – 2001. – Т. 58. – № 1. – С. 27–34.
20. Красная книга Республики Крым. Растения, водоросли и грибы / Отв. ред. д.б.н., проф. А. В. Ена и к.б.н. А. В. Фатерыга. – Симферополь: ООО «ИТ «АРИАЛ», 2015. – 480 с.
21. Леонтьев О. К. Общая геоморфология. – М.: Высшая школа, 1979. – 282 с.
22. Митрофанова И.В., Митрофанова О.В., Никифоров А.Р., Лесникова-Седошенко Н.П., Челомбит С.В. Биотехнологические особенности культивирования реликтового эндемика флоры Горного Крыма *Silene jailensis* N. I. Rubtsov // Актуальные проблемы химии, биотехнологии и сферы услуг. Материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. – Иркутск: Иркутского национального исследовательского технического университета, 2017. – С. 86–90.
23. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова – М.: Государственно научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1960. – 206 с.
24. Никифоров А.Р. Особенности жизненного цикла и морфоструктура растений реликтового эндемика Горного Крыма *Lamium glaberrimum* (Lamiaceae) // Укр. ботан. журн. – 2012. – Т. 69. – № 2. – С. 211–217.
25. Никифоров А.Р. Реликтовый эндемик флоры горного Крыма *Silene jailensis* N.I. Rubtsov (Caryophyllaceae) как биогеографический феномен // Геополитика и экогеодинамика регионов. – 2014. – Т. 10. – № 1. – С. 760–763.

26. Никифорова А.А. Элементы рельефа осыпного склона Шаган-кая как местообитания популяций реликтовых эндемиков флоры Горного Крыма // Географические исследования Евразии: история и современность. – Санкт-Петербург: Перо, 2016. – С. 45–47.
27. Никифорова А.А. Особенности рельефа осыпи Шаган-Кая в верхнем поясе южного макросклона Главной гряды Горного Крыма и реликтовый эндемик флоры Горного Крыма *Silene Jailensis* N. I. Rubtzov (Caryophyllaceae) // Геополитика и экогеодинамика регионов. – 2014. – Т. 10. – № 1. – С. 763–765.
28. Позаченюк Е. А., Табуницкий В. А. Построение ниш ландшафтов Крымского Присивашья (в пределах Джанкойского района АР Крым) // Геополитика и экогеодинамика регионов. – 2014. – Том 10. – Выпуск 1. – С. 322–328.
29. Позаченюк Е.А., Табуницкий В.А. Экологические ниши почв Крымского полуострова и Красная книга почв Крымского полуострова // Ученые записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География. Геология. – 2015. – № 3. – С. 59–77.
30. Рубцов Н.И. Новый вид *Silene L.* с Крымского нагорья (яйлы) // Бюл. Гос. Никит. Ботан. Сада. – 1974. – № 2 (24). – С. 5–8.
31. Серебряков И.Г., Серебрякова Т.И. Некоторые вопросы эволюции жизненных форм цветковых растений // Бот. журн. – 1972. – Т. 57. – Вып. 5. – С. 417–433.
32. Толмачев А.И. Введение в географию растений. – Ленинград: Изд-во Ленингр. ун-та, 1974. – 244 с.
33. Ценопопуляции растений (основные понятия и структура). – М.: Наука, 1988. – С. 5–44.
34. Шхагансоев С.Х. Анализ петрофитного флористического комплекса западной части Центрального Кавказа. – Нальчик: Эль-Фа, 2003. – 220 с.
35. Шхагансоев С. Х. Анализ флоры и формирование растительности на скалах и осыпях в Кабардино-Балкарском высокогорном государственном заповеднике. – Днепропетровск: ДГУ, 1984. – 23 с.
36. Шхагансоев С.Х. Эндемичные, реликтовые и редкие виды растений скально-каменистых обнажений в Кабардино-Балкарском высокогорном заповеднике // Проблемы горной экологии. – Нальчик: Изд-во КБГУ, 1982. – С. 18–27.
37. Шхагансоев С.Х. Анализ флоры и формирование растительности на склонах и осыпях в Кабардино-Балкарском высокогорном государственном заповеднике: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. – Днепропетровск: ДГУ, 1984. – 23 с.
38. Шхагансоев С.Х. Географический анализ скально-осыпной флоры Кабардино-Балкарского высокогорного государственного заповедника // Горные регионы: природа и проблема рационального использования ресурсов. – Орджоникидзе: СОГУ, 1987. – С. 51–56.
39. Ellenberg H. Vegetation ecology of Central Europe. – Cambridge: Cambridge University Press, 1986. – 732 p.
40. Rauikiær C. The life form of plants and statistical plant geography. – Oxford: Clarendon, 1934. – 632 p.

DETECTION OF GEOMORPHOTOPES OF RELICT ENDEMICIANS OF MOUNTAIN CRIMEA FLORA

Nikiforov A.R.¹, Nikiforova A.A.²

¹*Federal State Budgetary Institution of Science "Order of the Red Banner of Labor Nikitsky Botanical Garden – National Scientific Center of the Russian Academy of Sciences", Nikita, Yalta, Russian Federation, e-mail: danghoi110@gmail.com*

²*V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russian Federation, e-mail: nik.a.815@mail.ru*

In geomorphology, slopes are defined as any kind of irregularities of vertical and subhorizontal surface. A slope is an inclined part of the earth's surface, which steepness is sufficient to determine further development of relief as a single geomorphological complex over its entire surface.

Being heterogeneous geomorphologic structures, slopes and their azonal landscapes are poorly understood. The reasons for peculiarities of the ecological environment, the link of some rare species to specific relief microforms have never been studied. The study of this phenomenon is important for geomorphology, paleogeography, phytocenology, elaboration of measures for protecting rare species (relics, endemics, relic endemics), etc.

Slopes are of different origins and structure. The natural slope development influenced by a specific factor, which effect is due to surface direction, is considered as a slope process. Under different conditions, these processes lead to rock destruction, as well as to movement and accumulation of weathering products. As a result, both developed and accumulative forms of topography appear on the slopes.

Keywords: Crimean Peninsula; slopes; surface; relics, endemics, relic endemics.

Поступила в редакцию 05.11.2019 г.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ
ГИДРОБИОЛОГИЯ

УДК: 639.51

ИЗУЧЕНИЕ РАННЕГО ОНТОГЕНЕЗА КРЕВЕТКИ ТРАВЯНОЙ
(*PALAEEMON ADSPERSUS* RATHKE, 1837)

Зинабадинова С.С., Кулиш А.В., Сухаренко Е.В.

ФГБОУ ВО «Керченский морской технологический университет»,

г. Керчь, Российская Федерация,

e-mail: sabrieshka@yandex.ru, kulish1972@mail.ua, helenasuhar@gmail.com

Исследованы стадии эмбрионального развития наиболее многочисленного и единственного промыслового вида из 43 видов десятиногих ракообразных Азово-Черноморского бассейна – креветки травяной *Palaemon adspersus* Rathke, 1837. Пробу отбирали в юго-западной части акватории Керченского пролива на прибрежном участке с песчано-илистым грунтом с *Zostera* sp. Описаны четыреста стадии эмбрионального развития *P. adspersus*. В ходе изучения стадий развития – нерестовое яйцо, зародышевый диск, формирование глазного примордия, эмбриональный науплий – определены качественные признаки раннего и позднего эмбриогенеза. Установлены эмбриологические маркеры ранних этапов развития – расширение перивителлинового пространства, дифференциация полюсов яйца (формирование зародышевого диска). Выявлено, что на более поздних стадиях развития наиболее информативными являются этапы формирования науплиарных зачатков (антенн, антенул, мандибул), глазных примордиев (форма пигментного слоя сетчатки, детерминация роговицы), а также метамеризация отделов тела, соотношение неутилизованного зародышем желтка и объема яйца, дифференциация тельсона. **Ключевые слова:** эмбриогенез, маркеры эмбрионального развития, десятиногие ракообразные, *Palaemon adspersus*.

Введение

Креветки рода *Palaemon* Weber, 1795 относятся к наиболее значимой группе десятиногих ракообразных Азово-Черноморского бассейна. В Черном море этот род гидробионтов представлен пятью видами (*P. adspersus* Rathke, 1837; *P. elegans* Rathke, 1837; *P. longirostris*, H. Milne Edwards, 1837; *P. macrodactylus* Rathbun, 1902; *P. serratus* (Pennant, 1777)). Из них три вида являются аборигенными (*P. adspersus*; *P. elegans*; *P. serratus*), а два (*P. longirostris*; *P. macrodactylus*) вселились в бассейн в начале XXI столетия. Единственным промысловым объектом не только из представленных видов, но и всех 43 видов десятиногих ракообразных, обитающих в Азовском и Черном морях (Anosov, 2012), является креветка травяная *Palaemon adspersus*. Таксономически травяная креветка *Palaemon adspersus* (Rathke, 1837) относится к типу членистоногих Arthropoda, классу высших раков Malacostraca, отряду десятиногих раков Decapoda, инфраотряду настоящих креветок Caridea, семейству Palaemonidae и роду *Palaemon*.

Для биологии развития промысловых беспозвоночных исследование эмбриогенеза особенно актуально. Данные по эмбриональному развитию позволят более точно оценить динамику популяции ценных видов десятиногих ракообразных. Особенно значимо, что типы яйцевых клеток и способы дробления у таких гидробионтов весьма многообразны. При этом закономерности, связывающие план строения ракообразных с типом дробления или способом гастрюляции исследованы недостаточно.

В последние годы интерес к изучению процессов эмбриогенеза усилился (Kalinina, 2015; Day и др., 2016; Hertlez и др., 2018; Kelly и др., 2018; Lopez-Cuados и др.,

2018; Alves и др., 2019; Ituarte и др., 2019). Особенно активно исследуется природа генетических программ развития, молекулярно-биологических механизмов, лежащих в основе морфогенетических процессов эмбрионального развития (Hertlez и др., 2018; Lopez-Cuados и др., 2018). Заслуживают особого внимания работы, посвященные изучению эмбриональной смертности у ракообразных (Kalinina, 2015) и влиянию различных химических соединений на продолжительность эмбриогенеза (Ituarte и др., 2019).

Развивающиеся эмбрионы большинства видов ракообразных расположены во внешней «выводковой камере», образованной плеоподами. Такая особенность развития делает их удобным объектом для исследования, позволяя систематически отслеживать морфологические детерминационные процессы в эмбриогенезе. В научной литературе встречается различное описание стадий эмбриогенеза ракообразных. В работе Pinheiro, Nattori, 2002 выделение трех периодов развития (начального, среднего и позднего этапов развития) на примере *Arenaeus cribrarius* (Lamarck, 1818) (Crustacea, Brachyura, Portunidae) происходит на основе размеров яиц. При наличии общего описания морфологических структур зародыша в качестве эмбриологических маркеров, дифференцирующих этапы онтогенеза, были выбраны различия в длине большого и малого диаметров яиц, а разделение этих этапов на 8 стадий развития, определялось в зависимости от соотношения объема эмбриона и объема желтка на разных стадиях. Однако объем яиц существенно зависит от поглощения воды яйцевыми оболочками, поэтому выбор такой характеристики в качестве основного эмбриологического маркера является спорным. Такая особенность функционирования яйцевых оболочек эмбрионов ракообразных подтверждается также и данными других исследований (Wear, 2010).

В других работах по эмбриогенезу ракообразных в качестве эмбриологических маркеров предлагается использовать начало пигментации глазного зачатка или формирование оптических долей. В частности, формирование глаза на 3 стадии эмбриогенеза (Arrobas, 1983); выраженную пигментацию глаз на 7 стадии при общем количестве стадий эмбриогенеза равном 9 (Müller, Ammar, Nazari, 2004); формирование зачатка глаза на 2 стадии при выделении 8 стадий эмбриогенеза (Giestada Silva, 2006), формирование глаза на 3 стадии из 5 стадий эмбриогенеза (Буруковский, 1992). Такие существенные различия в схематизации процессов эмбриогенеза объясняются описанием в работах различных таксономических единиц ракообразных, различным типом яйцеклеток (центролецитальных, олиголецитальных) откладываемых самками. Например, авторы работ Alves и др, 2019 описали 9 стадий эмбриогенеза, однако указали, что такое разделение связано с тем, что исследуемый вид *Lysmata vittata* (Stimpson, 1860) (Crustacea, Caridea, Lysmatidae) является паразитом и имеет соответствующие особенности развития, например, укороченный период эмбриогенеза, полное втягивание желтка у вылупившейся личинки. Поэтому при описании и разделении стадий развития важно не только выбрать четко выраженный эмбриологический маркер, характеризующий стадию (например, пигментация глаз), но и детализировать морфологические описания. Такие данные позволят сравнивать схемы развития у различных видов, будут способствовать систематизации данных по эмбриогенезу.

Как упоминалось выше, эмбрионы высших ракообразных развиваются экстернально: от родительского организма – в «выводковой камере». На этот процесс существенное влияние оказывают экологические факторы (сезонные, географические флуктуации, изменения температуры и солености и т.д.). Соответственно, одновременно с составлением шкалы эмбриологических стадий в исследованиях необходимо обратить особое внимание на морфологические признаки патологических изменений в развитии зародышей. Подробное морфологическое описание эмбриогенеза *P. Adspersus* позволит систематизировать имеющиеся данные по эмбриогенезу, а полученные результаты по

детерминации постэмбриональных структур и органов в периоде эмбриогенеза помогут детальнее понять особенности их функционирования.

Цель исследования – охарактеризовать стадии эмбрионального развития *P. adspersus*, выделив качественные признаки для их дифференциации.

Материалы и методы

В качестве материала для проведения исследования использовали особи креветок, *P. adspersus*, отобранные в юго-западной части акватории Керченского пролива (июнь, 2019 г.). Сбор материала осуществлялся на прибрежном участке верхней сублиторали с глубинами от 0 до 2-х метров ($45^{\circ}08'04.61''N$ $36^{\circ}25'21.38''E$) с песчано-илистым грунтом с зостерой (*Zostera* sp.). Отлов креветок проводили с помощью гидробиологического сачка с входным отверстием 60x40 см и ячеей 1 мм. Из улова отбирались только самки *P. adspersus*, имеющие на плеоподах развивающиеся яйца (50 особей). Видовая принадлежность креветок определялась по общепринятым диагностическим ключам (по Кобякова, Долгопольская, 1969). На месте лова материал фиксировался в 4%-ом растворе формальдегида.

В лабораторных условиях у каждой самки *P. adspersus* с абдомена и брюшных ножек (плеопод) пинцетом снималась вся кладка яиц. Яйца размещались в камере Богорова и просматривались под увеличением x4, x8, x8,4 и x9 (при помощи бинокулярного стереомикроскопа SZM-45T2 и web-камеры DCM-130).

Результаты и их обсуждение

По результатам исследования в эмбриогенезе *P. adspersus* выделено четыре стадии: нерестовое яйцо, зародышевый диск, начало формирования глазного примордия, эмбриональный науплий.

Стадия 1. Нерестовое яйцо – морфологические признаки дробления отсутствуют. Форма яиц сферическая, визуальных отличий по форме яиц не наблюдается. Отчетливо видны нити прикрепления. Замершие зародыши или пустые яйцевые оболочки встречаются редко (0–1 на 100 шт). Перивителлиновое пространство выражено незначительно. Желток имеет ярко-желтую окраску, крупногранулированный, гранулы гомогенны – одинаковой формы и размеров (рис. 1).

Отмеченное единообразие формы яиц, гомогенная грануляция желтка, отсутствие гетерохромности в окраске его содержимого являются важнейшими признаками, которые могут быть выбраны в качестве маркеров эмбрионального развития на ранних стадиях онтогенеза. Такие маркеры позволяют четко различать патологические измененных зародышей и эмбрионов с нормальным развитием. Следует отметить, что уже на первой стадии развития присутствуют особи с выраженными патологическими признаками (искривление формы яиц, окрашивание желтка в разные оттенки в разных яйцах, гетерохромия гранул внутри одного яйца). Для таких особей наблюдалось около 2–5 замерших зародышей (или пустых яйцевых оболочек) на каждые 100 яиц. Полученные результаты согласуются с данными о явлении гетерохронности процессов эмбриогенеза ракообразных вызванные различием в снабжении кислородом внешних и внутренних доменов зародышей «выводковой камеры» (Fernandez, Ruiz-Tagle, Cifuentes, Arntz, 2003). Однако следует учитывать, что этология инстинкта заботы о потомстве у самок *P. adspersus* предполагает постоянное и активное совершение определенных паттернов движения брюшными ногами для равномерного снабжения всех уровней камеры кислородом, удаления замерших зародышей и т.д.

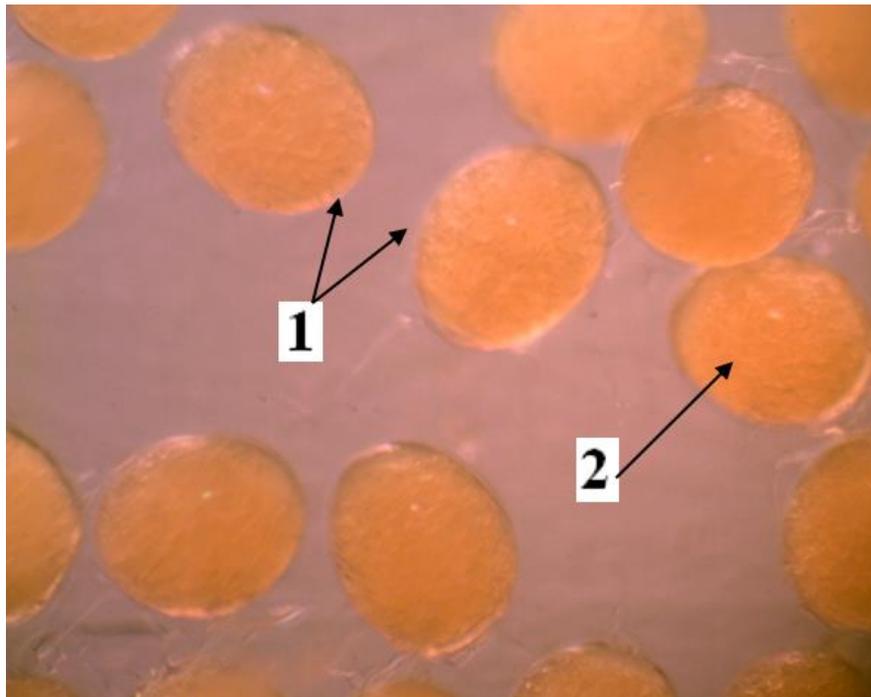


Рис. 1. Яйца *P. adpersus* на первой стадии развития: 1 – места соединения хориона и яйцевых оболочек (в дальнейшем реорганизуются в перивителлиновое пространство), 2 – гранулы желтка. Об. х 2, ок. х 2

Кроме того, установлено, что прикрепляющие нити достаточно прочные и имеют значительную длину, что повышает потенциальную мобильность яиц и способствует лучшей оксигенации зародышей (рис. 2).

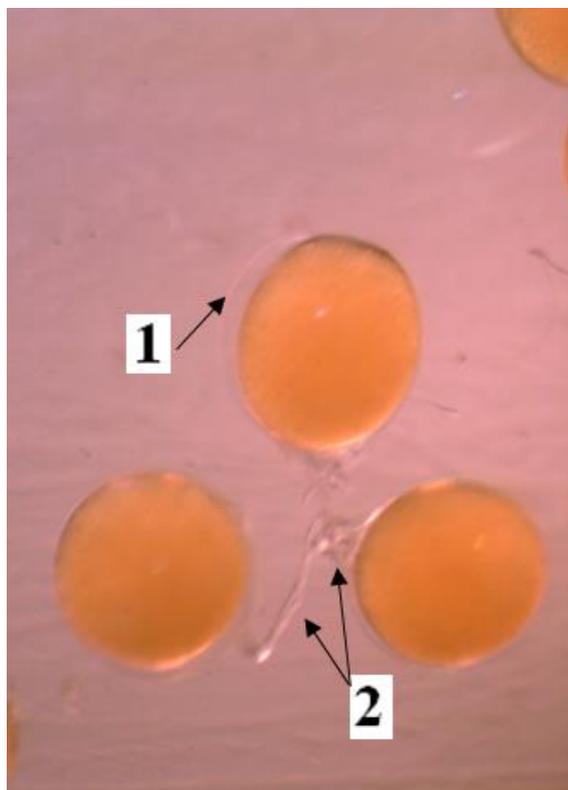


Рис. 2. Яйца *P. adpersus* на второй стадии развития: 1 – перивителлиновое пространство; 2 – прикрепляющие нити, удерживающие в «связке» три яйца. Об. х 2, ок. х 2

Стадия 2. Зародышевый диск – форма яиц сферическая, визуальных отличий по форме яиц не наблюдается. Нити прикрепления видны отчетливо. Замерших зародышей или пустых яйцевых оболочек не наблюдается. Окраска желтка визуальна (даже без использования увеличительных приборов) на тон темнее, чем на предыдущей стадии. Его гранулы значительно меньше, однако их гомогенность по размерам и форме сохраняется. Такие изменения в желтке на наш взгляд свидетельствуют о ферментативной обработке содержимого желточных гранул для последующего их включения в метаболизм формирующихся клеток зародыша.

На данной стадии отчетливо прослеживается увеличение перивителлинового пространства в сравнении с развитием перивителлинового пространства на предыдущей стадии. Такие изменения предположительно объясняются усилением диффузии воды через яйцевые оболочки для осуществления процессов гидролитического ферментативного расщепления содержимого желточных гранул.

Среди морфологических изменений отмечено, что в яйцах на данной стадии развития четко различим анимальный полюс с зародышевым диском и вегетативный полюс с желтком (рис. 3). На анимальном полюсе по краям зародышевого диска наблюдается формирование валиков из клеток: клетки, образующие ранние зародышевые структуры бесцветны и поэтому хорошо различимы на фоне желтка даже при отсутствии специфичного окрашивания. Такая особенность делает возможным проведение витальных исследований.

Стадия 3. Начало формирования глазного примордия – форма яиц овальная, визуальных отличий по форме яиц не наблюдается. Отчетливо видны нити прикрепления. Встречаются замершие зародыши и пустые яйцевые оболочки (не более 1 на 100 яиц). Желток мелкозернистый, гранулы гомогенные, цвет желтка такой же, как и на предыдущей стадии, однако его количество значительно меньше – около половины от объема яйца.

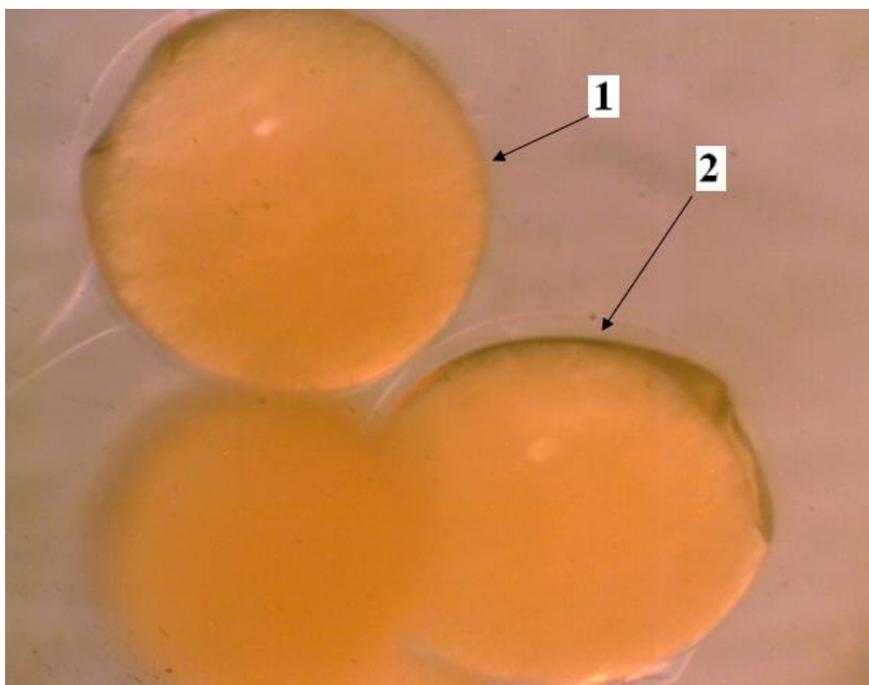


Рис. 3. Яйца *P. adspersus* на второй стадии развития: 1 – вегетативный полюс с желтком, 2 – анимальный полюс с зародышевым диском. Об. х 2, ок. х 4

Форма зародыша С-образная, основная часть желтка сосредоточена в районе формирующегося карапакса, который на данной стадии развития не является монолитной структурой, образующей головогрудной щит (рис. 4).

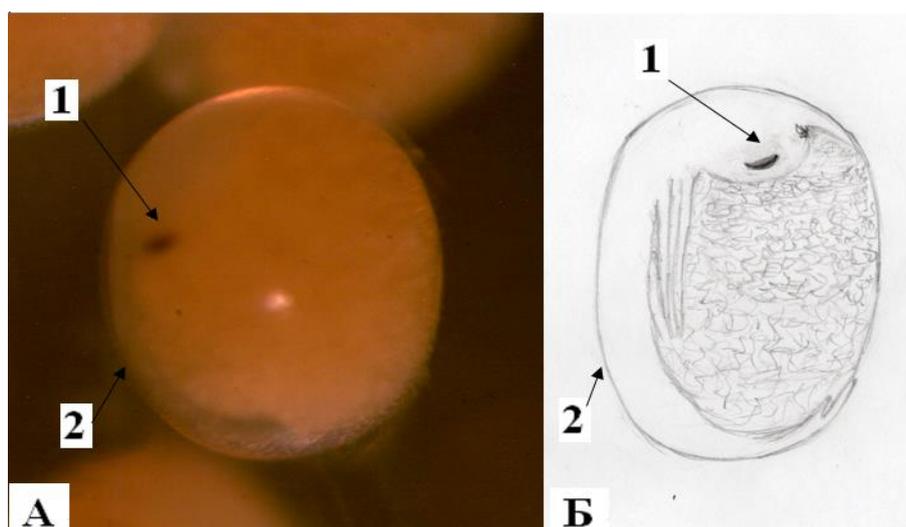


Рис. 4. Яйцо *P. adpersus* на третьей стадии развития: А – фотография зародыша. Об. х 2, ок. х 4,2. Б – схематический рисунок стадии. 1 – область формирующихся оптических долей (верифицируется по зрительным пигментам сетчатки), 2 – С-образно изогнутый зародыш

Важно отметить, что в выделенной, по результатам исследования, третьей стадии развития отмечены значительные морфологические изменения с указанием отчетливо различимых границ эмбриональных структур:

- в краниальной области наиболее выраженными эмбриональными маркерами стадии стоит считать зачаток глаза (который формируется в виде парных тонких изогнутых удлиненных полос), который обозначает зону оптических долей, а также формирующийся массивный рострум;
- в медиальной латеральной области зародыша детерминируются зачатки трех пар науплиарных придатков – антенн, антенулл и мандибул;
- в каудальной области отмечается дифференциация хвостового сосочка на зачатки тельсона и уropод (рис. 5).

Следует обратить особое внимание, что у глазных зачатков наблюдается закладка парных пигментных структур из скоплений нескольких ярко окрашенных в красный цвет крупных клеток. Выявленные образования предположительно являются зачатками хроматофоров у эмбрионов креветки *P. adpersus*. Известно, что в толще покровов многих десятиногих (в том числе и креветок *Palaemon*) расположены многочисленные, снабженные длинными разветвленными отростками органы, называемые хроматофорами и содержащие огромное количество зерен пигмента. Все типы окраски взрослых особей определяются присутствием в покровах пигментов, большая часть которых представлена каротиноидами. Особенно обычен из них астаксантин, в чистом виде имеющий красный цвет. Соединяясь с белками он образует пигменты синеватых и буроватых тонов. В эмбриональном развитии на начальных стадиях формирования хроматофоров мы наблюдаем пигментацию клеток именно в красный цвет.

Известно (Мамонов, 2006), что к хроматофорам не подходят нервы. Их деятельностью управляют органы внутренней секреции, находящиеся главным образом в глазном стебельке. Световое раздражение, воспринимаемое глазами, передается этим органам, а они выделяют в кровь различные гормоны. Одни гормоны заставляют зерна того или иного пигмента распространяться по отросткам хроматофора, другие, наоборот, вызывают их концентрацию. Такой механизм работы хроматофор подтверждается нашими эмбриологическими исследованиями: закладка хроматофор наблюдается в оптической доле, далее наблюдается распространение одиночных пигментированных по телу зародыша.

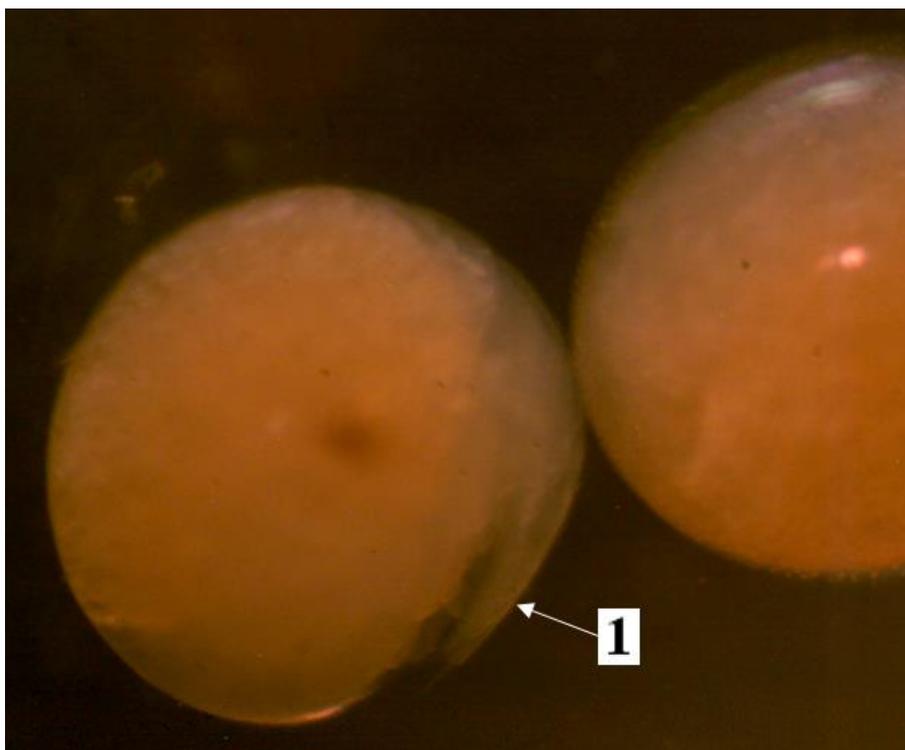


Рис. 5. Яйца *P. adspersus* на третьей стадии развития: 1 – каудальная часть зародыша с формирующимся тельсоном. Об. х 2, ок. х 4,5

Стадия 4. Эмбриональный науплиус – форма яиц овальная, визуальных отличий по форме яиц не наблюдается. Отчетливо видны нити прикрепления. Встречаются замершие зародыши и пустые яйцевые оболочки (не более 1 на 100 яиц). Количество желтка меньше, чем на предыдущей стадии. Оптические доли овальные, наблюдается разделение на роговицу и сетчатку; зона зрительных пигментов – округлая, рострум массивный (рис. 6).

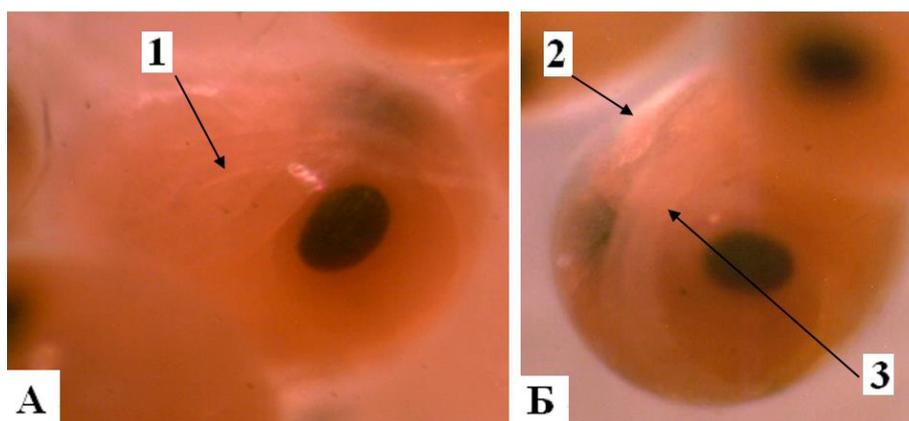


Рис. 6. Яйца *P. adspersus* на четвертой стадии развития: А – фотография с латеральной стороны зародыша, Об. х 2, ок. х 4,5, Б – фотография с краниальной стороны зародыша, Об. х 2, ок. х 4,2. 1 – формирование конечностей abdomенa и брюшного отделов, 2 – формирующийся тельсон, 3 – формирующийся рострум

Сегментация конечностей в abdomене выражена отчетливо, начало сегментации в брюшном отделе. В каудальной части зародыша тельсон из-за выраженного изгиба эмбриона частично перекрывает глазные доли.

Заключение

Анализ стадий эмбриогенеза *P. adspersus* (нерестовое яйцо, зародышевый диск, формирование глазного примордия, эмбриональный науплий) позволяет предложить в качестве маркеров раннего этапа развития – расширение перивителлинового пространства, дифференциацию полюсов яйца (формирование зародышевого диска). В качестве диагностического признака патологического развития могут быть использованы гетерогенность желточных гранул по размерам и окраске.

Среди эмбриологических маркеров на более поздних стадиях развития наиболее информативными являются формирование науплиарных зачатков (антенн, антенул, мандибул); формирование глазных примордиев (форма пигментного слоя сетчатки, детерминация роговицы), а также метамеризация отделов тела, соотношение неутилизованного зародышем желтка и объема яйца, дифференциация тельсона.

Дальнейшая детализация шкалы эмбриогенеза *P. adspersus* позволит выделить критические периоды на ранних стадиях развития и оценить структуру желточной организации, что имеет особое значение, поскольку доступность питательных элементов желтка влияет на степень пролиферации и дифференциации клеток и структур зародыша. На более поздних стадиях развития критические периоды могут быть обусловлены закладкой сложных эмбриональных структур, которые начинают приобретать черты будущей функциональности.

Список литературы

1. Буруковский Р.Н. Методика биологического анализа некоторых тропических и субтропических креветок // Промыслово-биологические исследования морских беспозвоночных. – М.: ВНИРО, 1992. – С. 77–84.
2. Кобякова З.И., Долгопольская М.А. Отряд десятиногих – Decapoda // Определитель фауны Черного и Азовского морей. Том 2. – Киев: Наукова думка, 1969. – С. 270–306.
3. Мамонов Г. Пресноводные креветки // Биология. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: https://bio.1sept.ru/view_article.php?ID=200602001 (дата обращения 10.10.2019 г.).
4. Alves D.F.R, Lopez G.L.S, Barros-Alves S.P, Hirose G.L. Sexual system, reproductive cycle and embryonic development of the red-striped shrimp *Lysmata vittata*, an invader in the western Atlantic Ocean // PLoS One. – 2019. – V. 14 (1). – pp. 102–109
5. Anosov S.E., Spiridonov V.A., Marin I.N. A revised check-list of the Black Sea // Decapoda. – Athens: Greece, 2012. – P. 124.
6. Day R.D, McCauley R.D, Fitzgibbon Q.P, Semmens J.M. Seismic air gun exposure during early-stage embryonic development does not negatively affect spiny lobster *Jasus edwardsii* larvae (Decapoda: Palinuridae) // Sci Rep. – 2016. – V. 6. – pp. 124–137.
7. Fernandez N. M, Ruiz-Tagle S, Cifuentes H, Pörtner O, Arntz W. Oxygen-dependent asynchrony of embryonic development in embryo masses of brachyuran crabs // Marine Biology. – 2003. – V. 142 (3). – pp. 559–565.
8. Garcia-Guerrero M, Hendrickx M.E. Embryology of Decapod Crustaceans I. Embryonic Development of the Mangrove Crabs *Goniopsis Pulchra* and *Aratus Pisonii* (Decapoda: Brachyura) // Journal of Crustacean Biology. – 2004. – V. 24 (4). – pp. 666–672.
9. Giesta da Silva T.F. Fecundity, Embryonic Development and Mercury Contamination of the *Palaemon serratus* at North Coast of Portugal // IX forum of resources mariños and the acuicultura of the galician rías. – October 2006
10. Hertzler P.L, Wei J, Droste A.P, Yuan J, Xiang J. Penaeid shrimp brachyury: sequence analysis and expression during gastrulation // Dev Genes Evol. – 2018. – V. 228 (5) . – pp. 125–201.

11. *Iuarte R.B, Vazquez M.G, Bas C.C.* Chemically induced plasticity in early life history of *Palaemon argentinus*: are chemical alarm cues conserved within palaemonid shrimps? // *J Exp Biol.* – 2019. – V. 222 (Pt 13). – pp. 223–226.
12. *Kalinina M.V.* Fertility and Embryonic Mortality Level of the Japanese Mitten Crab *Eriocheir japonica* (Crustacea: Decapoda: Varunidae) in Primorye // *Ontogenez.* – 2015. – V. 46 (6). – pp. 393–401.
13. *Kelly K.L, Taylor C.M.* Effects of crude oil on survival and development in embryonated eggs in *Callinectes sapidus* Rathbun, 1896 (Decapoda, Portunidae) // *PeerJ.* – 2018. – V. 6. – pp. 123–146.
14. *Lopez-Cuadros I, Garcia-Gasca A, Gomez-Anduro G, Escobedo-Fregoso C, Llera-Herrera R.A, Ibarra A.M.* Isolation of the sex-determining gene Sex-lethal (Sxl) in *Penaeus* (*Litopenaeus*) *vannamei* (Boone, 1931) and characterization of its embryogenic, gametogenic, and tissue-specific expression // *Gene.* – 2018. – V. 668. – pp. 33–47.
15. *Pinheiro M, Hattori G.* Embryology of the swimming crab *Arenaeus cribrarius* (Lamarck) (Crustacea, Brachyura, Portunidae) // *Rev. Bras. Zool.* – 2002. – V. 19 (2). – pp. 571–583.
16. *Wear R.G.* Life-history studies on New Zealand Brachyura. Embryonic and post-embryonic development of *Pilumnus novaezealandiae* Filhol, 1886, and of *Pilumnus* Bennett, 1964 (xanthidae, pilumninae) // *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research.* – 2010. – V. 1 (4). –pp. 482–535.
17. *Yara Müller; Dib Ammar; Evelise Nazari* Embryonic development of four species of palaemonid prawns (Crustacea, Decapoda): pre-naupliar, naupliar and post-naupliar periods // *Rev. Bras. Zool.* – 2004. – V.21. – №1. – Curitiba Mar.

STUDY OF THE BALTIC PRAWN (*PALAEEMON ADSPERSUS* RATHKE, 1837) EARLY ONTOGENESIS

Zinabadinova S.S., Koulish A.V., Sukharenko E.V.

Kerch State Marine Technological University, Kerch, Russian Federation,
e-mail: sabrieshka@yandex.ru, kulish1972@mail.ua, helenasuhar@gmail.com

The embryonic development of the most numerous and only one commercial species from the forty-three species of the Decapoda in the Azov and Black Sea water area – *Palaemon adspersus* Rathke, 1837 was studied. Near the fifty samples were collected in the south-west part of Kerch Strait water area. The data collection area had sandy and mud surface with *Zostera* sp. The four stages of embryonic development of *P. adspersus* were described. During the researching of the stages (the spawning egg, the germinal disk, the eye formation and the embryonized nauplius) the qualitative features of early and late embryogenesis were determined.

Embryonic marks of early ages of development was established – expansion of the perivitelline space, differentiation of the poles of the egg (formation of the germinal disk). It was revealed that at the later stages of development, the most informative were the formation of naupliar appendages (antennas, antennula, mandibles), eye primordia (differentiation of optical lobe into the cornea and the retina), as well as metamerization of the body parts, the ratio of egg yolk undisposal by the embryo and egg volume, telson differentiation.

Keywords: embryogenesis, embryonic markers, Decapoda; *Palaemon adspersus*.

Поступила в редакцию 02.11.2019 г.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Горбунов Роман Вячеславович	Временно исполняющий обязанности директора, ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН», e-mail: karadag_station@mail.ru
Ву Мань	Заведующий лабораторией общей и прикладной экологии Южного отделения, Совместный Российско-Вьетнамский Тропический научно-исследовательский и технологический центр, e-mail: forestkuz@mail.ru
Горбунова Татьяна Юрьевна	Научный сотрудник научно-исследовательского центра геоматики, ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН», e-mail: gorbunovaty@gmail.com
Даниленко Анна Александровна	Научный сотрудник Московского представительства ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН», e-mail: moscow@ibss-ras.ru
Зинабадинова Сабрие Серверовна	Кандидат биологических наук, ФГБОУ ВО «Керченский морской технологический университет», e-mail: sabrieshka@yandex.ru
Кузнецов Андрей Николаевич	Доктор биологических наук, согендиректор Совместного Российско-Вьетнамского Тропического научно-исследовательского и технологического центра, e-mail: forestkuz@mail.ru
Кузнецова Светлана Павловна	Старший инженер Института тропической экологии, Совместный Российско-Вьетнамский Тропический научно-исследовательский и технологический центр
Кулиш Андрей Викторович	Кандидат биологических наук, ФГБОУ ВО «Керченский морской технологический университет», e-mail: sabrieshka@yandex.ru
Лебедев Ярослав Олегович	Научный сотрудник научно-исследовательского центра геоматики, ФГБУН «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН», e-mail: ya.o.lebedev@yandex.ru
Лысенко Виталий Мванович	Кандидат геологических наук, доцент кафедры «География океана», Филиал Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова в городе Севастополе, e-mail: niagara_sev@mail.ru
Никифоров Александр Александрович	Кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, ФГБУН «Ордена Трудового Красного Знамени Никитский ботанический сад — Национальный научный центр РАН», e-mail: nikiforov.a.r.01@mail.ru
Никифорова Александра Александровна	Аспирант факультета географии, геоэкологии и туризма Таврической академии, ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет им. В. И. Вернадского», e-mail: nik.a.815@mail.ru

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Сухаренко
Елена
Валериевна

Доктор биологических наук, профессор ФГБОУ ВО
«Керченский морской технологический университет»,
e-mail: helenasuhar@gmail.com

Табунщик
Владимир
Александрович

Младший научный сотрудник ФГБУН ФИЦ «Институт
биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН»,
e-mail: tabunshchik@ya.ru

Нгуен
Данг
Хой

Кандидат географических наук, директор Института тропической
экологии, Совместный Российско-Вьетнамский тропический
научно-исследовательский и технологический центр,
e-mail: danghoi110@gmail.com