СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2014, том 22, № 5, с. 52–65

УДК 550.42:552.54:551.762.3(477.9)

СТРОНЦИЕВАЯ ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛАТО ДЕМЕРДЖИ (ГОРНЫЙ КРЫМ)

© 2014 г. С. В. Рудько*, А. Б. Кузнецов, В. К. Пискунов*****

**Геологический институт РАН, Москва*

e-mail: svrudko@gmail.com

***Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*

****Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

Поступила в редакцию 13.02.2013 г., получена после доработки 18.04.2013 г.

Впервые для верхнеюрских карбонатных отложений Горного Крыма (плато Демерджи) получена Sr-хемостратиграфическая характеристика. Материалом для изотопно-геохимического исследования послужили онкоидные, микробиальные и органогенно-детритовые известняки, представляющие мелководные морские микрофации карбонатной платформы. Образцы известняков, использованные для реконструкции изотопной характеристики среды осадконакопления, отобраны на основании геохимических критериев (Mn/Sr < 0.2, Fe/Sr < 1.6 и Mg/Ca < 0.024) и прошли процедуру предварительной обработки в 1N растворе ацетата аммония. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных образцах увеличивается вверх по разрезу от 0.70701 до 0.70710. Проведена увязка полученных значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ со Sr-изотопной характеристикой белемнитов, представляющих аммонитовые зоны Pectinatites scitulus–Pavlovia rotunda (зональная шкала Бореальной области) и Hybonoticeras hybonotum–M. ponti/B. peroni (зональная шкала Тетической области), а также нижнюю часть зоны Dorsoplanites panderi (зональная шкала переходной области Русской платформы). Sr-хемостратиграфическая корреляция указывает на раннетитонский возраст отложений восточной части плато Демерджи и ограничивает верхний предел накопления известняков, переотложенных внутри карбонатных брекчий г. Северная Демерджи, концом раннего титона. На основании Sr-изотопных данных рассчитана скорость накопления известняков, которая составляет не менее 0.23 м/1000 лет и является аномально высокой для дочетвертичных карбонатных платформ.

Ключевые слова: Sr-хемостратиграфия, карбонатные микрофации, карбонатная платформа, скорость седиментации, аммонитовые зоны, верхняя юра, Крым.

DOI: 10.7868/S0869592X1405007X

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на длительную историю изучения геологии Крыма, многие вопросы тектонического строения, палеогеографии и истории формирования его верхнеюрской толщи остаются нерешенными (Архипов и др., 1958; Муратов и др., 1960; Успенская, 1969; Вознесенский и др., 1998; Милеев, Барабошкин, 1999). В первую очередь, это связано с сильной фациальной изменчивостью мощной осадочной толщи в пределах Горного Крыма, что затрудняет литостратиграфические построения, и сложностями биостратиграфического расчленения. В строении верхнеюрской толщи участвуют флишоиды, конгломераты и известняки, их суммарная мощность оценивается в 4–5 км (Муратов и др., 1960). В восточной части Крымских гор верхнеюрские толщи сложены преимущественно флишоидами, а известняки и конгломераты встречаются здесь в виде отдельных линз с резкими фациальными границами. В западной и центральной частях Крымских гор в составе верхнеюрских отложений преобладают известняки.

Существующие представления о стратиграфии верхнеюрских карбонатных отложений опираются на данные, собранные во время геологической съемки (Успенская, 1969). Е.А. Успенской (1969) была предложена схема расчленения юрских отложений, в которой для верхнеюрского отдела были выделены келловейский, оксфордский, кимериджский и титонский ярусы. Тогда же в разрезах мелководных известняков Крымской яйлы было предположено отсутствие верхнекимериджских горизонтов и показано трансгрессивное налегание титона на оксфорд-кимериджские отложения (Успенская, 1969). Для титона было приня-

то двучленное деление, причем верхний подъярус охватывал верхний титон и часть нижнего титона международной шкалы в современном понимании (Gradstein et al., 2012), включая зоны Semiformiceras semiforme и Semiformiceras fallauxi.

Сложности детального биостратиграфического расчленения верхнеюрских известняков связаны с редкостью находок аммонитов (Аркадьев, Рогов, 2006) в отложениях мелководных карбонатных платформ, что характерно не только для крымских разрезов. Микропалеонтологические исследования верхнеюрских отложений Крыма позволили выделить фораминиферовые зоны (Горбачик, Кузнецова, 1994; Федорова, 2000; Аркадьев и др., 2006). В результате было показано широкое распространение титона–берриаса в известняках Крымской яйлы и кимериджа–берриаса в районе Ай-Петринской яйлы (Krajewski, Olszewska, 2007). Тем не менее бентосные фораминиферы фациально зависимы и в глубоководных отложениях обычно переотложены, в связи с чем их корреляция с аммонитовыми зонами неоднозначна. Стратиграфический объем некоторых руководящих таксонов, например Anchispirocyclina lusitanica, воспринимается разными исследователями по-разному (Федорова, 2000; Krajewski, Olszewska, 2007).

Время формирования верхнеюрских известняков Крыма может быть уточнено с помощью стронциевой изотопной хемостратиграфии (SIS), независимой по отношению к биостратиграфическому методу. Метод SIS опирается на долговременные вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в океане (Burke et al., 1982; Faure, 1982; McArthur, 1994; Veizer et al., 1999). Причиной этих вариаций были изменения в балансе двух главных потоков стронция, поступавшего в океан: континентального с высоким отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ и мантийного с низким значением этого отношения (Hodell et al., 1989). Высокая скорость перемешивания морских вод, которое происходит в течение нескольких тысяч лет (Faure, 1982; Кузнецов и др., 2012), обеспечивает единообразие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ во всем объеме океанов и внутриконтинентальных морей. В результате этого усреднения отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ было одинаковым в одновозрастных морских бассейнах. Карбонатные осадки способны наследовать Sr-изотопные характеристики среды седиментации, а это открывает возможность определять первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в древних морских бассейнах и восстанавливать вариации $^{87}Sr/^{86}Sr$ во времени. Степень сохранности исходных Sr-изотопных характеристик осадочных карбонатов обычно оценивается на основании геохимических критериев (Brand, Veizer, 1980; McArthur, 1994; Горохов, 1996; Кузнецов и др., 2003). Таким образом, Sr-изотопная характеристика неизмененных образцов может быть использована для корреляции морских карбонатных отложений, уточнения их возраста и скорости седиментации. Метод SIS успешно применяется для решения перечисленных задач в кайнозое (Hodell et al., 1989), мезозое (Jones et al., 1994; Gröcke et al., 2003; Schneider et al., 2009), палеозое (McArthur, 1994; Veizer et al., 1999) и докембрии (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 2003, 2009; Покровский и др., 2006).

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в позднемезозойском океане постепенно повышалось от 0.7068 в поздней юре до 0.7075 в середине раннего мела (Jones et al., 1994; Veizer et al., 1999; McArthur et al., 2001). Таким образом, названный временной интервал потенциально благоприятен для определения Sr-изотопной специфики каждого яруса от оксфордского до барремского. Метод SIS позволил успешно провести корреляцию позднемезозойских биостратонов Бореальных (Jones et al., 1994), Тетических (Schneider et al., 2009) и переходных областей (Podlaha et al., 1998; Gröcke et al., 2003). В качестве материала-носителя Sr-хемостратиграфической информации для мезозойских отложений обычно использовали ростры белемнитов и раковины устриц, сложенные низкомагнезиальным кальцитом и слабо подверженные вторичной перекристаллизации (Jones et al., 1994; Podlaha et al., 1998; Schneider et al., 2009).

В этой работе нами впервые предлагается использовать метод SIS для уточнения возраста верхнеюрских карбонатных отложений Горного Крыма. Объектом исследования выбран карбонатный разрез плато Демерджи, активно изучаемый в последние годы сотрудниками МГУ и ГИН РАН (Барабошкин, Пискунов, 2010; Пискунов и др., 2012а, 2012б). Из-за отсутствия белемнитов и устриц хорошей сохранности, в качестве носителей Sr-хемостратиграфической информации нами использованы образцы известняков. В связи с этим особое внимание уделено литологическим (микрофациальным) и геохимическим характеристикам пород, с целью выбора среди них наименее измененных образцов, сохранивших Sr-изотопную характеристику позднеюрского океана.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ ИССЛЕДУЕМОГО РАЙОНА

Плато Демерджи располагается в центральной части первой гряды Горного Крыма (рис. 1) между горами Чатыр-Даг на западе, Караби-яйлой на востоке и Долгоруковской яйлой на севере. Верхнеюрские образования плато Демерджи представлены литологически контрастными конгломератовыми и известняковыми отложениями внутри сложной блоково-надвиговой структуры (Пискунов и др., 2012а). Имеющиеся здесь верх-

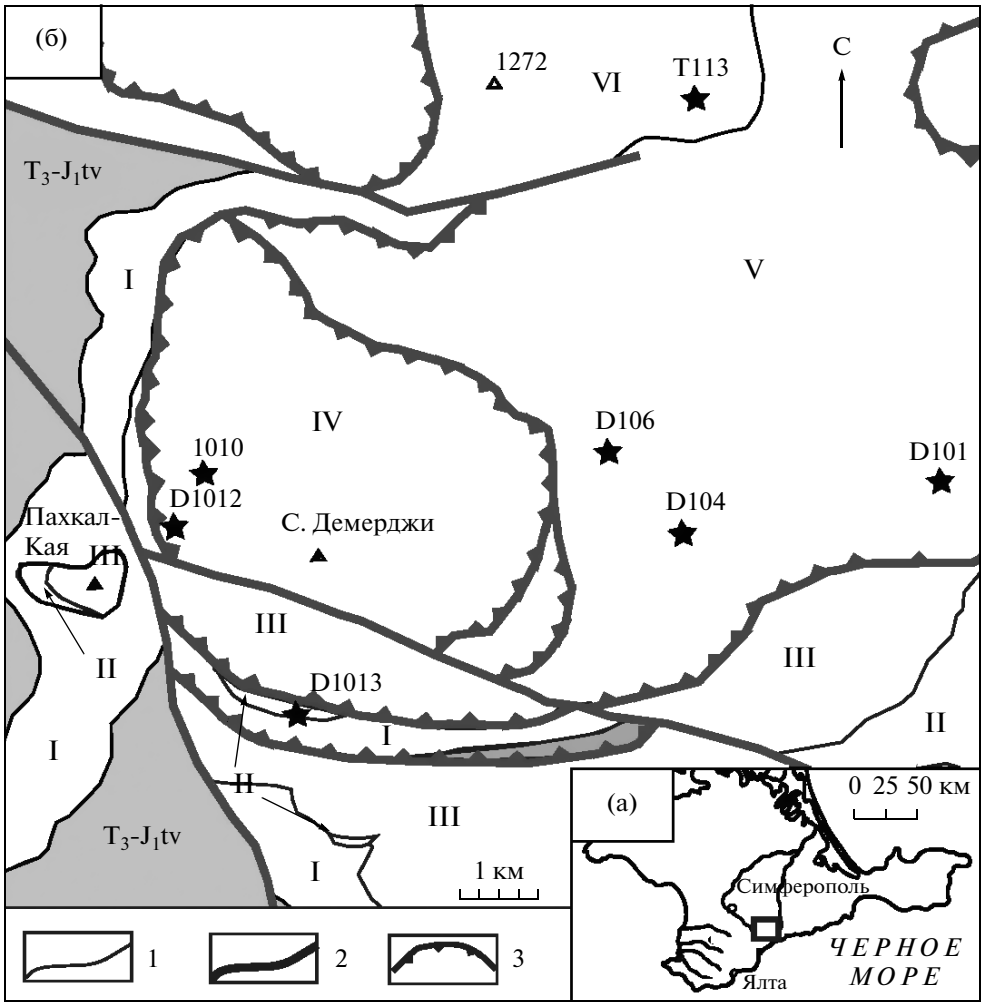


Рис. 1. Положение района работ на территории Крымского п-ва (а) и упрощенная схема геологического строения плато Демерджи (б).

1 – границы толщ, 2 – вертикальные разрывные нарушения, 3 – надвиги и пологие взбросы. Звездочками обозначены точки привязки образцов. Координаты точек: D101 (44°47′7″ с.ш., 34°26′19″ в.д.), D104 (44°46′49″ с.ш., 34°25′19″ в.д.), D106 (44°47′5″ с.ш., 34°24′53″ в.д.), T113 (44°48′25″ с.ш., 34°25′28″ в.д.), D1013 (44°46′15″ с.ш., 34°23′14″ в.д.), 1010 (44°47′19″ с.ш., 34°22′53″ в.д.), D1012 (44°46′57″ с.ш., 34°22′42″ в.д.).

неюрские комплексы можно относить к судакской и яйлинской сериям (Милеев и др., 2006). Согласно принятой схеме свитного деления они относятся (снизу вверх) к тапшанской, демерджийской, ялтинской и беденекырской свитам (Пермяков и др., 1991) (рис. 2). Следует отметить, что, ввиду неопределенности возрастной характеристики, сложности надвиговой структуры и неясности критериев свитного расчленения, границы свит и серий (рис. 2) могут быть проведены иначе.

Строение района плато Демерджи более подробно описано в статье Пискунова с соавторами (2012а), которая посвящена проблеме интерпретации надвиговой структуры. На основании литологических критериев в разрезе плато Демерджи выделено пять толщ снизу вверх (рис. 1б, 2): толща I (до 80 м) – грубообломочные полимиктовые конгломераты без обломков верхнеюрских известняков; толща II (20–40 м) – онкоидные и тромболитовые известняки; толща III (более 150 м) – грубообломочные полимиктовые конгломераты с неокатанными обломками и галькаами верхнеюрских известняков; толща IV (300 м) – слоистые карбонатные брекчии; толща V (1000 м) – слоистые органогенно-детритовые и рифовые известняки. Толщи I, II и III залегают в ненарушенной последовательности, так как между ними установлены седиментационные границы. Толщи IV и V залегают по надвигу на толще III, при этом толща IV частично надвинута на толщу V. На плато Тирке-яйла разрез толщи V согласно наращивается толщей VI (более 300 м), которая начинается пачкой переслаивания известняков и

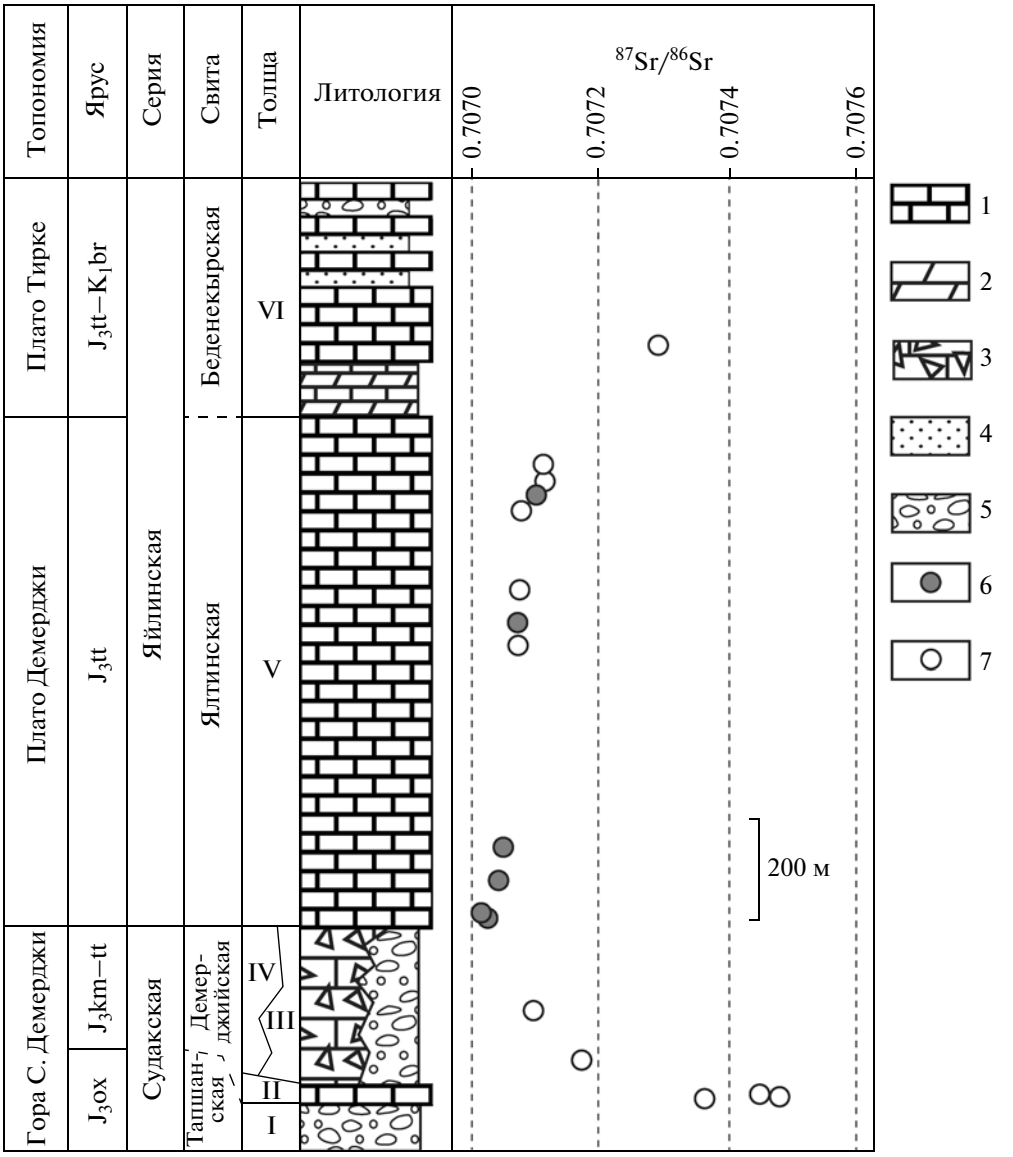


Рис. 2. Вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в изученных образцах на сводном разрезе отложений плато Демерджи.

1–5 – типы пород: 1 – известняки, 2 – мергели, 3 – карбонатные брекчии, 4 – песчаники, 5 – конгломераты; 6 – наименее измененные образцы, удовлетворяющие геохимическим критериям (Mg/Ca < 0.024, Mn/Sr < 0.2, Fe/Sr < 1.6); 7 – измененные образцы.

Серии даны по (Милеев и др., 2006), свиты по (Пермяков и др., 1991), толщи по (Пискунов и др., 2012а). Пунктирные линии в таблице соответствуют неясным границам подразделений. Вертикальная последовательность толщ приведена согласно (Пискунов и др., 2012а).

мергелей, а выше содержит пачки переслаивающихся известняков, песчаников и конгломератов.

Кимеридж-титонский возраст известняков толщи II установлен по комплексу гастропод (определения Н.И. Лысенко, МГУ), найденных на южном эскарпе г. Северная Демерджи Е.Ю. Барабошкиным. Возраст толщи IV также определяется в широком интервале как кимеридж-титонский по находке аммонита Discosphinctoides cf. modestus (Schneid.) в карбонатных брекчиях из средней части разреза на западном склоне г. Северная Демерджи (находка М.Ю. Никитина, определение Е.Ю. Барабошкина; Пискунов и др., 2012а). На основании идентичного микрофациального состава обломков известняков в брекчиях толщи IV и конгломератах толщи III, а также сходной обстановки формирования предполагается субсинхронное накопление этих толщ (Пискунов и др., 2012а). Слоистые известняки толщи V в восточной части плато Демерджи соотносятся

Е.А. Успенской (1969) с известняками плато Караби-яйла, для которых по аммонитам Kossmatia richteri Opp., Berriasella callisto Orb. и комплексу фораминифер, гастропод и брахиопод был установлен раннетитонский возраст (Успенская, 1969). Хотя в современном представлении таксон "Kossmatia" richteri является видом-индекс подзоны в зоне Fallauxi верхней части нижнего титона (Аркадьев, Рогов, 2006), вид Berriasella callisto должен характеризовать верхние слои берриаса (Аркадьев, 2008). Позднее в карбонатных отложениях Караби-яйлы и в исследуемой толще V Демерджи-яйлы были описаны комплексы фораминифер зоны Anchispirocyclina lusitanica–Melathrokerion spirialis (Андрухович, Туров, 2002; Федорова, 2005). Эта зона выделена в Крыму К.И. Кузнецовой и Т.Н. Горбачик (1985) и относится ими к верхнему титону в широком смысле (sensu Успенская). В некоторых недавних работах зона Anchispirocyclina lusitanica–Melathrokerion spirialis рассматривается как эквивалент аммонитовых зон Microcanthoceras microcanthum и Durangites (Федорова, 2005; Аркадьев и др., 2006), однако, по мнению М. Краевского и Б. Ольшевской (Krajewski, Olszewska, 2007), виды-индексы этой зоны существовали на протяжении всего титона и переходили в берриас. Все вышесказанное допускает титонский возраст толщи V. Авторам настоящей работы не известны специальные палеонтологические исследования района Тирке-яйлы, но геологическое положение толщи VI предполагает ее титон-берриасский возраст.

ЛИТОЛОГИЯ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Верхнеюрские карбонатные отложения Крымской яйлы обычно представлены массивными или слоистыми, плотными, закарстованными известняками, что препятствует как их фациальному анализу, так и сбору фаунистической коллекции. В связи с отсутствием находок фауны хорошей сохранности в отложениях плато Демерджи, из карбонатных толщ II, IV, V и VI (рис. 1б, 2) для изотопно-геохимического исследования были отобраны образцы известняков, которые имели наилучшую сохранность первичных осадочных структур.

Первичный отбор образцов проводился на основании литологической характеристики и микроскопического изучения. Предпочтение отдавалось инситным или почти инситным карбонатным микрофациям, без компонентов, которые могли бы испытать значительное переотложение во времени и пространстве (экстракласты и силикокластическая примесь). Из рассмотрения были исключены образцы, в которых были обнаружены крупные кальцитовые жилы или значительное количество эпигенетического спарита. Микрофации описаны с применением улучшенной классификации карбонатных пород Р. Данхема (Embry, Klowan, 1971) и по методике, рекомендованной Э. Флюгелем (Flügel, 2010).

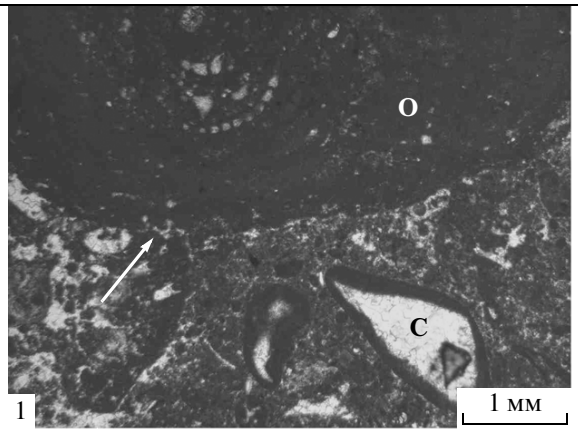
Образцы толщи II отобраны из основания пластины светло-серых известняков на южном эскарпе г. Северная Демерджи. Эта пластина в своей нижней части представлена фациями ограниченной морской лагуны (обр. D1013-1 и D1013-3B) и открытой лагуны (обр. D1013-5) (Пискунов и др., 2012а). Образцы D1013-1 (табл. I, фиг. 2) и D1013-3B (табл. I, фиг. 7) представлены онкоидным рудстоуном и рубашкой крупного поростроматового онкоида соответственно, а образец D1013-5 – онкоидным флоатстоуном с микроинкрустаторами Lithocodium–Bacinella.

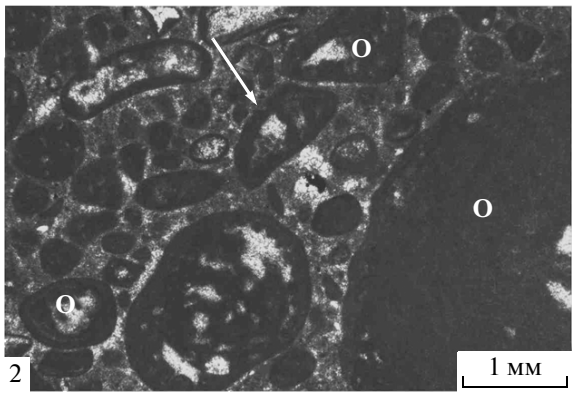
В толще IV, сложенной карбонатными брекчиями, было взято два образца. Один (обр. D1012-6) был отобран в нижней части из слоя светло-серого губково-бактериального боундстоуна, который накапливался in situ. Второй образец (обр. 1010) представляет крупный обломок тром-

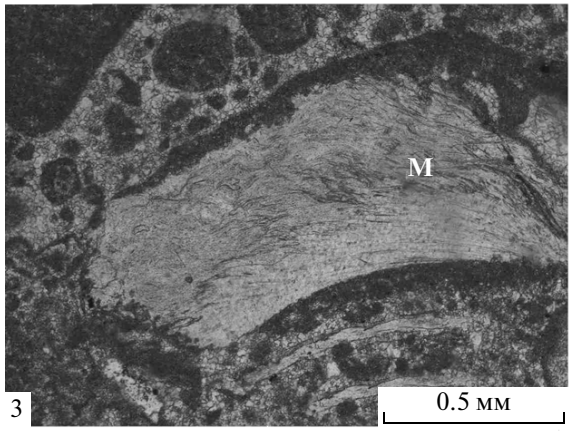
Таблица I. Литологические особенности известняков.

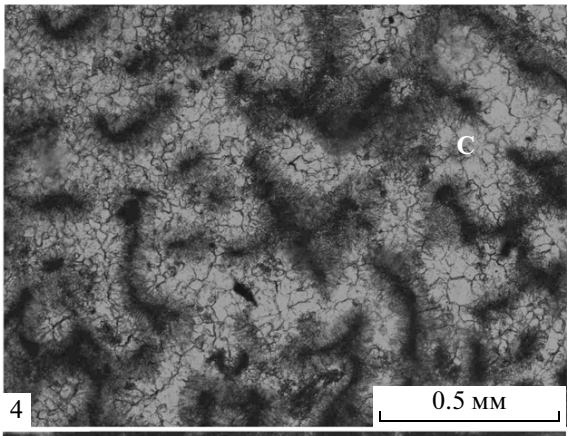
1–6 – микрофотографии без анализатора, 7, 8 – пришлифовки. 1 – онкоидный флоатстоун с цельными раковинами моллюсков (обр. D104-23), O – поростроматовая рубашка крупного онкоида, C – выделения спарита в ядре кортоида, стрелка указывает на вторичные полости (каверны), которые нарушают первичную структуру микрит-пелоидального матрикса и образовались под воздействием метеорных вод, фация лагуны; 2 – онкоидный флоатстоун (обр. D1013-1), O – онкоиды различных размеров, ядра онкоидов частично перекристаллизованы и замещены спаритом, матрикс пелоидально-микритовый, с небольшим количеством спаритового цемента в первичном поровом пространстве, стрелка указывает на темные микритовые корочки во внешних частях онкоидов, образованные за счет жизнедеятельности организмов сверлильщиков, фация ограниченной лагуны; 3 – кортоидный грейнстоун с раковинным детритом (обр. D106-18), M – кортоид по детриту раковины моллюска, стрелка указывает на сохранившуюся биогенную структуру кальцита, в первичном поровом пространстве значительное количество блокового спарита, который полностью замещает ранние морские цементы, фация отмели края платформы; 4 – коралловый боундстоун (обр. D101-17), видны тени арагонитового скелета коралловой постройки, C – блоковый спарит, выполняющий первичное поровое пространство, фация рифа; 4–6 – миробиалиты Lithocodium–Bacinella–Thomatoporella (обр. D104-27 и 101-25), видны микроинкрустаторы: B – Bacinella, T –Thomatoporella, стрелка указывает на каверны, образованные под воздействием метеорных вод, C – спарит, выполняющий биогенную структуру Bacinella, фация рифа?; 7 – онкоидный известняк (обр. D1013-3b); 8 – тромболитовый известняк с дымчатой и комковатой структурой (обр. 1010), видна хорошая сохранность первичной биогенной структуры и стилолитовые кальцитовые жилы, стрелки указывают на место отбора образца для изотопно-геохимического исследования.

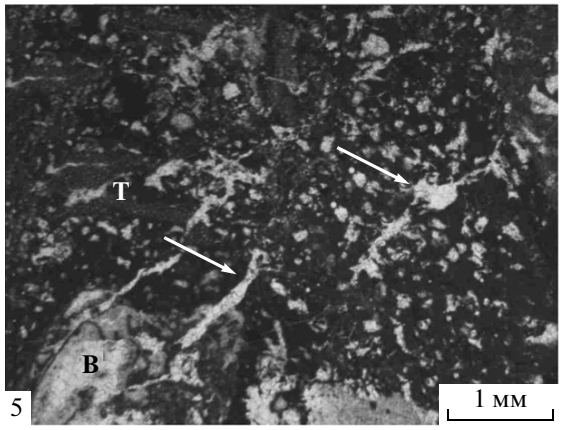
Таблица I

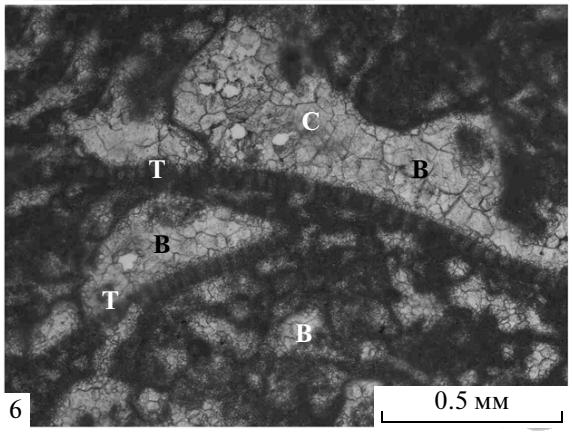

O
C
1 мм
1

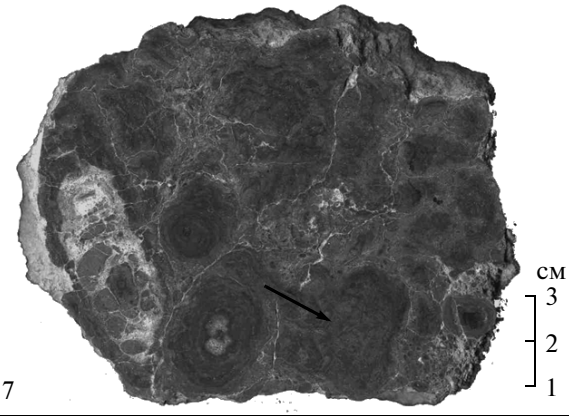

O
O
O
1 мм
2

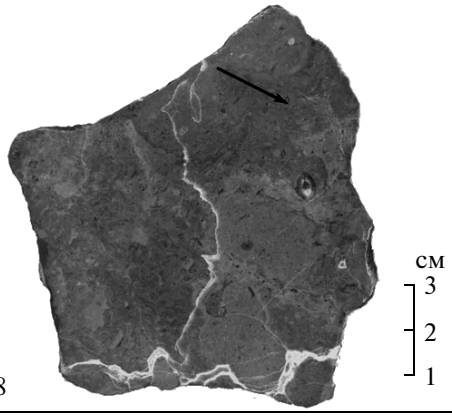

M
0.5 мм
3


C
0.5 мм
4


T
B
1 мм
5


C
T
B
B
T
B
0.5 мм
6


см
3
2
1
7


см
3
2
1
8

болитового известняка (табл. I, фиг. 8) из наиболее массивного (6 м) пласта брекчий в средней части толщи.

Толща V представлена плотными светло-серыми, коричневатыми слоистыми и массивными известняками, которые накапливались в относительно низкоэнергетической мелководной (но не эфемерной) обстановке внутренней части карбонатной платформы, отмели края платформы и рифа. При формировании осадков значительную роль играли сообщества микроинкрустаторов Lithocodium–Bacinella–Thomatoporella, которые стабилизировали и скрепляли осадок, принимая участие в рифообразовании (Leinfelder et al., 1993; Krajewski, 2010; Пискунов и др., 2012б). Среди 14 образцов, отобранных в толще V, выделяются следующие микрофации снизу вверх: онкоидный рудстоун (обр. D101-3), онкоидный рудстоун с многочисленными литуолидами (обр. D101-7), кораллово-микробиальный боундстоун с органогенным детритом (обр. D101-17) (табл. I, фиг. 4), микробиалит Lithocodium–Bacinella–Thomatoporella (обр. D101-25, D104-27 и D106-12) (табл. I, фиг. 5, 6), онкоидно-кортоидный флоатстоун со скелетным детритом и экстракластами (обр. D104-15), онкоидный флоатстоун с цельными раковинами моллюсков (обр. D104-23), пелоидно-онкоидный пакстоун с инкрустаторами Lithocodium (обр. D104-34), пелоидно-кортоидный грейнстоун с обломками кораллов (обр. D106-18) (табл. I, фиг. 3), онкоидный флоатстоун со скелетным детритом (обр. D106-21) и кортоидно-онкоидный рудстоун (обр. D106-26).

Толща VI представлена переслаиванием ожелезненных коралловых известняков, мергелей, песчаников и конгломератов смешанного терригенно-карбонатного состава. Высокая доля силикокластической примеси снижает потенциал этой толщи при отборе образцов для Sr-хемостратиграфического исследования. Поэтому здесь был взят только один образец биотурбированного вакстоуна с обломками кораллов (обр. T113-K20), который выполняет пустоты внутри коралловой постройки.

МЕТОДИКА

Содержания Ca и Mg в карбонатной составляющей истертых образцов после их растворения в 1 N HCl определялись весовым, а Mn и Fe – атомно-абсорбционным методом в ГИН РАН (табл. 1).

Изучение изотопного состава Sr известняков проводилось в обогащенных карбонатных фракциях, выделенных путем ступенчатого растворения по методике (Горохов и др., 1995). Химическая процедура включала предварительную обработку навески образца раствором ацетата аммония (NH_4OAc) при комнатной температуре и последующее растворение остатка в 10%-ной уксусной кислоте. Содержания Sr определяли масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления. Измерение изотопного состава Sr проводили на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. По результатам параллельных измерений изотопных стандартов NIST SRM-987 и USGS EN-1 воспроизводимость результатов составила ±0.002% (2SD). Расхождение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в образцах по результатам повторных опытов не превышало 0.00001. Все значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в изученных образцах приведены к единому значению в стандарте SRM-987 = = 0.710248 (табл. 1).

ВЫБОР НАИМЕНЕЕ ИЗМЕНЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Формирование раннедиагенетических цементов и литификация позднеюрских мелководных известковых осадков происходили в морских условиях за счет биотурбации и при участии организмов-инкрустаторов (табл. I, фиг. 2). Известняки, которые накапливались в наиболее мелководных обстановках, могли подвергаться субаэральной экспозиции и испытывать ранний метеорный диагенез (табл. I, фиг. 5). Затем, по мере увеличения мощности и погружения толщи, известняки попали в зону циркуляции подземных растворов, что привело к появлению в породах генераций спарита (табл. I, фиг. 1–4) и полному закрытию порового пространства. При последующей экспозиции платформы на альпийском этапе известняки вновь оказались под воздействием метеорных вод. В длительной диагенетической истории изученные породы претерпели ряд минералогических, структурно-текстурных и геохимических изменений, которые могли исказить исходные Sr-изотопные характеристики первичного осадка.

Отбор образцов, пригодных для реконструкции изотопного состава Sr в морской воде, представляет одну из важнейших задач метода SIS. Решение этой задачи определяет как значимость реконструированных величин отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для каждого возрастного интервала, так и надежность последующих Sr-хемостратиграфических корреляций. В ходе вторичных преобразований известняки обычно обогащаются Mn и Fe и теряют часть Sr (Brand, Veizer, 1980; Tucker, Wright, 1990; Горохов, 1996). Перераспределение названных элементов обычно используют для диагностики диагенетической перекристаллизации морских карбонатных осадков.

На этапе становления SIS для реконструкции отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в мезозойском океане использовали образцы известняков с содержанием

Таблица 1. Содержания малых элементов, доля силикокластической примеси (С.П.) и отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в изученных известняках

Номер образца	Мощность, м[1]	С.П., %	Mg, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$[2]
Толща VI										
T113-K20	1155	8.7	0.4	280	2770	563	0.011	0.50	4.9	0.70729
Толща V										
D106-26	905	1.4	0.3	190	130	287	0.008	0.66	0.5	0.70711
D106-21	879	0.8	0.4	150	140	300	0.009	0.50	0.5	0.70715
D106-18	858	5.4	0.4	90	770	502	0.011	0.18	1.5	***0.70710***
D106-12	827	1.9	0.6	140	210	305	0.016	0.46	0.7	0.70708
D104-34	628	1.6	0.3	170	530	230	0.009	0.74	2.3	0.70708 0.70708*
D104-27	593	1.3	0.6	190	360	297	0.015	0.64	1.2	0.70709
D104-23	574	1.9	0.5	60	430	310	0.013	0.19	1.4	***0.70707***
D104-15	532	1.2	0.5	140	110	284	0.012	0.49	0.4	0.70707
D101-25	134	1.2	0.4	45	170	390	0.010	0.11	0.4	***0.70705***
D101-25*	134	1.2	0.4	40	90	400	0.010	0.10	0.2	***0.70704*** ***0.70705****
D101-17	79	1.1	0.4	50	130	340	0.009	0.15	0.4	***0.70704***
D101-7	26	1.3	0.4	50	250	262	0.010	0.19	1.0	***0.70701***
D101-3	9	2.8	0.5	70	450	360	0.013	0.19	1.3	***0.70703***
Толща IV										
1010	170	0.7	0.3	460	140	217	0.007	2.12	0.6	0.70710
D1012-6	48	0.7	0.4	840	180	197	0.011	4.26	0.9	0.70717
Толща II										
D1013-5	6	1.6	0.2	110	260	315	0.004	0.35	0.8	0.70745
D1013-3B	2	8.7	0.2	240	1050	320	0.006	0.75	3.3	0.70748 0.70748*
D1013-1	0.5	5.6	0.4	250	650	320	0.010	0.78	2.0	0.70736

Примечание. ([1]) – положение образцов указано в метрах от основания толщи; ([2]) – измеренные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в образцах приведены к значению в стандарте SRM-987 = 0.710248; (*) – повторные опыты. Жирным курсивом выделены отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных образцах, удовлетворяющих геохимическим критериям: Mg/Ca < 0.024, Mn/Sr < 0.2, Fe/Sr < 1.6.

Sr более 200 мкг/г (Burke et al., 1982; Koepnick et al., 1990). Однако позднее предпочтение отдавалось ископаемым белемнитам (Jones et al., 1994; Podlaha et al., 1998; Veizer et al., 1999) и реже устрицам (Jones et al., 1994; Schneider et al., 2009). В отличие от известняков, ростры белемнитов имеют более плотную структуру и более устойчивы к диагенетической перекристаллизации. Белемниты сложены низкомагнезиальным кальцитом и способны обеспечить как изотопно-геохимический, так и структурный контроль за степенью вторичных изменений. Сохранность первичной структуры белемнитов обычно контролируется в ходе оптического и катодолюминесцентного исследования, а для изотопно-геохимического анализа выбирают внутренние слои, сложенные нелюминесцирующим кальцитом (Podlaha et al., 1998). После этого наименее измененные карбонатные генерации выбирают на основе анализа содержаний малых элементов (Mn, Fe и Sr). Критические значения малых элементов, используемые для выбора наименее измененных карбонатных генераций в фаунистических остатках, различаются в разных публикациях. Считается, что концентрация Sr должна быть выше 800 мкг/г (Podlaha et al., 1998) или хотя бы выше 450 мкг/г (Veizer et al., 1999; Schneider et al., 2009). Для концентраций Mn и Fe в большинстве работ принимали значения менее 20–50 мкг/г и менее 50–150 мкг/г соответственно (Jones et al., 1994; Podlaha et al., 1998;

Gröcke et al., 2003). Однако в одном из недавних исследований верхнеюрских устриц пороговые величины для концентрации Mn достигали <250 мкг/г, а для Fe < 750 мкг/г (Schneider et al., 2009), что значительно выше содержаний этих элементов в современных морских раковинах (Brand, Veizer, 1980; Кузнецов и др., 2012).

Для изотопно-геохимических исследований нами были отобраны образцы, сохранившие первично-осадочные текстуры, а последующая оценка степени их диагенетического преобразования проводилась путем геохимического анализа.

В изученных образцах присутствуют неперекристаллизованные и сохранившие первичную биогенную структуру водорослево-бактериальные онкоидные корочки, микробиальные образования (тромболиты), скелеты организмов-инкрустаторов, фрагменты крупных бентосных фораминифер, иглокожих и раковин моллюсков (табл. I, фиг. 3). Значительная часть органогенного детрита сразу вслед за осаждением подверглась биотурбации, что привело к формированию микритовых корочек или полной микритизации зерен и образованию пелоидов. Такие биотурбированные осадки обычно формируют микрит-пелоидальный матрикс онкоидных, тромболитовых и микробиальных микрофаций и представляют первично морские образования.

Однако низкие концентрации Sr в изученных образцах (197–563 мкг/г, табл. 1) указывают на то, что породы испытали заметную перекристаллизацию в присутствии метеорных вод. Несомненным продуктом такой перекристаллизации является блоковый спаритовый цемент, который выполняет первичное и вторичное поровое пространство, замещает раннедиагенетические цементы, скелеты кораллов и губок и раковины моллюсков.

Таким образом, исходные карбонатные осадки, сложенные первоначально преимущественно арагонитом с подчиненным количеством низкомагнезиального кальцита, в настоящее время превратились в низкомагнезиальный кальцит (Mg < 0.6%).

Средняя концентрация Sr в изученных известняках равна 326 мкг/г, что значительно ниже, чем в современных арагонитовых (7000–9000 мкг/г) и кальцитовых осадках (1000–1800 мкг/г) (Brand, Veizer, 1980; Burke et al., 1982; Tucker, Wright, 1990). Даже среди палеозойских и рифейских отложений встречаются слабоизмененные известняки, содержащие 800–2750 мкг/г стронция (Denison et al., 1994; Семихатов и др., 2002; Кузнецов и др., 2006, 2008).

Однако частичная потеря Sr в карбонатной породе сама по себе не изменяет изотопного состава стронция, оставшегося в карбонате. Для оценки Sr-изотопной характеристики морской воды успешно использовались карбонатные породы, содержащие 90–200 мкг/г стронция (McArthur, 1994; Горохов и др., 1995). Наиболее важным показателем диагенетического нарушения Rb-Sr систем является не степень потерь стронция карбонатом, а количество приобретенных им Mn и Fe и степень взаимодействия породы с подземными или метеорными водами, привносящими обычно ^{87}Sr (Denison et al., 1994; Кузнецов и др., 2003). Таким образом, как абсолютные величины отношений Mn/Sr и Fe/Sr, так и зависимости между ними, с одной стороны, и изотопным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, с другой, могут контролировать степень вторичной перекристаллизации карбонатных пород. Наиболее жесткое отношение Mn/Sr, рекомендуемое для отбора наименее измененных известняков, составляет <0.2 (Кузнецов и др., 2003, 2006, 2008). Пороговые значения отношения Fe/Sr обычно варьируют от 1.6 до 5. В настоящей работе в качестве критерия отбора неизмененных образцов принимается минимальное из этих значений – Fe/Sr < 1.6.

Наименее измененные образцы, несущие Sr-изотопную характеристику среды седиментации, присутствуют в нижней, средней и верхней частях толщи V. Шесть образцов известняков из этой толщи удовлетворяют приведенным выше строгим геохимическим критериям сохранности (рис. 3), а отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них заключено в пределах 0.70701–0.70710 (табл. 1). Следует отметить, что содержания Mn и Fe в некоторых образцах не превышают пороговые значения, установленные для наименее измененных карбонатных генераций белемнитов (<50 и <150 мкг/г соответственно). Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в шести образцах толщи V, не удовлетворяющих принятым критериям отбора, варьирует примерно в тех же пределах (0.70705–0.70715), что и в неизмененных образцах. Это указывает на то, что позднедиагенетические растворы, которые взаимодействовали с известняками этой толщи, были лишь незначительно обогащены радиогенным ^{87}Sr.

В толщах II, IV и VI не оказалось ни одного образца, который удовлетворял бы принятым нами геохимическим критериям сохранности (рис. 2, 3). По сравнению с образцами толщи V (содержащими 40–170 мкг/г Mn и 90–770 мкг/г Fe), известняки толщи II обогащены железом (до 1050 мкг/г), образцы толщи IV – марганцем (до 840 мкг/г), а образец толщи VI – и железом (2770 мкг/г), и марганцем (280 мкг/г). Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в образцах этих толщ (0.70710–0.70748) выше, чем в образцах, удовлетворяющих геохимическим критериям. Более того, это отношение в “измененных” известняках положительно коррелируется с отношениями Mn/Sr и Fe/Sr (рис. 3). Поскольку известняки маломощной (20 м) толщи II, брекчиевой толщи IV и терригенно-карбонатной толщи VI

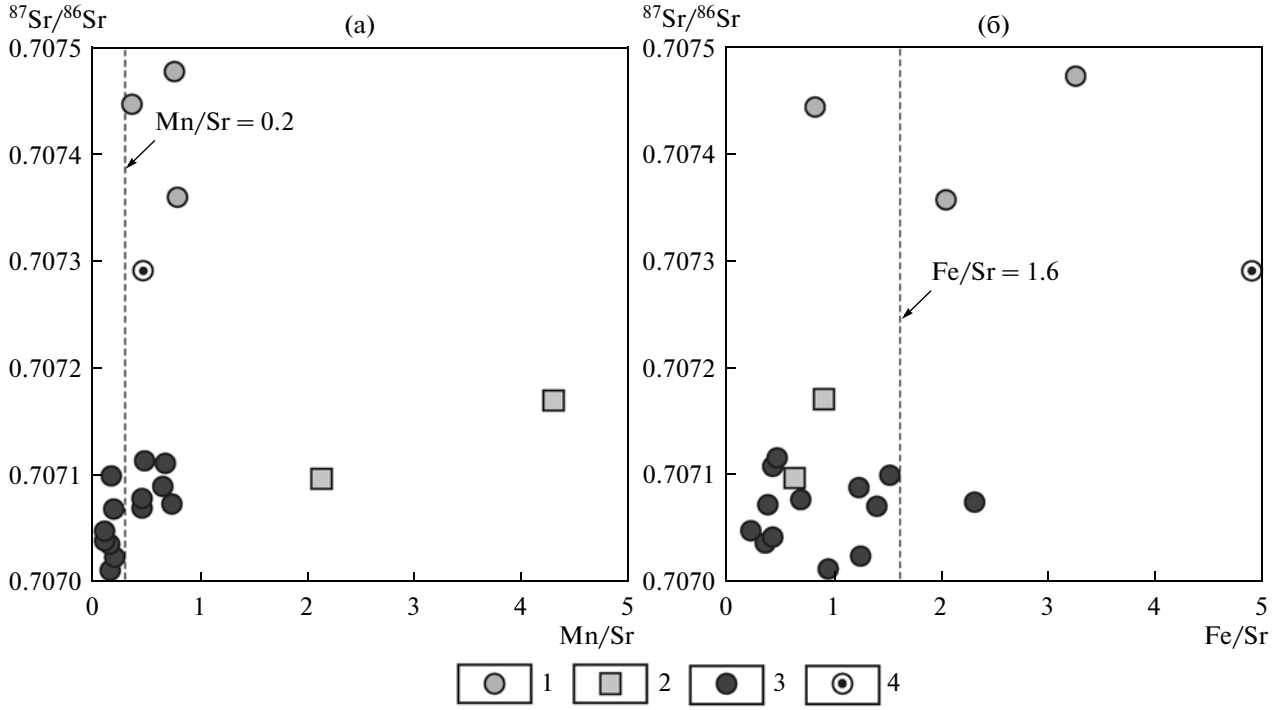


Рис. 3. Зависимость отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от отношений Mn/Sr и Fe/Sr в изученных известняках.
1 – толща II, 2 – толща IV, 3 – толща V, 4 – толща VI. Пунктирная линия отделяет область наименее измененных образцов.

находятся в непосредственной близости к силикокластическим породам, радиогенный ^{87}Sr, заимствованный из ассоциированных песчано-глинистых пород, привел, вероятно, к нарушению первичных Rb-Sr систем известняков. Таким образом, положительная зависимость отношений Mn/Sr и Fe/Sr, с одной стороны, и отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, с другой, ясно показывает, что в нашем случае диагенетическая перекристаллизация приводила к повышению отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках (рис. 3). Учитывая этот факт, можно сказать, что минимальные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в названных пачках отражают верхний предел этого значения в среде осадконакопления. Следовательно, первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ при накоплении пачки брекчиевых карбонатов было ниже 0.70710, а при накоплении коралловой пачки VI – ниже 0.70729.

Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Основой для реконструкции изотопного состава Sr в позднеюрском бассейне служат отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных известняках толщи V (табл. 1). Геохимические характеристики (Mn/Sr < 0.2, Fe/Sr < 1.6 и Mg/Ca < 0.024) шести образцов свидетельствуют об отсутствии постседиментационных нарушений первичных Sr-изотопных систем в известняках. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в обогащенных карбонатных фракциях в образцах из нижней части толщи составляет 0.70701–0.70705. Это отношение увеличивается вверх по разрезу от 0.70707 в средней части до 0.70710 в верхней части (рис. 2). В целом этот тренд согласуется с ростом отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в позднемезозойском океане (Koepnick et al., 1990; Jones et al., 1994; Veizer et al., 1999; McArthur et al., 2001). Однако сопоставление реконструированных нами Sr-изотопных характеристик известняков плато Демерджи с опубликованными кривыми вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в позднемезозойском океане приводит к большим (3–6 млн лет) погрешностям определения возраста.

Эти различия связаны с тем, что опубликованные в разное время отрезки кривой вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в позднемезозойском океане опирались на разные хронологические шкалы. Так, в наиболее ранних работах (Koepnick et al., 1990; Jones et al., 1994) использовали шкалу В. Харланда с коллегами (Harland et al., 1990), а в более поздних работах (Podlaha et al., 1998; McArthur et al., 2001; Gröcke et al., 2003) опирались на шкалу Ф. Градштейна с соавторами (Gradstein et al., 1995). Различие возрастных границ некоторых ярусов в этих шкалах достигает 2–4 млн лет. Более того, погрешность датирования границ ярусов верхнеюрского отдела в шкале 1995 г.

(Gradstein et al., 1995) составляла ±4 млн лет, что сопоставимо с длительностью самих ярусов (около 5 млн лет).

Таким образом, определение возраста карбонатной формации путем проекции отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в образцах на опубликованные графики (Veizer et al., 1999; McArthur et al., 2001) приводит к серьезным ошибкам. Такой упрощенный способ определения возраста осадочных карбонатов, являющийся одним из прикладных аспектов метода SIS, в докембрии получил название "слепое датирование" (Melezhik et al., 2001). Учитывая вышесказанное, в некоторых случаях "слепое датирование" с помощью метода SIS (путем линейной проекции измеренных значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ на стандартные кривые вариаций) в мезозое так же примитивно, как и в докембрии. Проведение Sr-хемостратиграфической корреляции требует не только получения надежных Sr-изотопных характеристик для каждой изучаемой формации, но и анализа геохронологической основы кривой вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, с помощью которой предполагается уточнить возраст карбонатных пород.

Решение этой проблемы мы видим в анализе всех первичных Sr-изотопных данных и их привязке к аммонитовым зонам, на основе которых построена стратиграфическая шкала юрского времени. Такой подход позволит сопоставить полученные нами Sr-хемостратиграфические интервалы с изотопными данными по другим горизонтам, привязанным к зональным аммонитовым шкалам. Это, в свою очередь, поможет избежать переинтерпретации при каком-либо изменении представлений о возрасте биостратиграфических подразделений верхней юры и упростит корреляцию с другими биостратиграфическими данными.

Наиболее ранние Sr-изотопные данные, полученные при изучении юрских белемнитов и устриц Англии, надежно привязаны к зональной аммонитовой шкале Бореальной области (Jones et al., 1994). К этой же шкале привязаны данные, полученные при изучении белемнитов Германии и Новой Зеландии (Podlaha et al., 1998; Veizer et al., 1999). Sr-изотопная характеристика белемнитов волжского яруса Русской платформы опирается на зональную шкалу так называемой переходной или Суббореальной области Русской платформы (Podlaha et al., 1998; Gröcke et al., 2003). Данные об изотопном составе Sr в устрицах Лузитанского бассейна Португалии получены по разрезам, не содержащим аммониты, и сопоставляются с зональной шкалой Тетической области на основании других макро- и микропалеонтологических методов (Schneider et al., 2009).

Неизмененные верхнеюрские известняки толщи V ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70701–0.70710$) коррелируются с бореальными аммонитовыми зонами Pectinatites scitulus–Pavlovia rotunda (0.70702–0.70714; Jones et al., 1994), тетическими зонами Hybonoticeras hybonotum–M. ponti/B. peroni (0.70702–0.70712; Schneider et al., 2009), зоной Ilowaiskya pseudoscythica[1] и нижней частью зоны Dorsoplanites panderi (0.70704–0.70716; Gröcke et al., 2003) волжского яруса Русской платформы. Совокупность перечисленных аммонитовых зон соответствует нижнему титону международной шкалы почти в полном объеме и не противоречит представлениям об их взаимной корреляции (Gradstein et al., 2012). Согласно последнему изданию шкалы геологического времени (Gradstein et al., 2012), возраст толщи V лежит в интервале от 152 до 148 млн лет назад.

Верхний предел времени формирования известняков, переотложенных внутри брекчиевой толщи IV, весьма условно может быть оценен на основании Sr-изотопной характеристики "измененного" обр. 1010. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в этом образце (0.70710, табл. 1) предполагает, что крупный (>15 см) обломок известняка представляет осадки, возраст которых не моложе зоны Pavlovia rotunda (Jones et al., 1994) и верхней части зоны Dorsoplanites panderi в отложениях волжского яруса Русской платформы (Gröcke et al., 2003). Такая корреляция вполне допустима, исходя из геологических и биостратиграфических предпосылок, которые указывают на кимеридж-титонский возраст толщи (Пискунов и др., 2012а).

СКОРОСТЬ СЕДИМЕНТАЦИИ

Согласно последнему изданию геохронологической шкалы (Gradstein et al., 2012), установленный возраст свидетельствуют о том, что нижнетитонская толща плато Демерджи мощностью 900 м накапливалась не более 4 млн лет. Более точное определение временного интервала, который соответствует бореальным зонам Pectinatites scitulus–Pavlovia rotunda, недавно получено на основании изучения орбитальной цикличности в кимериджских глинах Дорсета в Англии и составляет 3.154 млн лет (Huang et al., 2010). Таким образом, скорость седиментации известняков плато Демерджи может быть определена в пределах 0.23–0.28 м/1000 лет. Она сопоставима со скоростью седиментации голоценовых шельфовых карбонатов в районе Флориды и Багамских островов во время последней трансгрессии (5–6 тыс. лет до н.э.). Для барьерных рифов на бровке шельфа и подводных холмов внутренней части шельфа она составляет 1–2.3 м/1000 лет. Вне поднятий скорость седиментации внутрен-

[1] Образцы из основания разреза Городище, отнесенные к зоне Dorsoplanites panderi в (Gröcke et al., 2003), в действительности относятся к зоне Ilowaiskya pseudoscythica нижневолжского подъяруса (М.А. Рогов, устное сообщение).

ней части шельфа близка к 0.2 м/1000 лет (Tucker, Wright, 1990).

Различия в скорости седиментации определяются главным образом внутренними экологическими факторами и, как следствие, скоростью биогенной садки, характерной для той или иной обстановки. Однако скорость седиментации кайнозойских (Багамская), мезозойских (Ургонская), пермских (риф Капитан) и рифейских (Учуро-Майская) карбонатных платформ была значительно ниже, в среднем около 0.05 м/1000 лет (Tucker, Wright, 1990; Семихатов и др., 2002), что связано с наличием перерывов в продолжительной осадочной летописи этих образований. Присутствие самих перерывов объясняется тем, что в мелководных обстановках карбонатных шельфов за счет быстрой биогенной садки происходит полная компенсация бассейна, и вертикальное приращение мощности осадочной толщи останавливается вплоть до следующего трансгрессивного события. Кроме того, во время регрессивных событий мелководные фации карбонатных платформ неминуемо подвергаются денудационным процессам. Таким образом, лишь часть времени фиксируется внутри осадочной летописи долгоживущих карбонатных платформ, а скорость их седиментации определяется суммарной скоростью трансгрессии (во время циклов 2–3 порядка) и погружения бассейна, но не скоростью биогенной садки (Tucker, Wright, 1990).

Высокая скорость седиментации и большая мощность нижнетитонских отложений уже обсуждалась при анализе надвигового строения всей верхнеюрской толщи (Милеев, Барабошкин, 1999). Действительно, большая мощность нижнетитонских отложений могла быть связана с умножением мощности разреза по надвигам. Однако этот вариант не согласуется с полевыми наблюдениями, в ходе которых для толщи V не было отмечено ни разрывных нарушений, ни пород, которые можно связать с тектонитами. Закономерное увеличение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах толщи V вверх по разрезу также свидетельствует о нормальной стратиграфической последовательности, не нарушенной надвигами.

Другим объяснением большой мощности нижнетитонских отложений может быть присутствие внутри толщи “проградационных комплексов” (термин секвентной стратиграфии). Во время формирования этих комплексов происходило не вертикальное, а латеральное приращение мощности карбонатной платформы. Иначе говоря, при измерении мощности карбонатной платформы частично была измерена не вертикальная ее мощность, а латеральное распространение. Однако присутствие проградационных комплексов латерального приращения мощности слабо согласуется с интерпретацией палеофациальных обстановок, которая основана на постулате окаймленной карбонатной платформы (Пискунов и др., 2012б). Выделение проградационных комплексов на основании седиментологических критериев представляет актуальную проблему литологии и может служить темой отдельной статьи.

ВЫВОДЫ

Литолого-фациальное и изотопно-геохимическое изучение известняков плато Демерджи показало возможность применения метода Sr-изотопной хемостратиграфии для уточнения возраста верхнеюрских карбонатных отложений Крыма.

Для изотопно-геохимического изучения были отобраны водорослево-бактериальные онкоидные, пелоидные и микробиальные микрофации с инкрустаторами Lithocodium–Bacinella–Thomatoporella, которые способствовали ранней морской литификации. Микрофации, содержащие значительное количество экстракластов, перекристаллизованных арагонитовых скелетов и кальцитовых жил, не использовали в работе.

Последующий выбор наименее измененных образцов, пригодных для оценки отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в морской воде, проводился на основе геохимических критериев ($Mn/Sr < 0.2$, $Fe/Sr < 1.6$ и $Mg/Ca < 0.024$), разработанных для докембрийских известняков. Из 18 изученных образцов известняков названным критериям удовлетворяют шесть образцов, отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в которых заключено в пределах 0.70701–0.70710.

Полученные Sr-изотопные характеристики совпадают с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ в белемнитах, отобранных в бореальных аммонитовых зонах Pectinatites scitulus–Pavlovia rotunda, тетических зонах Hybonoticeras hybonotum–Semiformiceras fallauxi и нижней части зоны Dorsoplanites panderi волжского яруса. Эти данные свидетельствуют о раннетитонском возрасте верхней толщи известняков, слагающих восточную часть плато Демерджи. При этом верхний предел формирования известняков, входящих в состав брекчий западной части плато, ограничен концом раннего титона.

На основании полученных данных стратиграфический интервал фораминиферовой зоны Anchispirocyclina lusitanica–Melathrokerion spirialis следует расширить до основания титона, и, таким образом, он будет охватывать весь титонский ярус.

На основании Sr-хемостратиграфической корреляции доказана аномально высокая скорость осадконакопления известняков восточной части плато Демерджи, что может объясняться частичным участием проградационных комплексов в строении толщи.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.А. Федоровой за сотрудничество и кон-

сультации по микропалеонтологии, Ю.О. Гаврилову за поддержку исследований, В.Ю. Лаврушину за критическое обсуждение, Г.В. Константиновой и сотрудникам химической лаборатории ГИН РАН, а также Б.Г. Покровскому за ряд ценных идей.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ №№ 12-05-31114 и 13-05-01059.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андрухович А.О., Туров А.В. Сравнительная характеристика титон-берриасских отложений Караби-яйлы и Демерджи-яйлы (Горный Крым) // Известия вузов. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 29–39.

Аркадьев В.В. Инфразональная схема берриасского яруса Горного Крыма // Новое в региональной геологии России и ближнего зарубежья. Материалы совещания. М.: РГГРУ, 2008. С. 12–14.

Аркадьев В.В., Рогов М.А. Новые данные по биостратиграфии и аммонитам верхнего кимериджа и титона Горного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 2. С. 90–104.

Аркадьев В.В., Федорова А.А., Савельева Ю.Н., Тесакова Е.М. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 84–112.

Архипов И.В., Успенская Е.А., Цейслер В.М. О характере взаимоотношения нижнемеловых и верхнеюрских отложений в пределах юго-западной части Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. 1958. Т. 33. Вып. 5. С. 81–90.

Барабошкин Е.Ю., Пискунов В.К. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района г. Пахкал-Кая (Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2010. № 1. С. 17–25.

Вознесенский А.И., Книппер А.Л., Перфильев А.С. и др. История восточной части террейна горного Крыма в средней–поздней юре // Геотектоника. 1998. № 1. С. 27–44.

Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И. Сравнение титонских фораминифер Крыма и Сирии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 2. С. 51–63.

Горохов И.М. Диагенез карбонатных осадков: геохимия рассеянных элементов и изотопов стронция // Литология и палеогеография. 1996. Вып. 4. С. 141–164.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций соотношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В. и др. Sr- и C-изотопная характеристика типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.

Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Терлеев А.А. и др. Sr изотопная хемостратиграфия карбонатных отложений енисейской серии, хребет Азыртал восточного склона Кузнецкого Алатау // Докл. Акад. наук. 2009. Т. 424. № 4. С. 510–516.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной хемостратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 3–19.

Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н. Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука, 1985. 136 с.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю. К вопросу о моде в интерпретации геологической истории Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 6. С. 29–37.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.

Муратов М.В., Архипов И.В., Успенская Е.А. Стратиграфия, фации и формации юрских отложений // Бюлл. МОИП. 1960. Т. 35 (1). С. 87–97.

Пермяков В.В., Пермякова М.Н., Чайковский Б.П. Новая схема стратиграфии юрских отложений Горного Крыма. Киев: Ин-т геол. наук, 1991. 36 с.

Пискунов В.К., Рудько С.В., Барабошкин Е.Ю. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района плато Демерджи (Горный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. 2012а. Т. 87. Вып. 5. С. 7–23.

Пискунов В.К., Рудько С.В., Барабошкин Е.Ю. Условия формирования средне-верхнетитонских известняков плато Демерджи (Горный Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2012б. № 5. С. 3–11.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезн. ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Низкое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гренвильском и постгренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.

Успенская Е.А. Юрская система, верхний отдел. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. М.: Недра, 1969. С. 114–154.

Федорова А.А. Стратиграфическое значение фораминифер из пограничных карбонатных отложений юры и мела Байдарской долины (Юго-Западный Крым) // Стратиграфические и фациальные методы изучения фанерозоя. СПб.: Санкт-Петербургский гос. университет, 2000. 37 с.

Федорова А.А. Стратиграфическое и фациальное значение фораминифер из пограничных отложений юры и мела Горного Крыма. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2005. 249 с.

Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system. 1. Trace elements // J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. № 4. P. 1219–1236.

Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A. et al. Variation of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic time // Geology. 1982. V. 10. № 10. P. 516–519.

Denison R.E., Koepnick R.B., Fletcher A. et al. Criteria for the retention of original seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ in ancient shelf limestones // Chem. Geol. 1994. V. 112. № 1/2. P. 131–143.

Embry A.F., Klowan J.E. A Late Devonian reeftract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories // Bull. Can. Petrol. Geol. 1971. V. 19. P. 730–781.

Faure G. The marine-strontium geochronometer // Numerical dating in stratigraphy. Part I. Ed. Odin G.S. New York: Wiley & Sons, 1982. P. 73–79.

Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Second Edition. Berlin and Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. P. 984.

Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al. A Mesozoic Time Scale // J. Geophysical Res. 1995. V. 99. № B12. P. 24051–24074.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. The Geologic Time Scale 2012. Elsevier Print Book, 2012. P. 1176.

Gröcke D.R., Price G.D., Ruffell A.H. et al. Isotopic evidence for late Jurassic–Early Cretaceous climate change // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2003. V. 202. № 1/2. P. 97–118.

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A Geological Time Scale. Cambridge: Cambridge University Press, 1990.

Hodell D.A., Mueller P.A., McKenzie J.A., Mead G.A. Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 92. № 2. P. 165–178.

Huang C., Hesselbo S., Hinnov L. Astrochronology of the late Jurassic Kimmeridge clay (Dorset, England) and implication for Earth system process // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 289. P. 242–255.

Jones C.E., Jenkyns H.C., Coe A.L., Hesselbo S.P. Strontium isotopes in Jurassic and Cretaceous seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 14. P. 3061–3074.

Koepnick R.B., Denison R.E., Burke W.H. et al. Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ // Chem. Geol. 1990. V. 80. № 4. P. 327–349.

Krajewski M. Facies, microfacies and development of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous of the Crimean carbonate platform from the Yalta and Ay-Petri massifs (Crimea Mountains, Southern Ukraine). Dissertation Monographs 217. Kraków: Wydawnictwa AGH, 2010.

Krajewski M., Olszewska B. Foraminifera from the Late Jurassic and Early Cretaceous carbonate platform facies of the southern part of the Crimea Mountains, Southern Ukraine // Annales Societatis Geologorum Poloniae. 2007. V. 77. P. 291–311.

Leinfelder R., Nose M., Schmid D.U., Werner W. Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, paleoecological significance and importance in reef construction // Facies. 1993. V. 29. P. 195–230.

McArthur J.M. Recent trends in strontium isotope stratigraphy // Terra Nova. 1994. V. 6. № 4. P. 331–358.

McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit line to the marine Sr isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // J. Geol. 2001. V. 109. № 2. P. 155–169.

Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic carbonates: implications for "blind experiments" // Terra Nova. 2001. V. 13. № 1. P. 1–11.

Podlaha O.G., Mutterlose J., Veizer J. Preservation of $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ in belemnite rostra from Jurassic/Early Cretaceous successions // Am. J. Sci. 1998. V. 298. P. 324–347.

Schneider S., Fursich F.T., Werner W. Sr-isotope stratigraphy of the Upper Jurassic of central Portugal (Lusitanian Basin) based on oyster shells // Int. J. Earth Sci. 2009. V. 98. № 8. P. 1949–1970.

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

Veizer J., Ala D., Azmy K. et al. $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater // Chem. Geol. 1999. V. 161. № 1/3. P. 59–88.

Рецензенты Б.Г. Покровский, М.А. Рогов, Ю.Б. Гладенков