

УДК 551.763.3(564.3)

ВАЖНЕЙШИЕ СОБЫТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ОСТРОВА КИПР В ПОЗДНЕМЕЛОВУЮ ЭПОХУ

© 2023 г. Н. Ю. Брагин*

Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: bragin.n@mail.ru

Поступила в редакцию 07.05.2022 г.

После доработки 27.05.2022 г.

Принята к публикации 06.06.2022 г.

На основании результатов многолетних исследований биостратиграфии верхнемеловых образований острова Кипр (по радиоляриям и планктонным фораминиферам) уточнено стратиграфическое и структурное положение ряда толщ и комплексов. Благодаря этому на новой основе датированы важнейшие геологические события и выделено пять основных этапов геологической истории региона в позднемеловую эпоху: (1) раннетуронский, связанный с завершением формирования комплекса Мамония (континентальная окраина Таврского блока); (2) среднетуронско-раннекампанский, связанный с коллизией комплексов Троодос (офиолиты Неотетис) и Мамония, метаморфизмом комплекса Мамония, образованием меланжа Мамония и началом формирования системы покровов комплекса Мамония; (3) средне-позднекампанский, во время которого возникла Киренская вулканическая дуга, накопилась пирокластическая толща формации Каннавиу, образовалась олистострома Мони и завершилось формирование системы покровов комплекса Мамония; (4) раннемаастрихтский, связанный с накоплением формации Катикас (гравитационный микстит) в ходе разрушения подводного рельефа, возникшего при образовании системы покровов Мамония; (5) позднемаастрихтский, ознаменовавшийся повсеместным развитием глубоководной карбонатной седиментации (формация Лефкара).

Ключевые слова: стратиграфия, тектоника, меланж, олистострома, радиолярии, планктонные фораминиферы

DOI: 10.31857/S0869592X23010027, EDN: JOSUJB

ВВЕДЕНИЕ

Остров Кипр является одним из классических районов развития мезозойских офиолитов и связанных с ними образований. Прекрасная сохранность офиолитовой ассоциации, присутствие всех петрологических типов, высокий уровень петрографической, геохимической, геофизической и структурной изученности позволяют считать данный регион своего рода эталоном офиолитовой геологии, а для ряда случаев – прекрасным учебным объектом. Вместе с тем есть область знаний, нуждающаяся в дальнейшем детальном изучении. Это стратиграфия верхнего мела, наиболее интересная для познания истории развития региона. Поздний мел – это время, когда сформировались офиолиты Кипра, а также образовались покровные структуры региона, и поэтому стратиграфия верхнемеловых отложений является ключевой для реконструкции геологических событий, времени их протекания и их этапности.

Следует отметить, что верхний мел Кипра представлен глубоководными толщами, среди которых присутствуют гидротермально-осадоч-

ные и вулканогенно-осадочные образования, а также хаотическими комплексами. Все эти толщи практически не содержат макроостатков. Из микрофауны широко и повсеместно представлены только радиолярии. В толщах бентонитовых глин известны комплексы планктонных фораминифер, они же отмечаются и в карбонатных отложениях, где также представлены наннофоссилии. Этим пока исчерпываются палеонтологические находки, однако и имеющихся микрофоссилий достаточно для детальной стратиграфии. Тем не менее до сих пор в литературе можно встретить весьма приблизительные, а то и неточные данные по стратиграфии верхнего мела Кипра.

Цель данной статьи состоит в том, чтобы представить результаты многолетних биостратиграфических исследований, проведенных на Кипре, уточнить на детальной (зональной) биостратиграфической основе возраст ряда формаций верхнего мела, а также возраст хаотических комплексов, датировать основные геологические события, коррелируя их с зональными биостратонами верхнего мела, а далее представить новую схему

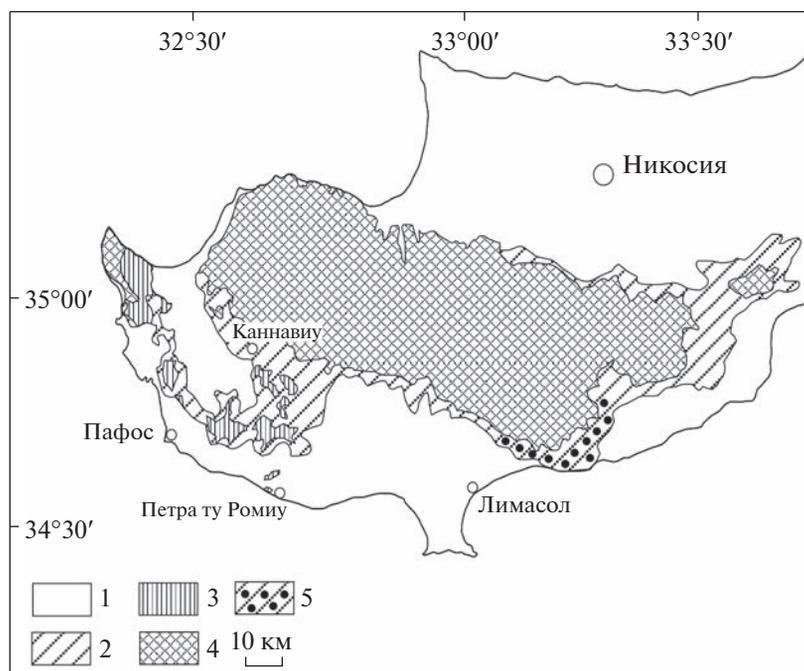


Рис. 1. Схема геологического строения центрального и юго-западного Кипра (Брагин, 2010). 1 – четвертичные и неогеновые отложения; 2 – палеогеновые и верхнемеловые отложения чехла комплекса Троодос; 3 – мезозойские (верхний триас–мел) образования аллохтонного комплекса Мамония; 4 – образования офиолитового комплекса Троодос; 5 – область распространения верхнемеловой формации Мони (олистостромы).

значимых этапов геологической истории Кипра в позднемеловую эпоху.

ВАЖНЕЙШИЕ МЕЗОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КИПРА

В пределах южных и центральных областей острова Кипр развиты два ярко выраженных и обособленных структурных комплекса или террейна: офиолитовый комплекс Троодос и аллохтонный комплекс Мамония (рис. 1, 2, 3). Комплекс Троодос занимает область одноименного горного хребта, протягивающегося с запада Кипра в его центральные районы; кроме того, выходы образований комплекса Троодос есть на юге острова, в районе г. Лимасол, и на востоке, северо-восточнее г. Ларнака. Комплекс Мамония развит в юго-западной части острова. Взаимоотношения комплексов тектонические: комплекс Мамония образует систему покровов, надвинутых на офиолиты Троодоса. По возрасту, составу и истории формирования данные комплексы разительно отличаются друг от друга, и их целесообразно рассмотреть отдельно. Кроме того, для понимания истории геологического развития Кипра очень важно проанализировать данные по стратиграфии нижней части осадочного чехла, покрывающего комплекс Троодос.

Офиолитовый комплекс Троодос и его осадочный чехол

Троодос является одним из наиболее детально изученных офиолитовых массивов Средиземно-морского подвижного пояса. Ему присущи две важные особенности. Во-первых, комплекс Троодос сравнительно слабо дислоцирован, благодаря чему его разрез хорошо сохранен, так что превосходно видны взаимоотношения различных структурно-вещественных образований. Во-вторых, этот комплекс перекрыт системой покровов аллохтонного комплекса Мамония и не занимает верхнее положение в структуре региона, в отличие от подобных офиолитовых образований Средиземноморья, обычно формирующих верхний тектонический этаж.

В составе комплекса Троодос выделяются следующие последовательности: мантийная (гарцбургиты и серпентиниты), plutоническая (дуниты, верлиты, пироксениты, габбро и плагиограниты), интрузивная (дайковый комплекс), вулканическая (диабазовые дайки и две толщи пиллоу-лав – нижняя и верхняя) и венчающая весь разрез осадочная, представленная осадочными лавовыми брекчиями, а также гидротермальными железомарганцевыми отложениями (умбритами) и сопровождающими их радиоляриевыми кремнями верхнего мела (Gass, 1960, 1968; Geological..., 1995). Последовательность умбритов и радиоляритов

выделяется в самостоятельную формацию Перापеди (Wilson, 1959; Elderfield et al., 1972; Swarbrick, Robertson, 1980; Geological..., 1995; Garzanti et al., 2000) (рис. 2). Лавовые брекчии и формация Перापеди развиты не повсеместно и образуют линзообразные тела, выполняющие впадины палеорельефа.

Образования комплекса Троодос были неоднократно датированы различными способами. Так, для плагиигранитов плутонической последовательности уран-свинцовым методом по цирконам был получен возраст 92–90 млн лет (Mukasa, Ludden, 1987), позднее тем же методом он был уточнен до 91–90 млн лет (Chen et al., 2020). Кремнистые породы формации Перापеди были датированы по радиоляриям туроном (Blome, Irwin, 1985), позднее на многочисленных примерах удалось доказать, что формация Перापеди охватывает стратиграфический интервал от среднего турона до верхнего сантона, то есть от зоны Actinomma (?) belbekense до зоны Afens perapediensis по радиоляриям (Брагина, Брагин, 1996; Bragina, 2012; Брагина, 2016; Bragina et al., 2021). Таким образом, возраст плагиигранитов и возраст наиболее древних отложений осадочного чехла массива Троодос весьма близки, если учитывать, что верхний рубеж турона примерно соответствует времени 89.39 млн лет (Gradstein et al., 2012; Gale et al., 2020).

На юго-западе Кипра, а также в центральной части острова со стратиграфическим перерывом на отложениях формации Перापеди, а в ряде случаев непосредственно на офиолитовых образованиях (на пиллоу-лавах и даже на серпентинитах) залегает толща бентонитовых глин, кремнистых аргиллитов и вулканомиктовых песчаников, местами достигающая нескольких сотен метров мощности. Это формация Каннавиу, составляющая нижнюю часть осадочного чехла Троодоса (Robertson, Hudson, 1974; Robertson, 1977b; Urquhart, Banner, 1994; Брагина, Брагин, 1995; Lord et al., 2000; Chen, 2018; Chen, Robertson, 2019) (рис. 2, 4а). По радиоляриям, фораминиферам и наннопланктону эта формация ранее датировалась кампаном (Urquhart, Banner, 1994; Khokhlova et al., 1994; Брагина, Брагин, 1995; Morse, 1996). В настоящее время эти отложения отнесены по планктонным фораминиферам (в комплексе которых присутствуют характерные виды: *Ventilabrella glabrata* Cushman, *Globotruncana ventricosa* (White) и другие; табл. I, фиг. 1–6) к среднему кампану и нижней части верхнего кампана (от зоны *Contusotruncana plummerae* до нижней части зоны *Gansserina gansseri*), а по радиоляриям – к верхней части кампана (нижняя часть зоны *Amphipyndax tylotus*) по совместному нахождению *Amphipyndax pseudoconulus* (Pessagno) и *Amphipyndax tylotus* Foreman (табл. I, фиг. 7, 8) (Bragina et al., 2022). Кроме этого, с помощью уран-свинцового метода по цирконам для вулканомиктовых песчаников

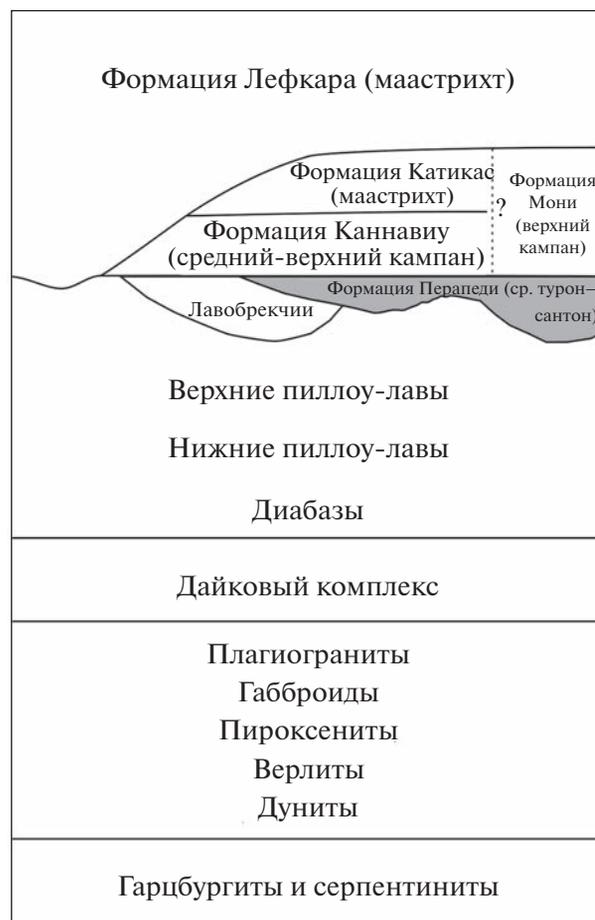


Рис. 2. Общая схема строения офиолитового комплекса Троодос и нижней части его осадочного чехла (Geological..., 1995). Формация Перапеди (умбриты и кремнистые породы среднего турона–верхнего сантона) показана серым цветом. Схема выполнена вне масштаба.

получена датировка 80.1 млн лет (Chen, Robertson, 2019), то есть средний кампан (Gradstein et al., 2012; Gale et al., 2020). Образование формации Каннавиу связывают с масштабным поступлением в бассейн пеплов за счет деятельности вулканической дуги континентальной окраины в районе хребта Кирения, Северный Кипр (Chen, Robertson, 2019).

В центральной и восточной частях острова развита формация Мони (рис. 2, 4б), имеющая олистостромовый генезис и достигающая мощности до 200 м (Robertson, 1977a). Матрикс олистостромы представлен бентонитовыми глинами, практически неотличимыми от глин формации Каннавиу, а также песчанистыми алевритами; олистолиты же (иногда достигающие размеров в сотни метров, но чаще представляющие мелкими блоками) сложены разнообразными породами комплекса Мамония и серпентинитами. Возраст олистостромы Мони определен по планктонным фораминиферам как поздний кампан, скорее



Рис. 3. Общая схема стратиграфии аллохтонного комплекса Мамония (Bragin et al., 2022). Слои Холетрия (известняки и кремнистые породы верхнего триаса–нижней юры в составе вулканитов группы Диаризос) показаны серым цветом. Схема выполнена вне масштаба.

всего конец позднего кампана (Корчагин, 2011). Формация Мони залегает со стратиграфическим перерывом на формации Перапеди или непосредственно на пиллоу-лавах.

В пределах юго-запада Кипра на отложениях формации Каннавиу в ряде разрезов залегает мощная (до нескольких сотен метров) толща слабо сцементированных конгломерато-брекчий с песчано-глинистым цементом и массой несортированных обломков (в том числе крупных блоков) разнообразных пород из состава комплексов Мамония и Троодос, выделяемая как формация Катикас (рис. 2, 4а). Данная формация интерпретируется как отложения подводных грязевых потоков (debris flows), образовавшиеся на финальной стадии коллизии комплексов Троодос и Мамония, после формирования покровной структуры комплекса Мамония в ходе разрушения образовавшегося подводного рельефа (Swarbrick, Naylor, 1980). Формация Катикас в некоторых разрезах содержит прослой мергелей и мелоподобных известняков. В этих прослоях обнаружены комплексы наннопланктона, по которым был определен возраст от раннего маастрихта до самого начала позднего маастрихта (Swarbrick, Naylor, 1980; Morse, 1996).

По всей территории острова выше залегают существенно карбонатные отложения (известняки, мергели, иногда кремни) формации Лефкара (рис. 2, 4), датируемой в интервале от маастрихта до олигоцена включительно и имеющей мощность многие сотни метров. В основании формации Лефкара наблюдается стратиграфический перерыв: она может залежать на кампанских формациях Каннавиу и Мони, на нижнемаастрихтской формации Катикас, а в некоторых случаях и на пиллоу-лавах комплекса Троодос (Krasheninnikov, Kaleda, 2005). Многие авторы отмечали широкое развитие перерывов в разрезе формации Лефкара, а также частые явления диахронности ее нижней границы: в различных районах Кипра разрез формации Лефкара может начинаться с маастрихта (разрез Пано Панайя), с верхнего палеоцена (разрез Айос Николаос) и даже с лютетского яруса (разрез Кофиноу) (Krasheninnikov, Kaleda, 2005; Peybernés et al., 2005). К настоящему времени не вполне ясен возраст наиболее древних отложений формации Лефкара – радиоларии не позволяют дать точную датировку в пределах маастрихта, а планктонные фораминиферы в низах формации имеют неудовлетворительную сохранность (Krasheninnikov, Kaleda, 2005). Данные по наннопланктону свидетельствуют в пользу маастрихтского возраста низов формации, но пока не позволяют детализировать его: здесь был выделен интервал зон CC23b–CC26 (Morse, 1996), соответствующий почти всему объему маастрихта.

Аллохтонный комплекс Мамония

Комплекс Мамония представляет собой интенсивно дислоцированный и сложно построенный аллохтон, в составе которого представлены осадочные, вулканогенные и метаморфические образования мезозоя (Gass, 1960; Lapierre, 1975; Robertson, Woodcock, 1979; Swarbrick, Robertson, 1980; Malpas et al., 1992) (рис. 3). Данный комплекс подразделяется на две группы (Айос Фотиос и Диаризос), близкие по стратиграфическому интервалу, но существенно различающиеся по литологическому составу. Благодаря широкому развитию кремней-радиоларитов, для комплекса Мамония осуществлена датировка по ассоциациям радиоларий, кроме того, некоторые триасовые отложения датированы по конодонтам и бентосным фораминиферам.

Группа Айос Фотиос (рис. 3) представлена осадочными образованиями, среди которых выделяются: формация Влампурос (песчаники, алевролиты, аргиллиты, микритовые известняки и кремни верхнего триаса) (Swarbrick, Robertson, 1980; Брагин, Крылов, 1996; Bragin, 2007; Torley, Robertson, 2018; Chen, Robertson, 2020) и формация Епископи (радиолариевые кремни, аргиллиты, калькарениты, песчаники, глины, спонголиты

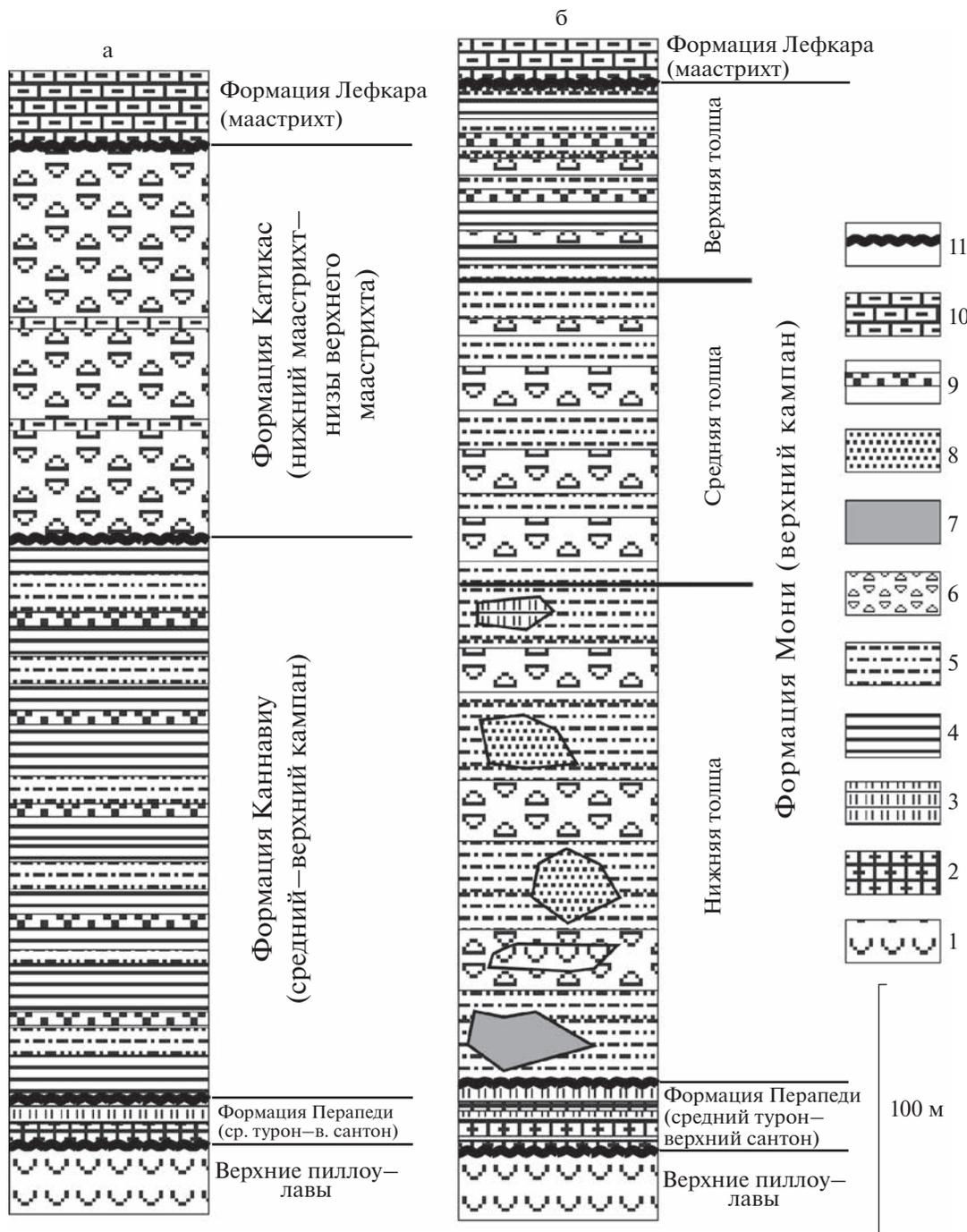


Рис. 4. Сводные разрезы нижней части осадочного чехла массива Троодос (а) в районе села Каннавиу (юго-западный Кипр) (Robertson, 1977b; Chen, Robertson, 2019; Vragina et al., 2022); (б) – в районе г. Лимасол (южная часть Кипра) (Брагина, Брагин, 2006, с дополнениями).

1 – основные вулканиты; 2 – умбриты (железо-марганцевые отложения гидротермального генезиса); 3 – кремнистые породы; 4 – бентонитовые глины; 5 – алевроиты; 6 – конгломерато-брекчии; 7 – блоки серпентинитов; 8 – блоки кварцевых песчаников; 9 – прослои вулканомиктовых песчаников; 10 – известняки и мергели; 11 – несогласие.

общим интервалом от батского яруса до нижнего турона) (Swarbrick, Robertson, 1980; Брагин, Крылов, 1999; Vragin et al., 2000, 2021; Torley, Robertson, 2018; Varnava et al., 2021). В интервале нижняя юра–байосский ярус средней юры в разрезах

группы Аиос Фотиос наблюдается стратиграфический перерыв регионального значения (Брагин, Крылов, 1996, 1999; Varnava et al., 2021). Некоторые авторы выделяют самостоятельную формацию Марона, сложенную верхнетриасовыми извест-

няками (Swarbrick, Robertson, 1980; Torley, Robertson, 2018). В составе формации Епископи выделяются слои Акамас, представленные кварцевыми песчаниками нижнего мела (Swarbrick, Robertson, 1980).

Группа Диаризос (рис. 3) — это вулканогенно-осадочные образования ряда формаций. К ним относятся формация Фасула, представленная основными вулканитами с прослоями кремней и известняков (верхний триас), формация Лутратис Афродитис (лавобрекчии верхнего триаса), формация Петра ту Ромиу (рифогенные известняки верхнего триаса, встречающиеся только в виде глыб в составе хаотических комплексов) (Swarbrick, Robertson, 1980; Bragin, Krylov, 1999; Брагин, 2010; Martini et al., 2009). Среди вулканитов верхнего триаса, а также поверх них развиты известняки и кремнистые породы верхнего триаса—нижней юры, выделяемые как слои Холетрия (Swarbrick, Robertson, 1980; Bragin, Krylov, 1999; Брагин, 2010). Кроме того, в составе чехла осадочных образований, перекрывающего вулканиты, выделяются нижнеюрские осадочные брекчии, состоящие из обломков габброидов и диабазов и содержащие прослой известняков и кремнистых пород (Bragin et al., 2022), а также мощная толща аргиллитов, глин, кремней и калькаренинов, выделяемая как формация Мавроколимпос юрско-мелового возраста (Swarbrick, Robertson, 1980).

Часть вулканогенно-осадочных образований комплекса Мамония метаморфизована в зеленосланцевой фации и выделяется в самостоятельную формацию Айя Варвара. Формирование данных метаморфитов (слюдисто-кварцевых и эпидот-рогообманковых сланцев, изредка гранатовых амфиболитов) связывается с коллизионными процессами (совмещением комплексов Троодос и Мамония) (Malpas et al., 1992) и датируется позднемеловой эпохой — 90–83 млн лет, то есть в интервале от позднего турона до сантона включительно (Bailey et al., 2000).

Наконец, следует особо отметить, что значительный объем комплекса Мамония представлен тектоническим меланжем (меланж Мамония), матрикс которого состоит из тектонизированных

юрско-меловых аргиллитов и алевролитов из состава формации Епископи, а блоки представлены всеми типами пород комплекса Мамония (разнообразные вулканиты верхнего триаса, верхнетриасовые известняки, песчаники нижнего мела, метаморфиты, а также кремни широкого возрастного диапазона — от триаса до нижнего турона), кроме того, здесь встречаются и блоки пород комплекса Троодос, прежде всего серпентинизированные гарцбургиты. Меланж Мамония в настоящее время датирован в интервале от среднего турона до раннего кампана включительно (Bragin et al., 2021).

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ УСЛОВИЯХ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ КИПРА В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ

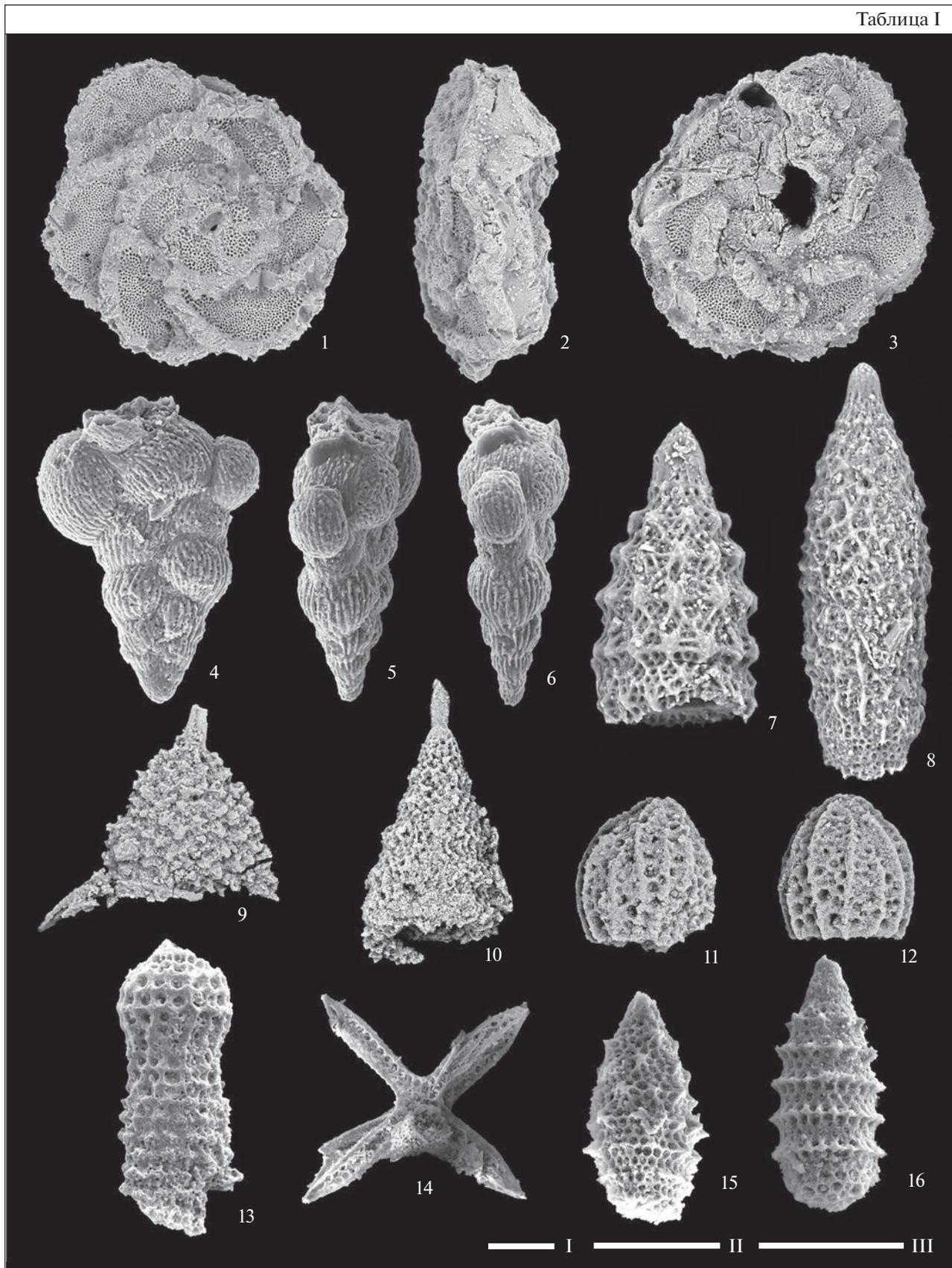
В ходе первых исследований покровных структур Кипра было установлено, что комплекс Мамония представляет собой систему покровов, надвинутых на комплекс Троодос (Lapierre, 1975). В дальнейшем активно рассматривались и обсуждались вопросы о том, как и когда происходило формирование покровов и становление структуры Кипра.

Согласно наиболее распространенной точке зрения, офиолиты Троодоса представляют собой сохранившийся фрагмент океанической коры небольшого короткоживущего бассейна (части Нететис), существовавшего в позднемеловую эпоху и простиравшегося от Южной Турции до Северо-Западной Сирии (Robertson, Hudson, 1974; Robertson, Woodcock, 1979; Swarbrick, 1979; Woodcock, Robertson, 1984; Al-Riyami et al., 2001). Покровы комплекса Мамония были надвинуты на офиолиты Троодоса в ходе коллизии массива Троодос с образованиями южной окраины Таврского континентального блока (Южная Турция). При этом различают две фазы покровообразования: 1) тектоническое совмещение групп Айос Фотиос и Диаризос; 2) совмещение комплексов Мамония и Троодос с формированием офиолитовых пластин в составе покровов Мамония (Robertson, Wood-

Таблица 1. Характерные фораминиферы и радиолярии из верхнемеловых отложений формации Каннавиу и из блоков кремнистых пород меланжа Мамония. Длина масштабной линейки I (фиг. 1–3) — 100 мкм, масштабной линейки II (фиг. 4–8, 13–16) — 100 мкм, масштабной линейки III (фиг. 9–12) — 100 мкм.

1–3 — *Globotruncana ventricosa* (White), вид экземпляра в трех позициях, средний–верхний кампан, формация Каннавиу, разрез Сарама (Bragina et al., 2022); 4–6 — *Ventilabrella glabrata* Cushman, вид экземпляра в трех позициях, средний–верхний кампан, формация Каннавиу, разрез Сарама (Bragina et al., 2022); 7 — *Amphipyndax pseudoconulus* (Pessagno), средний–верхний кампан, формация Каннавиу, разрез Сарама (Bragina et al., 2022); 8 — *Amphipyndax tylotus* Foreman, средний–верхний кампан, формация Каннавиу, разрез Сарама (Bragina et al., 2022); 9 — *Alievium superbium* (Squinabol), нижний турон, меланж Мамония (Bragin et al., 2021); 10 — *Eostichomitra bonum* (Kozlova), нижний турон, меланж Мамония (Bragin et al., 2021); 11, 12 — *Rhopalosyringium scissum* O'Dogherty, нижний турон, меланж Мамония (Bragin et al., 2021); 13 — *Ristola cretacea* (Baumgartner), титон, меланж Мамония (Bragin et al., 2021); 14 — *Tetraditryma corralitosensis corralitosensis* (Pessagno), титон, меланж Мамония (Bragin et al., 2021); 15 — *Eoxitus hungaricus* Kozur, байос–нижний оксфорд, меланж Мамония (Bragin et al., 2021); 16 — *Eoxitus baloghi* Kozur, байос–нижний оксфорд, меланж Мамония (Bragin et al., 2021).

Таблица I



cock, 1979; Swarbrick, 1979; Clube, Robertson, 1986; Malpas et al., 1992; Robertson, Xenophontos, 1993; Bailey et al., 2000). Впоследствии в пределах Кипра (Северный Кипр) возникла зона субдукции, а также вулканическая дуга, следы извержений которой сохранились в виде пирокластических пород формаций Каннавиу и Мони. Первоначально считалось, что эти процессы завершились в маастрихте формированием покровной структуры комплекса Мамония и ее быстрым частичным размывом с образованием хаотических отложений формации Катикас. Кроме того, произошло вращение Кипрского блока на 90° против часовой стрелки; данное явление было ранее установлено палеомагнитными исследованиями (Mooges, Vine, 1971; Lauer, Vargy, 1976; Clube, Robertson, 1986). Первоначально считалось, что эта ротация имела место в палеогене (Robertson, 1977b).

Известна и другая точка зрения, согласно которой офиолиты Троодоса испытали коллизию с пассивной континентальной окраиной Африканской платформы, при этом образования континентальной окраины сформировали гравитационные покровы (комплекс Мамония), надвинутые на офиолиты Троодоса в маастрихте, причем тогда же возникли хаотические осадочные формации Мони и Катикас (Biju-Duval et al., 1976; Gass, 1980; Mooges et al., 1984; Казьмин, 1991). Здесь прежде всего следует отметить, что разнообразные образования комплекса Мамония имеют выраженное литологическое и формационное сходство с разновозрастными верхнетриасово-меловыми толщами покровов Анталии (хребет Тавр, Южная Турция). Данное сходство отмечается многими исследователями (Robertson, Woodcock, 1981, 1982; Cirilli et al., 2014; Torley, Robertson, 2018). В то же время в пределах Северной Африки и севера Аравии неизвестны какие-либо аналоги образований комплекса Мамония. Это свидетельствует скорее в пользу северного, таврского происхождения данного комплекса.

Другой особенностью, которую необходимо учитывать, является то, что обе модели, особенно в их первоначальном виде, недостаточно обоснованы стратиграфическими данными. При этом заметно, что формирование структур Мамония/Троодос было отнесено к маастрихту без убедительных доказательств этого. Позднее появились новые данные, которые позволили предположить, что исследуемые процессы протекали в более раннее время. Так, в ходе дополнительного изучения палеомагнитных данных было установлено, что вращение Кипрского блока (микроплиты) началось еще в позднем кампане (Clube et al., 1985; Morris, 1996).

Это уточнение данных и постепенный пересмотр взглядов на геологическую историю Кип-

ра выразились в представлениях о стадийности процессов коллизии и покровной тектоники в регионе, сложившихся в начале XXI в. Так, в одной из работ (Bailey et al., 2000) учтены процессы метаморфизма, которые привели к возникновению зеленосланцевых и амфиболитовых образований формации Айя Варвара. Здесь выделяют три стадии:

1) Высокотемпературная стадия (600°C), в течение которой развивался связанный с трансформным разломом правый сдвиг, по которому сформировалась сутурная (коллизионная) зона между образованиями комплексов Троодос и Мамония, произошел метаморфизм части комплекса Мамония и образовались милониты по серпентинизированным гарцбургитам комплекса Троодос (90–83 млн лет; поздний турон–сантон).

2) Ретроградная гидратация (400°C) в течение растяжения, связанного с вращением Кипрского блока (83–75 млн лет; ранний и средний кампан). В это же время произошла протрузия серпентинитов Троодоса вдоль сутурной зоны, в результате чего эти породы поднялись до океанского дна.

3) Региональная низкотемпературная реактивация в ходе сжатия, завершившегося в конце маастрихта (65 млн лет).

Несколькими авторами предложена иная схема процессов, которая сводится к выделению двух стадий субдукции (Robertson, 2002; Parlak, 2006; Kayaoglan et al., 2016):

1) Массив Троодос формируется над внутриокеанической зоной субдукции (90 млн лет, поздний турон).

2) Массив Троодос движется на север в зону субдукции южного фланга Таврского континентального блока, где происходит коллизия Троодос/Мамония и формирование покровов Мамония.

Таким образом, в ходе исследований мы видим отчетливую тенденцию к детализации геологической истории, выявлению стадийности процессов и уточнению времени их прохождения. Однако здесь можно заметить и то, что до последнего времени все еще недостаточно используются биостратиграфические данные, в том числе по таким объектам, как формации Перапеди, Каннавиу и Лефкара. Кроме того, в предложенных схемах наблюдается неполнота данных по хаотическим комплексам верхнего мезозоя Кипра: ничего не сказано о тектоническом меланже Мамония, недостаточны сведения по стратиграфии олистостромовой формации Мони. Между тем природа и возраст хаотических комплексов верхнего мезозоя Кипра имеют ключевое значение для понимания геологической истории региона.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ХАОТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ КИПРА, ИХ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ

Хаотические комплексы, нередко называемые в литературе меланжами вне зависимости от их природы, выделяются на Кипре давно (Larriere, 1975; Ealey, Knox, 1975; Cleintuar et al., 1977; Robertson, 1977a; Swarbrick, Naylor, 1980), однако за все время исследований была сделана лишь одна попытка их всестороннего анализа и классификации с выделением тектонических и обособлением седиментационных типов хаотических образований (Krylov et al., 2005). За последние годы появился ряд новых фактов, позволяющих уточнить, а в некоторых случаях и пересмотреть эту классификацию, прежде всего с учетом данных по составу и возрасту хаотических комплексов.

Меланж Мамония (тектонический меланж)

Ведущие специалисты по геологии Кипра длительное время не признавали существование тектонического меланжа в составе комплекса Мамония. Так, в районах Петра ту Ромиу (юго-западное побережье) и к югу от села Айя Варвара (к востоку от г. Пафос) традиционно выделялись и картировались вулканогенные образования группы Диаризос (формация Фасула триасового возраста), содержащие крупные блоки верхнетриасовых рифогенных известняков (формация Петра ту Ромиу) (Swarbrick, Robertson, 1980; Geological..., 1995, 1999). При этом в данной концепции не учитывалось наличие в этих районах в пределах картированных площадей группы Диаризос целого комплекса блоков разнообразных по возрасту и строению пород, не свойственных группе Диаризос, но характерных для группы Айос Фотиос и офиолитового комплекса Троодос.

Впоследствии в ходе изучения районов Петра ту Ромиу и Айя Варвара было убедительно показано развитие здесь типичного тектонического меланжа (Krylov et al., 2005). При этом удалось установить, что меланж образует самую нижнюю пластину в системе покровов Мамония, что матрикс меланжа состоит из милонитизированных аргиллитов, алевролитов и отчасти вулканитов из комплекса Мамония, а блоки в меланже представлены преимущественно породами комплекса Мамония и в меньшей степени — породами комплекса Троодос. В то же время было сделано ошибочное заключение о наличии среди меланжа блоков известняков нижней части формации Лефкара (маастрихт-палеоцен). Данное заключение, не подтвержденное литологическими и палеонтологическими свидетельствами, привело к неверному выводу о палеоценовом возрасте меланжа (Krylov et al., 2005; Festa et al., 2010).

Почти в то же время появились сведения о наличии в составе меланжа блоков кремнистых пород с юрскими радиоляриями, однако исследование этих микроостатков не было проведено (Martini et al., 2009). Кроме этого, тектонический меланж Мамония был выделен как самостоятельная картируемая единица на геологических картах в районе Айя Варвара (Geological..., 2008) и на полуострове Акамас (Geological..., 2015), причем меланж был показан как верхнемеловые образования, однако детальное описание меланжа не публиковалось.

В ходе новейших исследований, проведенных в районах Петра ту Ромиу и Айя Варвара, удалось всесторонне изучить состав меланжа Мамония и возраст различных блоков, присутствующих в нем, наконец, более полно установить структурное положение меланжа (Bragin et al., 2021). Особое внимание при этом было уделено биостратиграфическим данным и выводам. Вкратце все полученные результаты сводятся к следующему:

Матрикс меланжа образован тектонизированными аргиллитами и алевролитами комплекса Мамония, происходящими преимущественно из состава формации Епископи (средняя юра—мел). В составе блоков выделяются: а) блоки комплекса Мамония: верхнетриасовые известняки формации Петра ту Ромиу (рис. 5а, 5б), верхнетриасовые вулканиты формации Фасула, верхнетриасовые известняки с кремнями из состава формации Фасула (слои Холетрия), верхнетриасовые лавобрекчии формации Лутра тис Афродитис, кремнистые породы из состава формации Епископи (средняя юра—низы верхнего мела) (рис. 5в), песчаники слоев Акамас из состава формации Епископи (нижний мел) (рис. 5б), кристаллические сланцы и амфиболиты формации Айя Варвара (возраст метаморфизма от 90 до 83 млн лет); б) блоки комплекса Троодос: серпентинизированные гарцбургиты, дайковые диабазы, вулканиты из состава комплексов пиллоу-лав, умбриты и кремнистые умбриты формации Перापеди (от среднего турона до верхнего сантона или нижнего кампана) (рис. 5г). Все контакты блоков и матрикса отчетливо тектонические, на поверхностях крупных блоков повсеместно наблюдаются зеркала скольжения, матрикс в приконтактных зонах особенно сильно милонитизирован (рис. 5в).

Важнейшее значение для датировки меланжа имеют данные по блокам. Так, наличие в одном из блоков кремнистых пород комплекса радиолярий зоны *Acanthocircus tympanum* нижнего турона (в том числе *Alievium superbum* (Squinabol), *Rhopalosyringium scissum* O'Dogherty и *Eostichomitra bonum* (Kozlova)) (Брагина, 2016) однозначно говорит в пользу формирования меланжа после раннего турона (табл. I, фиг. 9–12). В других блоках кремнистых пород обнаружены более древние комплексы радиолярий, например титонские



Рис. 5. Верхнемеловые хаотические комплексы и отложения осадочного чехла офиолитового комплекса Троодос. (а) – меланж Мамония в районе Петра ту Ромиу (юго-западное побережье Кипра), белые скалы – блоки верхнетриасовых рифогенных известняков формации Петра ту Ромиу; (б) – меланж Мамония в районе села Айя Варвара; а – блоки верхнетриасовых известняков формации Петра ту Ромиу, б – блоки нижнемеловых кварцевых песчаников (формация Епископи, слои Акамас); (в) – матрикс меланжа Мамония в районе Петра ту Ромиу, представленный перетертыми красными и зеленоватыми алевролитами и аргиллитами с мелкими обломками кремнистых пород юрского и мелового возраста (масштабная линейка 10 см); (г) – обнажение формации Перापеди (умбриты и кремни среднего турона–верхнего сантона) в карьере Мангалени (окрестности г. Лимасол); (д) – бентонитовые глины формации Каннавиу (средний–верхний кампан), несогласно перекрывающие образования серпентинитового меланжа в районе Петра ту Ромиу; а – милонитизированные серпентиниты с блоками диабазов и габброидов, б – бентонитовые глины с прослоями вулканомиктовых песчаников; (е) – обнажение формации Мони (верхний кампан) в районе села Парекклиша (окрестности г. Лимасол), в зеленоватых бентонитовых глинах заключены блоки нижнемеловых кварцевых песчаников (а) и светлых кремнистых пород титона–валанжина (б), выше залегают светлые рифогенные известняки миоцена; (ж) – разрез верхнемеловых отложений осадочного чехла массива Троодос у села Айос Димитрианос (юго-западный Кипр); а – бентонитовые глины формации Каннавиу (средний–верхний кампан), б – конгломерато-брекчии формации Катикас (нижний маастрихт–низы верхнего маастрихта), в – известняки и мергели формации Лефкара (маастрихт–палеоген); (з) – обнажение конгломерато-брекчий формации Катикас в районе села Айя Марина (юго-западный Кипр), в верхней части обнажения виден прослой светлых мергелей, откуда были получены комплексы нанопланктона (Morse, 1996).

(табл. I, фиг. 13, 14) и байосско-раннеоксфордские (табл. I, фиг. 15, 16). Присутствие блоков метаморфических пород формации Айя Варвара указывает на то, что меланж, скорее всего, сформировался после интервала, соответствующего времени протекания метаморфизма (поздний турон–сантон). В пользу этого свидетельствует и наличие блоков из состава массива Троодос, особенно блоков пород формации Перапеди (средний турон–верхний сантон) (Брагина, 2016; Bragina et al., 2021). Следовательно, меланж формировался заведомо после раннего турона. Более того, можно вполне обоснованно предполагать относительно молодой (возможно, позднесантонско-раннекампанский) возраст меланжа, поскольку тогда можно объяснить нахождение в меланже блоков метаморфитов формации Айя Варвара и гидротермально-кремнистых образований формации Перапеди.

Структурное положение меланжа Мамония следующее (рис. 6). В обоих районах (Петра ту Ромиу и Айя Варвара) меланж Мамония перекрывается тектонической пластиной сильно измененных милонитизированных серпентинитов (рис. 5д), содержащих блоки верхнетриасовых известняков из состава комплекса Мамония, а также дайковых диабазов и других пород комплекса Троодос. Данные образования также следует рассматривать как меланж, но с серпентинитовым матриксом и преобладанием блоков пород массива Троодос. Серпентинитовый меланж, скорее всего, формировался одновременно с меланжем Мамония. Следует отметить, что наличие блоков комплекса Мамония в составе серпентинитов на юго-западе Кипра отмечалось и ранее (Swarbrick, 1993), но не было интерпретировано в пользу развития тектонических меланжей.

Серпентинитовый меланж, тектонически перекрывающий образования меланжа Мамония, в свою очередь в районе Петра ту Ромиу с размы-

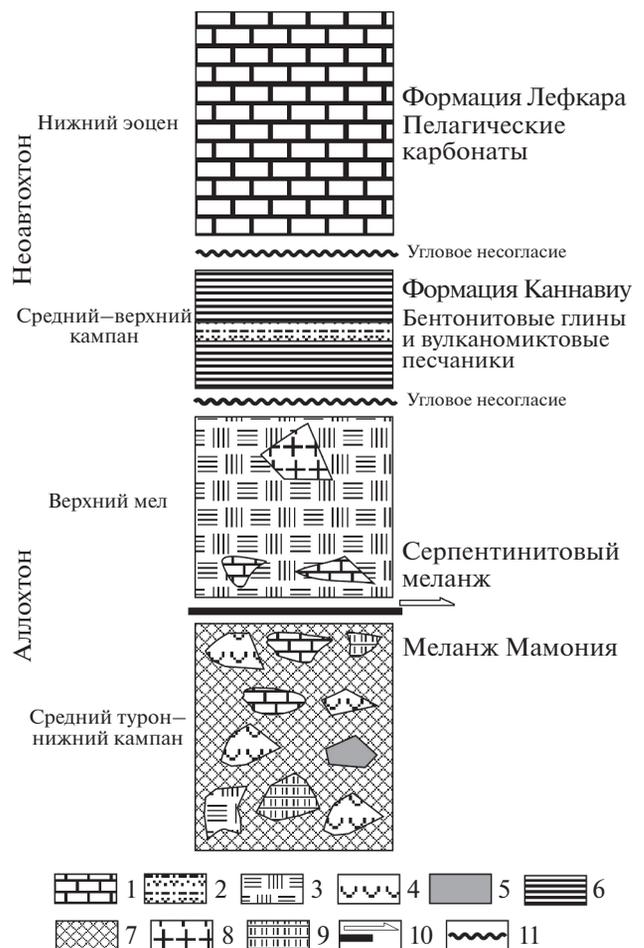


Рис. 6. Разрез, схематически показывающий структурное положение меланжа Мамония в районе Петра ту Ромиу (Bragin et al., 2021). Разрез выполнен вне масштаба. 1 – известняки; 2 – вулканомиктовые песчаники; 3 – серпентиниты; 4 – основные вулканиды; 5 – метаморфиты; 6 – бентонитовые глины; 7 – песчано-глинистый матрикс меланжа Мамония; 8 – диабазы; 9 – кремнистые породы; 10 – надвиг; 11 – несогласие.

вом и несогласием перекрыт бентонитовыми глинами и вулканомиктовыми песчаниками формации Каннавиу (рис. 5д), причем в серпентинитах вблизи контакта с бентонитами установлены признаки подводного выветривания (Gilbert, Robertson, 2013). В ходе новейших исследований стратиграфический объем формации Каннавиу уточнен по планктонным фораминиферам в пределах среднего–верхнего кампана (Bragina et al., 2022). Это означает, что возраст меланжа Мамония не может быть моложе раннего кампана или начала среднего кампана. Дополнительно следует указать, что формация Каннавиу в районе Петра ту Ромиу перекрыта с несогласием и стратиграфическим перерывом известняками средней части формации Лефкара (нижний эоцен) (Krashennikov, Kaleda, 2005; Gilbert, Robertson, 2013), т.е. палеоценовые отложения в данной местности неизвестны. По всей совокупности имеющихся данных можно предполагать, что меланж Мамония сформировался в конце сантонского или начале кампанского века.

Формация Мони (олистоstroma)

Под названием “формация Мони” первоначально выделялись все верхнемеловые бентонитовые отложения, в составе которых обособлялся так называемый “меланж Мони” – толща бентонитовых глин с блоками разнообразных пород комплексов Мамония (представлены все типы пород данного комплекса) и Троодос (Pantazis, 1967). Впоследствии чисто бентонитовая толща была выделена как формация Каннавиу (Robertson, Hudson, 1974; Robertson, 1977b), а толща бентонитовых глин с блоками более древних пород – как “меланж Мони” (Robertson, 1977a), а затем как формация Мони (Swarbrick, Robertson, 1980).

Следует отметить, что уже в ранних работах, несмотря на частое использование термина “меланж”, формация Мони описывалась как типичная олистоstroma (Robertson, 1977a). Данный вывод убедительно подтверждался следующими фактами: седиментационный характер матрикса, содержащего прослойки вулканомиктовых песчаников и кремнистых аргиллитов, седиментационный характер контактов между блоками и матриксом, более молодой возраст матрикса по сравнению с блоками, стратиграфические нижний и верхний контакты формации Мони. Эти выводы были дополнительно усилены результатами последующих работ, которые показали, что формация Мони в наиболее типичных разрезах в районе г. Лимасол литостратиграфически подразделяется на три толщи, причем в верхней толще разреза наблюдаются пачки бентонитовых глин, не содержащие олистолитов и чередующиеся с олистоstromовыми пачками, где глины вмещают блоки разных пород из состава комплекса Мамония,

особенно нижнемеловых радиоляритов и песчаников (рис. 4б, 5е) (Брагина, Брагин, 2006).

В ходе последних лет были проведены исследования микрофаунистических комплексов в образованиях формации Мони. Так, в ходе изучения олистолитов удалось выявить наиболее молодые блоки кремнистых пород, датированные по раннетуронским комплексам радиолярий зоны *Acanthocircus tympanum* (Брагина, Брагин, 2006; Bragina, Bragin, 2016). Эта датировка полностью совпадает с данными по наиболее молодым блокам в меланже Мамония (Bragin et al., 2021) и дополнительно подтверждает расширение стратиграфического интервала комплекса Мамония до нижнего турона включительно. Кроме того, были исследованы радиолярии из матрикса формации Мони, причем удалось показать близость их комплексов к таковым из формации Каннавиу и принадлежность их к нижней части зоны *Amphipyndax tylotus* (Брагина, Брагин, 2006). Однако для биостратиграфии формации Мони ведущее значение имеют фораминиферы. Детальное исследование этих микроостатков позволило сделать вывод о том, что данная формация должна быть отнесена к верхней части верхнего кампана, поскольку по комплексам планктонных фораминифер здесь устанавливается интервал от зоны *Globotruncana aegyptiaca* до низов зоны *Gansserina gansseri* (Корчагин, 2011). Таким образом, наблюдается некоторая разница в датировках формаций Каннавиу и Мони, которые имеют значительное литологическое сходство и, казалось бы, должны считаться фациальными аналогами. Данное различие возрастных датировок требует дополнительных исследований.

Тем не менее по своим характеристикам (седиментационный характер, стратиграфические контакты, широкое развитие олистолитов, в том числе очень крупных, достигающих сотен метров, наконец, идентичность состава большинства олистолитов и образований системы покровов Мамония) формация Мони с уверенностью может быть отнесена к олистоstromам, сформированным за счет разрушения фронтальной зоны тектонического покрова, или, пользуясь классификацией М.Г. Леонова (1981), к тектоно-гравитационным микститам. Возраст таких олистоstrom имеет определяющее значение для датировки самого процесса покровообразования или шарьирования, а отсюда вытекает чрезвычайная важность исследований микрофауны (планктонных фораминифер и радиолярий) из матрикса олистоstromы.

Формация Катикас (гравитационный микстит)

Данная формация представлена конгломерато-брекчиями мощностью до 200 м, развитыми на юго-западе Кипра. Конгломерато-брекчии имеют песчано-глинистый цемент красноватых тонов,

образованный за счет глинистых пород комплекса Мамония (преимущественно формации Епископи и Мавроколимпос юрско-мелового возраста) (рис. 5ж). Обломочный материал представлен полуокатанными и неокатанными фрагментами всех типов пород комплексов Мамония и Троодос, размеры обломков от нескольких сантиметров до нескольких метров, сортировка выражена слабо, но наблюдается грубая слоистость. Так, в составе разреза пачки красного и буро-малинового цвета могут чередоваться с пачками розовато-серого цвета. В некоторых разрезах встречаются протяженные прослои (до 10–20 см мощности) белых мергелей и мелоподобных известняков (рис. 5з), из которых известны комплексы нанно-фоссилий, характерные для интервала зон СС23b–СС25а (нижний маастрихт–низы верхнего маастрихта) (Morse, 1996). Таким образом, это наиболее молодая из всех хаотических толщ мезозоя Кипра.

Формация Катикас имеет стратиграфические контакты с подстилающими и перекрывающими толщами. Она может залегать на образованиях комплекса Мамония, на бентонитах формации Каннавиу, а в некоторых случаях и на образованиях комплекса Троодос (Swarbrick, Robertson, 1980). Нижний контакт формации Катикас отчетливо несогласный, иногда эрозионный. На формации Катикас залегают карбонатные отложения формации Лэфкара, в некоторых случаях со стратиграфическим перерывом (Morse, 1996; Peybernes et al., 2005). Формация Катикас интерпретируется как отложения подводных грязевых потоков, возникших при размыве и разрушении уже сформировавшихся покровных структур комплексов Мамония и Троодос (Swarbrick, Naylor, 1980). В силу обилия рыхлых и слабо сцементированных пород в составе комплекса Мамония (формации Епископи и Мавроколимпос в значительной степени сложены глинами, аргиллитами, тонкослоистыми алевролитами), после формирования покровов произошло быстрое выравнивание подводного рельефа с размывом и разрушением склонов. Формация Катикас согласно классификации М.Г. Леонова (1981) может быть отнесена к чисто гравитационным микститам.

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КИПРА В ПОЗДНЕМ МЕЛУ

Полученные к настоящему времени новые данные по стратиграфии и датировке верхнемеловых образований Кипра, в том числе хаотических комплексов, позволяют не только уточнить время протекания важнейших геологических событий, но и наметить основные этапы геологической истории региона в позднемеловую эпоху.

Благодаря многолетним работам по радиоляриевой стратиграфии мезозоя Кипра, к настоящему

времени удалось установить, что стратиграфический интервал комплекса Мамония не ограничен нижним мелом (готеривом), как до сих пор считает часть исследователей (Swarbrick, Robertson, 1980; Torley, Robertson, 2018), и что наиболее молодыми образованиями комплекса Мамония являются радиоляриевые кремни альба–сеномана (Bragin et al., 2000; Брагина, Брагин, 2006) или нижнего турона (Bragina, Bragin, 2016; Bragin et al., 2021). Данные определения сделаны как в разрезах комплекса Мамония, так и в глыбах в составе меланжа Мамония и олистостромы Мони. Верхний стратиграфический предел комплекса Мамония, таким образом, – нижний турон (рис. 7), и это первый важный пункт в восстанавливаемой хронологии геологических событий позднемеловой истории Кипра.

Следующим принципиальным достижением является разработка детальной стратиграфии формации Перапеди по радиоляриям. Железо-марганцевые и кремнистые породы этой формации начали отлагаться сразу после завершения активных излияний основных вулканитов Троодоса. Наиболее древние отложения формации Перапеди охарактеризованы комплексом радиолярий зоны *Actinomma (?) belbekense* (верхняя часть среднего турона–верхний турон; Брагина, 2016). Далее хорошо прослеживается последовательность радиоляриевых зон верхов верхнего турона–сантона (рис. 7). Венчается разрез формации Перапеди отложениями с комплексом радиолярий зоны *Afens perapediensis* (верхняя часть верхнего сантона; Брагина, 2016). Следует отметить, что данная зона может включать и часть нижнего кампана – это можно предполагать по результатам прослеживания биостратона *Afens perapediensis* в Крыму (Брагина и др., 2016) и Сербии (Bragina et al., 2019). В итоге общий интервал формации Перапеди соответствует по меньшей мере среднему турону–верхнему сантону включительно, что практически совпадает с периодом (90–83 млн лет) метаморфизма части комплекса Мамония (формация Айя Варвара) (рис. 7). Такое совпадение не может быть случайным. Образование формации Айя Варвара связано с динамометаморфизмом (Malpas et al., 1992) в условиях высоких температур (Bailey et al., 2000). Динамометаморфизм интерпретируется как результат коллизии между комплексами Мамония и Троодос, в ходе которой одновременно образовались метаморфиты Айя Варвара, милониты по серпентинизированным гарцбургитам Троодоса и отложения формации Перапеди, связанные с поствулканической гидротермальной деятельностью массива Троодос. Несколько позже произошло выведение серпентинитов комплекса Троодос на дно бассейна (Gilbert, Robertson, 2013).

Этот же временной интервал от среднего турона до позднего сантона и, возможно, начала кам-

пана включает и время формирования меланжа Мамония, которое, скорее всего, следует определять в пределах позднего сантона—раннего кампана (рис. 7), поскольку в составе меланжа встречаются метаморфиты Айя Варвара и породы формации Перапеди, а сами структуры меланжа перекрыты средне-верхнекампанскими отложениями формации Каннавиу. Меланж Мамония, как отмечалось ранее, имеет коллизионную природу (Krylov et al., 2005; Festa et al., 2010; Bragin et al., 2021). Таким образом, получается, что после завершения осадконакопления комплекса Мамония в среднем туроне начались процессы коллизии Мамония/Троодос, сопровождавшиеся образованием метаморфитов Айя Варвара и накоплением гидротермально-осадочных отложений формации Перапеди. Эти процессы завершились в позднем сантоне—начале кампана формированием терригенно-вулканокластического меланжа Мамония и сопутствующего серпентинитового меланжа (рис. 7).

Следующий этап геологической истории Кипра охватывает средний кампан и поздний кампан, когда благодаря активизации вулканической дуги Кирении произошло накопление преимущественно пирокластических отложений формации Каннавиу. Почти тогда же, в конце кампана, образовались олистостромовые отложения формации Мони, содержащие массу блоков, происходящих из состава комплекса Мамония (рис. 7). Накопление олистостромы происходило в течение формирования системы покровов Мамония за счет разрушения фронтальной части этой системы. Ранее по ряду структурных признаков комплекса Мамония было установлено, что движение покровов происходило с юго-запада на северо-восток (в современных координатах), а с учетом последующего вращения Кипрского блока — с северо-запада на юго-восток (Robertson, Woodcock, 1979). Следовательно, фронт системы покровов был направлен на юго-восток. Но тогда интересно, что в составе олистолитов формации Мони радиоляриевые кремни мелового возраста, особенно альба—турона, встречаются намного чаще, чем в разрезах собственно комплекса Мамония. Это может говорить о фациальной неоднородности меловых отложений комплекса, в силу чего в состав олистостромы попала самая юго-восточная и наиболее удаленная от Таврского континентального блока часть комплекса Мамония, которая, соответственно, содержала больше глубоководных кремнистых отложений.

Формирование олистостромы заняло сравнительно короткий промежуток времени и к началу

маастрихта, по-видимому, уже прекратилось. Здесь необходимо указать на серьезную проблему, заключающуюся в сопоставлении формаций Каннавиу и Мони. Обе толщи в значительной мере сложены бентонитовыми глинами, имеющими сходный состав и, вероятно, одинаковое происхождение. Различие между формациями сводится к обилию чужеродных блоков в составе олистостромы Мони. Формацию Мони можно было бы рассматривать как фациальный аналог формации Каннавиу, и эта мысль кажется привлекательной. Однако имеющиеся биостратиграфические данные пока говорят о разном возрасте этих толщ, что требует объяснения. Возможны два варианта: 1) Каннавиу и Мони составляют единый комплекс с фациальным переходом от обычных осадочных отложений к олистостроме, но при этом комплекс является диахронным, его восточные разрезы охватывают более высокий стратиграфический интервал; 2) Каннавиу и Мони являются двумя отдельными разновозрастными толщами. Данная проблема может быть решена лишь при особо детальных площадных биостратиграфических исследованиях.

В маастрихте наступает завершающий этап формирования структуры Кипра. После окончания процессов покровообразования на юго-западе Кипра возникла область подводного расчлененного рельефа. Склоны подводных возвышенностей были в значительной мере сложены рыхлыми и слабо литифицированными глинами, аргиллитами и алевролитами комплекса Мамония. Вплоть до начала позднего маастрихта происходило быстрое разрушение этих возвышенностей и сход подводных грязевых потоков, отложения которых известны как формация Катикас (рис. 7).

После этого наступило время накопления карбонатных осадков формации Лефкара. Следует отметить, что до настоящего времени мы не знаем точного времени начала этого процесса, так как стратиграфия маастрихтских отложений формации Лефкара пока недостаточно изучена. В большинстве разрезов маастрихтские отложения охарактеризованы лишь радиоляриями, но имеющиеся ныне биостратиграфические схемы по этой группе еще не позволяют детально расчленять маастрихтский ярус (Sanfilippo, Riedel, 1985; Брагина, Брагин, 2020). В то же время планктонные фораминиферы в породах формации Лефкара обычно имеют неудовлетворительную сохранность вследствие частичного растворения в глубоководных условиях. Немногие опубликованные определения маастрихтских фораминифер из формации Лефкара были приведены без изображений (Mantis, 1970; Krashenninikov,

Рис. 7. Зональные шкалы верхнего мела (турон—маастрихт) по микрофоссилиям (планктонные фораминиферы, наннопланктон и радиолярии) и корреляция важнейших геологических событий поздне меловой истории острова Кипр. Показаны изотопные датировки границ ярусов, в млн лет (Gale et al., 2020).

Ярус	Подъярус	Зоны по планктонным фораминиферам (Coccioni, Premoli Silva, 2015; Gale et al., 2020)	Зоны и подзоны по наннопланктону (Sissingh, 1977, 1978; Perch-Nielsen, 1985; Simonyovsky, 2015)	Зоны по радиоляриям (Брагина, 2016; Sanfilippo, Riedel, 1985)	Важнейшие события геологической истории Кипра в позднем мелу	
66.04	Верхний	Plummerita hantkeninoides	CC26	Amphipyndax tylotus	Накопление формации Каттикас	
		Pseudoguembelina hariaensis				a
		Abathomphalus mayaroensis	CC25			c
		Raceguembelina fructicosa				b
72.17	Верхний	Pseudoguembelina palpebra	CC24	Amphipyndax pseudoconulus	Накопление формации Каннаву	
		Gansserina gansseri	CC23			b
Globotruncana aegyptiaca	a					
Globotruncanella havanensis						
Radotruncana calcarata						
83.65	Средний	Contusotruncana plummerae	CC22	Amphipyndax pseudoconulus	Накопление формации Каннаву	
			CC21			
			CC20			
			CC19			
85.70	Верхний	Globotruncanita elevata	CC18	Afens perapediensis	Олистострома Мони. Формирование покровов Мамония	
		Dicarinella asymerica	CC17			
89.39	Средний		CC16	Crucella robusta	Формирование меланжа Мамония	
			CC15	Theocampe urna		
			CC14			
			CC13	Cyprodictyomitra longa		
93.90	Верхний	Dicarinella concavata	CC12	Alievium praegallowayi	Формирование гидротермально-осадочных отложений формации Перапеди	
				Actinomma (?) belbekense		
		Marginotruncana schneegansi	CC11	Phaseliforma turovi		
		Helvetoglobotruncana helvetica		Patellula selbukhraensis		
	Whiteinella archaeocretacea		Acanthocircus tympanum	Завершение формирования комплекса Мамония		

Kaleda, 2005). Эти микрофоссилии нуждаются в новом изучении.

Поскольку в основании формации Лефкара имеется стратиграфический перерыв и поскольку нижележащая формация Катикас датирована ранним маастрихтом—началом позднего маастрихта (Morse, 1996), не исключено, что накопление формации Лефкара могло начаться диахронно — местами в начале маастрихта, местами в позднем маастрихте (рис. 2). Так или иначе, в середине маастрихта наступает новый, длительный этап геологической истории Кипра (поздний маастрихт—олигоцен) (рис. 7), знаменующийся сравнительно спокойной глубоководной карбонатной седиментацией, временами прерывавшейся подводными размывами и демонстрировавшей тенденцию к уменьшению глубин, ставшую очевидной в эоцене (Krashennikov, Kaleda, 2005).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе многолетних исследований получен ряд новых данных по стратиграфии верхнего мела острова Кипр, позволяющих уточнить датировку важнейших геологических событий и выделить основные этапы геологической истории региона в позднемеловую эпоху. Главные выводы по стратиграфии, датировке и корреляции геологических событий сводятся к следующему:

1. Формирование комплекса Мамония завершилось в раннем туроне, а не в готериве, как считалось ранее.

2. Накопление гидротермально-осадочных образований формации Перापеди происходило со среднего турона до конца сантона и, возможно, начала кампана.

3. Тектонический меланж Мамония образовался в период со среднего турона до конца сантона—начала кампана, причем наиболее вероятно его формирование в конце сантона—начале кампана.

4. Формация Каннавиу отлагалась в течение среднего кампана—начала позднего кампана.

5. Формация Мони (олистоstroma) образовалась в конце кампана. В это же время сформировался пакет покровных пластин комплекса Мамония.

Важнейшие этапы позднемеловой геологической истории Кипра следующие:

1. Ранний турон. Завершение формирования осадочных и вулканогенно-осадочных образований комплекса Мамония.

2. Средний турон—ранний кампан. Коллизия комплексов Троодос и Мамония, метаморфизм части комплекса Мамония, гидротермальная деятельность в пределах комплекса Троодос. По завершении этапа (конец сантона—ранний кампан) —

образование меланжа Мамония и начало формирования пакета покровов комплекса Мамония.

3. Средний и поздний кампан. Возникновение Киренийской вулканической дуги, накопление пирокластических образований формации Каннавиу. В конце этапа — завершение формирования системы покровов комплекса Мамония и образование олистоstromовой формации Мони.

4. Ранний маастрихт. Разрушение подводного рельефа, образовавшегося в ходе процессов формирования системы покровов Мамония, накопление формации Катикас (гравитационные микститы).

5. Поздний маастрихт. Доминирование глубоководной карбонатной седиментации (формация Лефкара).

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № FM-MG-2021-0003) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-55-25001).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брагин Н.Ю.* Стратиграфия мезозойских (верхний триас—нижний мел) вулканогенно-осадочных образований группы Диаризос аллохтонного комплекса Мамония (Кипр) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 16—30.
- Брагин Н.Ю., Крылов К.А.* Стратиграфия и литология верхнетриасовых отложений юго-западного Кипра (формация Вламбурос) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 28—37.
- Брагин Н.Ю., Крылов К.А.* Стратиграфия и условия формирования кремнисто-терригенных отложений юры Юго-Западного Кипра // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 4. С. 29—39.
- Брагина Л.Г.* Зональная схема меловых (альб-сантонских) отложений Тетических районов Евразии по радиоляриям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 2. С. 1—26.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю.* Радиолярии и стратиграфия кампан-маастрихтских отложений Юго-Западного Кипра // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 2. С. 147—155.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю.* Стратиграфия и радиолярии стратотипического разреза формации Перапеди верхнего мела Кипра // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 38—45.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю.* Стратиграфия и радиолярии верхнемеловых отложений осадочного чехла офиолитового комплекса Аракапас (Кипр) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 50—66.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю.* Особенности развития радиолярий в кампане и маастрихте и перспективы детальной стратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 102—113.
- Брагина Л.Г., Беньямовский В.Н., Копачевич Л.Ф.* Радиолярии, фораминиферы и биостратиграфическое расчленение коньяка—кампана разреза Алан-Кыр, Горный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 44—63.

- Казьмин В.Г.* О тектонических условиях становления комплексов Троодос и Мамония (о-в Кипр) // Геотектоника. 1991. № 6. С. 104–116.
- Корчагин О.А.* Планктонные фораминиферы и био-стратиграфия верхнего кампана–нижнего маастрихта формации Мони, Южный Кипр // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 5. С. 57–77.
- Леонов М.Г.* Олигостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 178 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 344).
- Al-Riyami K., Danelian T., Robertson A.H.F.* Radiolarian biochronology of Mesozoic deep-water successions in NW Syria and Cyprus: implications for south-Tethyan evolution // Terra Nova. 2001. V. 14. P. 217–280.
- Bailey W.R., Holdsworth R.E., Swarbrick R.E.* Kinematic history of a reactivated oceanic suture: the Mamonia Complex Suture Zone, SW Cyprus // J. Geol. Soc. London. 2000. V. 157. № 6. P. 1107–1126.
- Biju-Duval B., Lapiere H., Letouzey J.* Is the Troodos Massif (Cyprus) allochthonous? // Bull. Soc. Géol. Fr. 1976. V. 18. P. 1347–1356.
- Blome C.D., Irwin W.P.* Equivalent radiolarian ages from ophiolitic terranes of Cyprus and Oman // Geology. 1985. V. 13. № 6. P. 401–404.
- Bragin N.Y.* Late Triassic radiolarians of southern Cyprus // Paleontol. J. 2007. V. 41. P. 951–1029.
- Bragin N.Y., Krylov K.A.* Early Norian Radiolaria from Cyprus // Geodiversitas. 1999. V. 21. № 4. P. 539–569.
- Bragin N.Y., Bragina L.G., Krylov K.A.* Albian-Cenomanian deposits of the Mamonia Complex, Southwestern Cyprus // Proc. Third Int. Conf. on the Geology of the Eastern Mediterranean, Nicosia, Cyprus. Eds. Panayides I., Xenophontos C., Malpas J. Nicosia, Cyprus: Cyprus Geol. Surv. Dept., 2000. P. 309–315.
- Bragin N., Bragina L., Tsiolakis E., Symeou V.* The Upper Cretaceous Mamonia Mélange (Petra tou Romiou, southwestern Cyprus): composition and age // Cretaceous Res. 2021. V. 125. 104850.
- Bragin N., Ledneva G., Bragina L., Tsiolakis E., Symeou V., Papadimitriou N.* The radiolarian age and petrographic composition of a block of the Lower Jurassic volcanoclastic breccia and chert of the Mamonia Complex, SW Cyprus // Geol. Croat. 2022. V. 75. № 1. P. 115–128.
- Bragina L.G.* Radiolarian biostratigraphy of the Perapedhi Formation (Cyprus): implications for the geological evolution of the Troodos Ophiolite // Bull. Soc. Géol. Fr. 2012. V. 183. № 4. P. 347–353.
- Bragina L.G., Bragin N.Y.* Cretaceous (Albian to Turonian) radiolarians from chert blocks of Moni Mélange (Southern Cyprus) // Rev. Micropaléontol. 2016. V. 59. № 4. P. 311–338.
- Bragina L.G., Bragin N.Y., Kopaevich L.F., Djerić N., Gerzina Spajić N.* Stratigraphy and microfossils (radiolarians and planktonic foraminifers) of the Upper Cretaceous (upper Santonian–lower Campanian) Struganik limestone (Western Serbia) // Palaeoworld. 2019. V. 28. P. 361–380.
- Bragina L., Bragin N., Tsiolakis E., Symeou V., Papadimitriou N., Proshina P.* Late Cretaceous (Coniacian) age of the Perapedhi Formation in the Akamas Peninsula, Cyprus // Cretaceous Res. 2021. V. 127. 104912.
- Bragina L., Proshina P., Bragin N., Tsiolakis E., Symeou V., Papadimitriou N.* Radiolaria and planktonic foraminifera from Sarama composite section of the Kannaviou Formation (Campanian, Upper Cretaceous, Cyprus) // Palaeoworld. 2022. V. 31. № 4. P. 704–722. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2022.01.007>
- Chen Y., Niu Y., Shen F., Gao Y., Wang X.* New U–Pb zircon age and petrogenesis of the plagiogranite, Troodos ophiolite, Cyprus // Lithos. 2020. V. 362–363. 105472.
- Chen G.* Provenance-related studies of Triassic-Miocene Tethyan sedimentary and igneous rocks from Cyprus. Unpublished PhD thesis. University of Edinburgh, 2018. 484 p.
- Chen G., Robertson A.H.F.* Provenance and magmatic-tectonic setting of Campanian-aged volcanoclastic sandstones of the Kannaviou Formation in western Cyprus: evidence for a South-Neotethyan continental margin volcanic arc // Sediment. Geol. 2019. V. 388. P. 114–138.
- Chen G., Robertson A.H.F.* User's guide to the interpretation of sandstones using whole-rock chemical data, exemplified by sandstones from Triassic to Miocene passive and active margin settings from the Southern Neotethys in Cyprus // Sediment. Geol. 2020. V. 400. 105616.
- Cirilli S., Martini R., Tekin K., Spina A.* Sedimentology and palynofacies of the Triassic Gokdere-type pelagic succession in Western Taurides (Southern Turkey): implications for palaeogeographic reconstruction // Darius Programme – Evolution of the Black Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic. Paris, 2014. P. 48–49.
- Cleintuar M.R., Knox G.J., Ealey P.J.* The geology of Cyprus and its place in the East-Mediterranean framework // Geol. Mijnbouw. 1977. V. 56. P. 66–82.
- Clube T.M.M., Robertson A.H.F.* The palaeorotation of the Troodos microplate, Cyprus, in the Late Mesozoic–Early Cenozoic plate tectonic framework of the eastern Mediterranean // Surv. Geophys. 1986. V. 8. P. 375–437.
- Clube T.M.M., Creer K.M., Robertson A.H.F.* The palaeorotation of the Troodos microplate // Nature. 1985. V. 317. P. 522–525.
- Coccioni R., Premoli Silva I.* Revised Upper Albian-Maastriechian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // News. Stratigr. 2015. V. 48. № 1. P. 47–90.
- Ealey P.J., Knox G.J.* The pre-Tertiary rocks of S.W. Cyprus // Geol. Mijnbouw. 1975. V. 54. P. 85–100.
- Elderfield H., Gass I.G., Hammond A., Bear L.M.* The origin of ferromanganese sediments associated with the Troodos Massif of Cyprus // Sedimentology. 1972. V. 19. P. 1–19.
- Festa A., Pini G.A., Dilek Y., Codegone G.* Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts // Int. Geol. Rev. 2010. V. 52. № 10–12. P. 1040–1105.
- Gale A.S., Mutterlose J., Batenburg S.* The Cretaceous Period // Geologic Time Scale. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. Elsevier, 2020. P. 1023–1086.
- Garzanti E., Andro S., Scutella M.* Actualistic ophiolite provenance; the Cyprus case // J. Geol. 2000. V. 108. P. 199–218.
- Gass I.G.* The petrography, structure and evolution of the Troodos Massif, Cyprus. Unpublished PhD thesis. University of Leeds, 1960. 279 p.
- Gass I.G.* Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? // Nature. 1968. V. 220. P. 39–42.

- Gass I.G.* The Troodos massif: its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes // *Ophiolites. Proc. Int. Ophiol. Symp.*, Cyprus, 1979. Nicosia: Geol. Surv. Dept., 1980. P. 23–25.
- Geological Survey Department of Cyprus. Geological map of Cyprus. Scale 1:250000. Revised Edition. Ed. Constantinou G. Nicosia, Cyprus: Geol. Surv. Dept. Cyprus, 1995.
- Geological Survey Department of Cyprus. Geological Map of the Ayia Varvara-Pentalia Area. Sheet 17 III. Scale 1 : 25000. Ed. Constantinou G. Nicosia, Cyprus: Geol. Surv. Dept. Cyprus, 1999.
- Geological Survey Department of Cyprus. Geological map of Paphos-Kallepeia area. Sheet 16 III-IV. Scale 1 : 25000. Ed. Michaelides P. Nicosia, Cyprus: Geol. Surv. Dept. Cyprus, 2008.
- Geological Survey Department of Cyprus. Geological map of the Pegeia-Steni area. Sheet 16 I-II. Scale 1 : 25000. Ed. Constantinou C. Nicosia, Cyprus: Geol. Surv. Dept. Cyprus, 2015.
- Gilbert M.F., Robertson A.H.F.* Field relations, geochemistry and origin of the Upper Cretaceous volcanoclastic Kannaviou Formation in western Cyprus: evidence of a southerly Neotethyan volcanic arc // *J. Geol. Soc. London*. 2013. V. 372. P. 273–298.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Hilgen F.J.* On the Geologic Time Scale // *News. Stratigr.* 2012. V. 45. № 2. P. 171–188.
- Karaođlan F., Parlak O., Hejl E., Neubauer F., Kloetzli U.* The temporal evolution of the active margin along the Southeast Anatolian Orogenic Belt (SE Turkey): evidence from U–Pb, Ar–Ar and fission track chronology // *Gondwana Res.* 2016. V. 33. P. 190–208.
- Khokhlova I.E., Bragina L.G., Krasheninnikov V.A.* Zonal stratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene deposits of the key Perapedhi section (Southern Cyprus) by means of radiolarians and correlation with the foraminiferal zones // *Geological structure of the Northeastern Mediterranean*. Eds. Krasheninnikov V.A., Hall J.K. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 1994. P. 219–250.
- Krasheninnikov V.A., Kaleda K.G.* Stratigraphy and lithology of the neoautochthon // *Geological framework of the Levant*. Vol. I. Cyprus and Syria. Eds. Krasheninnikov V.A., Hall J.K., Hirsch F., Beniamini C., Flexer A. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 101–126.
- Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Y.* Chaotic rock complexes in South-Western and Central Cyprus // *Geological framework of the Levant*. Vol. I. Cyprus and Syria. Eds. Krasheninnikov V.A., Hall J.K., Hirsch F., Beniamini C., Flexer A. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 127–134.
- Lapierre H.* Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec le Massif du Troodos (Chypre occidentale). *Mem. Soc. Géol. Fr.*, 1975. 123 p.
- Lauer J.P., Barry P.* Etude paléomagnétique des ophiolites de Chypre // *Sci. Terre Réunion Annuaire*. 1976. V. 4. 255 p.
- Lord A.R., Panayides I., Urquhart E., Xenophontos C.* A bio-chronostratigraphical framework for the Late Cretaceous–Recent circum-Troodos sedimentary sequence, Cyprus // *Proc. Third Int. Conf. on the Geology of the Eastern Mediterranean*. Eds. Panayides I., Xenophontos C., Malpas J. Nicosia, Cyprus: Cyprus Geol. Surv. Dept., 2000. P. 289–298.
- Malpas J., Xenophontos C., Williams D.* The Ayia Varvara Formation of SW Cyprus: a product of complex collisional tectonics // *Tectonophysics*. 1992. V. 212. P. 193–211.
- Mantis M.* Upper Cretaceous–Tertiary foraminiferal zones in Cyprus // *Cyprus Res. Centre. Nicosia*. 1970. V. 3. P. 227–241.
- Martini R., Peybernés B., Moix P.* Late Triassic foraminifera in reefal limestones of SW Cyprus // *J. Foraminiferal Res.* 2009. V. 39. № 3. P. 218–230.
- Moore E.M., Vine F.J.* The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications // *Phil. Trans. R. Soc. London*. 1971. V. 268. P. 443–466.
- Moore E.M., Robinson P.T., Malpas J., Xenophontos C.* A model for the origin of the Troodos massif, Cyprus, and other Mideast ophiolites // *Geology*. 1984. V. 12. P. 500–503.
- Morris A.* A review of palaeomagnetic research in the Troodos ophiolite, Cyprus // *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*. Eds. Morris A., Tarling D.H. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1996. V. 105. P. 311–324.
- Morse T.J.* Biostratigraphical constraints (calcareous nanofossils) on the Late Cretaceous to Late Miocene evolution of S.W. Cyprus. Durham theses. Durham University, 1996. 123 p.
- Mukasa S.B., Ludden J.N.* Uranium-lead isotopic ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus, and their tectonic significance // *Geology*. 1987. V. 15. № 9. P. 825–828.
- Pantazis T.M.* The geology and mineral resources of the Pharmakas-Kalavassos area // *Mem. Geol. Surv. Dep. Cyprus*. 1967. V. 8. 120 p.
- Parlak O.* Geodynamic significance of granitoid magmatism in the southeast Anatolian orogen: geochemical and geochronological evidence from Göksun–Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) region // *Int. J. Earth Sci.* 2006. V. 95. P. 609–627.
- Perch-Nielsen K.* Mesozoic calcareous nanofossils // *Plankton stratigraphy*. Eds. Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 329–426.
- Peybernés B., Fondécave-Wallez M.-J., Cugny P.* Diachronism in the sedimentary cover around the Troodos ophiolitic massif (Cyprus) // *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2005. V. 176. № 2. P. 161–169.
- Robertson A.H.F.* The Moni Melange, Cyprus: an olistostrome formed at a destructive plate margin // *J. Geol. Soc. London*. 1977a. V. 133. P. 447–466.
- Robertson A.H.F.* The Kannaviou Formation, Cyprus: volcanoclastic sedimentation of a probable Late Cretaceous volcanic arc // *J. Geol. Soc. London*. 1977b. V. 134. P. 269–292.
- Robertson A.H.F.* Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region // *Lithos*. 2002. V. 65. P. 1–67.
- Robertson A.H.F., Hudson J.D.* Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos Massif, Cyprus // *Pelagic Sediments: On Land and Under the Sea*. Eds. Hsü K.J., Jenkyns H.C. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1974. P. 403–436.

- Robertson A.H.F., Woodcock N.H.* Mamonia Complex, southwest Cyprus: evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1979. V. 90. P. 651–665.
- Robertson A.H.F., Woodcock N.H.* Bilelyeri Group, Antalya Complex: deposition on a Mesozoic continental margin in S. W. Turkey // *Sedimentology*. 1981. V. 28. P. 381–401.
- Robertson A.H.F., Woodcock N.H.* Sedimentary history of the south-western segment of the Mesozoic-Tertiary Antalya continental margin, south-western Turkey // *Eclogae Geol. Helv.* 1982. V. 75. P. 517–562.
- Robertson A.H.F., Xenophontos C.* Development of concepts concerning the Troodos ophiolite and adjacent units in Cyprus // *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Eds. Prichard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W., Neary C.R. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1993. V. 76. P. 85–119.
- Sanfilippo A., Riedel W.R.* Cretaceous Radiolaria // *Plankton Stratigraphy*. Eds. Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 573–630.
- Sinnyovsky D.* Upper Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy of Bulgaria. Saarbrücken: Lambert Academic Publishing, 2015. 142 p.
- Sissingh W.* Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton // *Geol. Mijnbouw*. 1977. V. 56. P. 37–65.
- Sissingh W.* Microfossil biostratigraphy and stage stratotypes of the Cretaceous // *Geol. Mijnbouw*. 1978. V. 57. P. 433–440.
- Swarbrick R.E.* The Mamonia Complex of SW Cyprus: a Mesozoic continental margin and its relationship to the Troodos Complex // *Proc. Int. Ophiolite Symposium, Cyprus*. Ed. Panayiotou A. Nicosia, Cyprus: Cyprus Geol. Surv. Dept., 1979. P. 86–92.
- Swarbrick R.E.* Sinistral strike-slip and transpressional tectonics in an ancient oceanic setting: the Mamonia Complex, southwest Cyprus // *J. Geol. Soc. London*. 1993. V. 150. P. 381–392.
- Swarbrick R.E., Naylor M.A.* The Kathikas melange, SW Cyprus: late Cretaceous submarine debris flows // *Sedimentology*. 1980. V. 27. P. 63–78.
- Swarbrick R.E., Robertson A.H.F.* Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of southern Cyprus // *Geol. Mag.* 1980. V. 117. P. 547–563.
- Torley J.M., Robertson A.H.F.* New evidence and interpretation of facies, provenance and geochemistry of late Triassic-early Cretaceous Tethyan deep-water passive margin-related sedimentary rocks (Ayios Photios Group), SW Cyprus in the context of eastern Mediterranean geodynamics // *Sediment. Geol.* 2018. V. 377. P. 82–110.
- Varnava A., Danelian T., Regnier S., Devaere L.* Radiolarian evidence for Middle Bathonian radiolarites in the Episkopi Formation (Ayios Photios Group, Mamonia Complex, SW Cyprus) // *Rev. Micropaléontol.* 2021. V. 73. 100549.
- Urquhart E., Banner F.T.* Biostratigraphy of the supra-ophiolite sediments of the Troodos Massif, Cyprus: the Cretaceous Perapedhi, Kannaviou, Moni and Kathikas formations // *Geol. Mag.* 1994. V. 131. № 4. P. 499–518.
- Wilson R.A.M.* The geology and mineral resources of the Xeros-Troodos Area // *Mem. Geol. Surv. Cyprus*. 1959. V. 1. P. 1–136.
- Woodcock N.H., Robertson A.H.F.* The structural variety in Tethyan ophiolite terranes // *Ophiolites and oceanic lithosphere*. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1984. V. 13. P. 321–330.

Рецензенты В.С. Вишневецкая,
Ю.Д. Захаров, Л.Ф. Конаевич

Main Events of the Geological History of Cyprus in the Late Cretaceous

N. Y. Bragin[#]

Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: bragin.n@mail.ru

The Upper Cretaceous biostratigraphy (radiolarians and planktonic foraminifers) of Cyprus and stratigraphic position of several formations and units are detalized after long-time studies. Main geologic events are dated more precisely, main stages of Late Cretaceous geological history of Cyprus are proposed: (1) early Turonian: completing of sedimentation and formation of the Mamonia Complex; (2) middle Turonian—early Campanian: collision of Troodos and Mamonia complexes, metamorphism of Mamonia units and hydrothermal activity of Troodos Complex, after it — formation of the Mamonia Mélange and beginning of development of Mamonia nappes; (3) middle to late Campanian: formation of Kyrenian volcanic arc, deposition of pyroclastic sediments of the Kannaviou Formation, and in the end of stage — completing of Mamonia nappes and deposition of the Moni Formation (olistostrome); (4) latest Campanian—middle part of Maastrichtian: deposition of the Kathikas Formation (debris flows) during erosion of underwater relief, formed by the development of Mamonia nappe system; (5) late Maastrichtian: domination of deep-water carbonate deposition (the Lefkara Formation).

Keywords: stratigraphy, tectonics, mélange, olistostrome, radiolaria, planktonic foraminifera