

УДК 551.762.3:551.763.1:550.838.5(477.9)

НОВЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ, БИО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ПОГРАНИЧНОМУ ЮРСКОМУ–МЕЛОВОМУ ИНТЕРВАЛУ ВОСТОЧНОГО КРЫМА (г. ФЕОДОСИЯ)

© 2012 г. А. Ю. Гужиков*, В. В. Аркадьев**, Е. Ю. Барабошкин***, М. И. Багаева*,
В. К. Пискунов****, С. В. Рудько****, В. А. Перминов*****, А. Г. Маникин*

* Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, Саратов

e-mail: aguzhikov@yandex.ru

** Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

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

**** Геологический институт РАН, Москва

***** Центр эколого-натуралистического творчества учащейся молодежи “Интеллект”, Феодосия, Украина

Поступила в редакцию 13.04.2011 г., получена после доработки 19.09.2011 г.

Составлен сводный разрез, в котором путем изучения и увязки ряда разрозненных обнажений впервые описана непрерывная последовательность верхнего титона–нижнего берриаса (зона Jacobi) Феодосийского района. Впервые получены магнитостратиграфическая и седиментологическая характеристики разреза. Структура палеомагнитной колонки идентифицирована с последовательностью магнитных хронов M20n, M19r, M19n, M18r, M18n и субхроном M19n.1r (“Бродно”). Проведена детальная комплексная био- и магнитостратиграфическая корреляция верхнего титона–нижнего берриаса (зоны Jacobi) Западного Тетиса и Восточного Перитетиса, в результате которой впервые в Горном Крыму обосновано наличие возрастных аналогов зоны Durangites и наиболее точно определено местоположение границы юрской и меловой систем, а также установлен позднетитонский возраст палеонтологически “немых” слоев в разрезе Двуякорная бухта.

Ключевые слова: граница юры и мела, титон, берриас, Крым, седиментология, аммониты, биостратиграфия, магнитостратиграфия, палеомагнетизм, магнитная полярность, магнитные хроны.

ВВЕДЕНИЕ

Проведение детальных (зональных и инфразональных) корреляций титона–берриаса Западного Тетиса и Восточного Перитетиса, к которому относится Горный Крым, и в частности прослеживание в Крыму границы юры–мела, определяемой в надобласти Тетис рядом исследователей по основанию аммонитовой зоны Jacobi (Reboulet et al., 2009), является актуальной проблемой современной стратиграфии. До последнего времени их решение сдерживалось редкими находками аммонитов в титоне–берриасе Крыма, отсутствием седиментологических данных, позволяющих судить о полноте разрезов, магнитостратиграфических, изотопных, хемостратиграфических характеристик и других материалов, которые на современном этапе развития науки необходимы для обоснования границ стратиграфических подразделений.

В настоящей статье впервые дано описание сводного разреза, в котором в непрерывную последовательность увязаны многочисленные обна-

жения глинисто-карбонатной флишоидной двуякорной свиты, расположенные в береговых обрывах Черного моря на мысе Феодосийский, мысе Святого Ильи и в Двуякорной бухте на южной окраине г. Феодосия (рис. 1). Представлены новые палеонтологические (находки аммонитов), седиментологические и магнитостратиграфические данные по этим разрезам, которые позволили достигнуть существенного прогресса в детальных межрегиональных корреляциях верхнего титона–нижнего берриаса с западнотетническими возрастными аналогами.

В целях исключения возможных ошибок и неточностей в увязке результатов, полученных различными методами, опробование разреза на все виды анализов велось по схеме “образец в образец”, одновременно с геологическим описанием и палеонтологическим изучением разреза. Вместе с ориентированными штуфами для палеомагнитных исследований, результаты которых изложены в настоящей статье, отбирались пробы для микропалеонтологического (кальвионеллиды), литолого-минералого-рентгенографического и



Рис. 1. Схема расположения обнажений верхнего титона и нижнего берриаса близ г. Феодосия (обнажения обозначены звездочками).

Обнажения 2901 и 2922–2924 – Двухкорная бухта, 2456 и 2927 – мыс Святого Ильи, 2920 и 2921 – мыс Феодосийский.

изотопного анализа, которые проводятся в настоящее время. Всего опробовано 240 стратиграфических уровней при общей мощности разреза около 350 м.

В изучении разреза и сборе образцов участвовали все авторы. Седиментологические исследования проведены Е.Ю. Барабошкиным, В.К. Пискуновым и С.В. Рудько, палеомагнитные данные получены А.Ю. Гужиковым и М.И. Багаевой, описания аммонитов выполнены В.В. Аркадьевым и Е.Ю. Барабошкиным.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА

История изучения феодосийского разреза по-граничных юрских и меловых отложений и, главным образом, найденной здесь фауны началась еще в XIX в. (Соколов, 1886; Retowski, 1893 и другие) и изложена в недавней публикации (Аркадьев и др., 2006). Более полное описание разреза было дано М.В. Муратовым (1937), отметившим постепенность перехода между юрой и мелом и условно принявшим границу между ними в подошве метрового конгломератовидного известняка, прослеживающегося в разрезе мыса Св. Ильи (Муратов, 1937, с. 57).

В 1954–1956 гг. нижнемеловые отложения Крыма и их фауна изучались геологами из МГУ под руководством В.В. Друшица, впервые приведшего подробный разрез берриаса “феодосийского типа” и пограничных слоев с титоном и давшего их зональное расчленение. Вначале берриасский ярус включался в состав валанжина (Друшиц, Кудрявцев, 1960). Позже, вслед за М.В. Муратовым (1937), в основании мощного (1.25 м) конгломератовидного известняка феодосийского разреза была намечена граница между титоном и берриасом по смене комплекса аммонитов с “*Substrebrites zonaria*, *Cyrtosiceras macrotela*” на комплекс с “*Pseudosubplanites euxinus*, *P. ponticus*, *Himalayites cortazari*” и др. (Drushchits, 1975, с. 338). При этом часть берриаса, в современном понимании, В.В. Друшиц (Друшиц, 1969; Drushchits, 1975) отнес к среднему титону, а часть – к верхнему. Основные особенности распространения различных групп фауны и флоры были рассмотрены Т.Н. Горбачик (1969) – фораминиферы, С.Б. Куваевой (Куваева, Янин, 1973) – спорово-пыльцевые комплексы, Б.Т. Янином (Янин, Смирнова, 1981) – двустворки, Т.Н. Смирновой (1962; Янин, Смирнова, 1981), а также С.В. Лобачевой и Т.Н. Смирновой (2002, 2006) – брахиоподы. Анализ распростране-

ния различных органических остатков и следов жизнедеятельности в нижнем мелу Крыма, включая феодосийский разрез, был дан Т.Н. Горбачик, В.В. Друшицем, Б.Т. Яниным (1970).

В 70-х годах прошлого века феодосийский разрез изучался К.И. Кузнецовой, Н.П. Михайловым и Е.А. Успенской. Попечное описание (начиная с верхнего титона), анализ комплексов фораминифер и их зональная разбивка приведены в работе К.И. Кузнецовой и Т.Н. Горбачик (1985). Сами комплексы были увязаны с аммонитовой последовательностью В.В. Друшица (Кузнецова, Горбачик, 1985). Подошва достоверного берриаса принималась этими авторами, так же как и предшественниками, в основании мощного пласта конгломератовидного известняка, однако ниже выделялась мощная (143 м) толща, стратиграфическое положение которой не было точно определено (“верхний титон–нижний берриас”).

В 1980-х годах разрез неоднократно посещали многие геологи. В частности, И.Г. и Н.Т. Сазоновы (1974) предложили для него новое зональное деление по аммонитам, а позже (Сазонова, Сазонов, 1984) сообщили о комплексах кальпионелл из этого же разреза. К сожалению, эти находки не привязаны к разрезу и не могут быть учтены.

В это же время комплексные работы по изучению берриаса Горного Крыма, в том числе Феодосийского района, проводились геологами Всесоюзного (ныне Всероссийского) геологического института (ВСЕГЕИ) (Богданова и др., 1981). Эти исследователи детально изучили разрез на мысе Святого Ильи и выделили здесь зону *Pseudosubplanites ponticus*–*P. grandis* – нижнюю зону берриаса (Богданова и др., 1984). К титону ими условно была отнесена толща глин с тонкими прослойками ожелезненных песчаников, залегающая стратиграфически ниже мощного пласта конгломератовидного известняка. Характерных титонских аммонитов Т.Н. Богдановой и коллегами найдено не было, поскольку в 1970-е годы разрезы в Двуякорной бухте (кроме разреза на мысе Святого Ильи) были недоступны для изучения.

Начиная с 2001 г. феодосийский разрез ежегодно изучается В.В. Аркадьевым. В результате того, что стали доступны для исследования обнажения Двуякорной свиты, расположенные в глубине Двуякорной бухты, удалось, во-первых, описать нижнюю часть разреза Двуякорной свиты, во-вторых, найти здесь аммониты. В 2002 г. В.В. Аркадьевым была сделана первая находка верхнетитонского аммонита *oriziceras cf. schneidi* Tavera (Аркадьев, 2004). Впоследствии им была разработана предварительная зональная схема пограничного интервала юры и мела Восточного Крыма, в которой было обосновано присутствие в разрезе аналогов верхнетитонской зоны *Microcanthum* (Аркадьев и др., 2006; Аркадьев, 2008).

Микрофаунистическое изучение пограничных отложений юры и мела феодосийского разреза было продолжено А.А. Федоровой (Аркадьев и др., 2006), выделившей зональные комплексы фораминифер верхнего титона–нижнего берриаса, близкие к последовательности предшественников (Кузнецова, Горбачик, 1985) и надежно увязанные с аммонитами. Остракоды из разрезов на мысе Святого Ильи и в Двуякорной бухте изучены Ю.Н. Савельевой и Е.М. Тесаковой (Аркадьев, Савельева, 2002; Аркадьев, 2003; Аркадьев и др., 2004, 2006; Тесакова и др., 2004; Тесакова, Савельева, 2005). Это изучение показало большое разнообразие остракод (более 100 видов, из которых несколько десятков являются новыми) и существенное отличие верхнеюрского комплекса от берриасского. Диноцисты из феодосийского разреза изучаются О.В. Шурековой (материалы не опубликованы). В 2009–2010 гг. впервые из разреза Двуякорной свиты в Двуякорной бухте были изучены кальпионеллиды (Щенникова, Аркадьев, 2009; Платонов, Аркадьев, 2011). По предварительным данным, из пачки с аммонитами *Paraulacosphinctes cf. transitorius* E.C. Платонов определил *Calpionellites* sp., распространение которого ограничено берриасом–готеривом, а из пачки с аммонитами *Neoperisphinctes cf. falloti* – *Remaniella* sp. (верхний титон–готерив). В 2010 г. из пограничного интервала титона–берриаса в Двуякорной бухте были отобраны образцы из каждого прослоя известняка. Из этих образцов было изготовлено 400 шлифов для определения кальпионеллид, которые изучаются в настоящее время.

Сведения об изученности и зональном делении феодосийского разреза по различным группам фауны и флоры приведены в табл. 1.

В конце 1980-х годов сотрудниками Института физики Земли АН СССР (ныне ИФЗ РАН), совместно с коллегами из Института минеральных ресурсов Мингео УССР, проводились палеомагнитные исследования мезозоя Горного Крыма с целью уточнения геодинамической истории региона, и в том числе образцов из титона–берриаса Двуякорной бухты (Печерский, Сафонов, 1993). Полученные по этим образцам данные, несмотря на отсутствие их привязки к разрезу, актуальны для магнитостратиграфических исследований в плане обоснования возраста остаточной намагниченности. В 2004 г. геологами Саратовского государственного университета (СГУ) О.Б. Ямпольской и М.В. Пименовым впервые было проведено детальное палеомагнитное опробование разреза на мысе Святого Ильи (Ямпольская и др., 2006, 2009). В 2009 г. во время комплексных био- и магнитостратиграфических исследований разреза Двуякорная бухта, проводившихся палеомагнитологами СГУ совместно с В.В. Аркадьевым, были найдены верхнетитонские аммониты

Таблица 1. Сведения об изученности и зональном делении феодосийского разреза по различным группам фауны и флоры

Paraulacosphinctes cf. transitorius (Oppel) и P. cf. senoides Tavera (Аркадьев, 2011). На основе комплексного анализа новых био- и магнитостратиграфических данных в разрезе были обоснованы аналоги зоны Durangites верхнего титона (Аркадьев и др., 2010). В 2010 г. комплексные исследования титона–берриаса Феодосийского района были продолжены и расширены за счет детально-го седиментологического изучения разрезов Е.Ю. Барабошкиным, В.К. Пискуновым и С.В. Рудько. Итогом этих работ стали послойное (без пропусков) опробование всего разреза верх-него титона и зоны Jacobi в Двоякорной бухте и на мысе Феодосийском, дублирующим разрез на мысе Святого Ильи, и находки аммонитов на уровнях, ранее не охарактеризованных фауной. По системе “образец в образец” были отобраны пробы для палеомагнитного, микропалеонтоло-гического (кальционеллиды), литолого-минера-лого-рентгенографического и изотопного ана-лизов.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Обнажение 2901

Обнажение 2901 в бухте Двоякорная ($45^{\circ}00.060'$ с.ш., $35^{\circ}23.349'$ в.д.) представлено че-редованием темно-серых глин, известняков и си-деритовых прослоев. На фоне общего преоблада-ния глин отмечаются уровни увеличения концен-трации известняков или сидеритов и уровни их почти полного отсутствия (рис. 2а, 2б). Известня-ки в этом разрезе и далее в основном представле-ны грейнстоунами, встречаются немногочислен-ные относительно более мощные прослои, пред-ставленные рудстоунами. По всей мощности разреза в известняковых горизонтах отмечаются следы биотурбаций. Глины и известняки иногда со-держат лимонитовые конкреции. Падение пла-стов изменяется от северо-восточного в нижней части разреза до преимущественно северо-запад-ного в верхней части обнажения, углы падения варьируют в основном от 20° до 40° .

Разрез имеет циклическое строение, снизу вверх (рис. 3):

Пачка 1 (обр. 2901/1–38) представлена темно-серыми, зеленовато-серыми глинами (20–170 см) с частыми прослойками светло-серых и розоватых известняков – грейнстоунов (1–30 см), наиболее тонкие из которых быстро выклиниваются по ла-терали. Грейнстоуны сложены карбонатными ли-токластами, пелоидами, биокластами форамини-фер и водорослей, в том числе дазикладовых (табл. I, фиг. 6). Подошва грейнстоунов эрозион-ная; наиболее мощные прослои имеют нормаль-ную градационную текстуру. В кровле часто на-блюдаются бурые сидеритовые корки (1–3 см) и биотурбации (3–5 см ниже кровли), в одном слу-

чае отмечается миллиметровая рябь течения. В средней и верхней частях пачки встречаются от-дельные тонкие (1–5 см) сидеритовые прослои. В глинах отмечаются биотурбации *Phycosiphon incertum* Fisch.-Oost. (табл. I, фиг. 5). В пачке встре-чены *Ptychophylloceras* sp., *Holcophyllocares* sp., *Haploceras* sp., *Lytoceras* sp. (азимут падения пла-стов изменяется от 20° до 68° , угол падения от 20° до 37°). Видимая мощность 72.5 м.

Пачка 2 (обр. 2901/39–56) начинается просло-ем розовых рудстоунов с нормальной градацион-ной слоистостью, надстраивающихся интервалом темно-серых глин. В средней части она содержит прослои светло-серых и розоватых грейнстоунов (3–10 см), в кровле которых встречаются ветвя-щиеся норы *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.), вы-полненные ожелезненным карбонатным матери-алом с сидеритовым цементом. Данная пачка от-личается от пачки 1 меньшим количеством прослоев грейнстоунов. В пачке найден *Oriziceras* cf. *schniedi* Tavera (табл. II, фиг. 1). Мощность 48.2 м.

Пачка 3 (обр. 2901/57–60) представлена ча-стым чередованием зеленовато-серых глин с био-турбациями *Chondrites* isp., *Planolites* isp., *Taenidi-um* isp. и мощных (50 см) линзовидных (5–10 м) градационных грейн-рудстоунов с редкими ооидами и биокластами, а также единичными про-слоями розоватых грейнстоунов (5–10 см). В кровле грейнстоунов средней части пачки отме-чаются сидеритовые корочки, но *Ophiomorpha* отсутствуют. Мощность 5.8 м.

Пачка 4 (обр. 2901/61–73) отличается суще-ственно меньшим количеством грейнстоунов: их маломощные (2–7 см) прослои расположены че-рез 1–3 м, часто ожелезнены, имеют бурый цвет. В средней и верхней частях пачки встречаются прослои грейн-рудстоунов (20–65 см) с редкими биокластами. Внутри наиболее мощных пластов отмечаются наложенные ритмы (5–10 см) с нормаль-ной градационностью от руд- до грейнсто-унов с последовательным уменьшением размер-ности от ритма к ритму. Следы биотурбаций ред-ки, отмечаются *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.) в прикровельных частях грейн- и рудстоунов. Из пачки происходят находки *Paraulacosphinctes* cf. *transitorius* (Oppel) (табл. II, фиг. 2–3) и *P. cf. se-noides* Tavera. Мощность 28.6 м.

Пачка 5 (обр. 2901/74–95) характеризуется ча-стым чередованием серо-зеленых глин (20–100 см), светло-серых и розоватых грейнстоунов (1–10 см), часто с сидеритовыми корками, и про-слоев сидеритов. Отмечаются уровни концентра-ции сидеритовых прослоев и грейнстоунов с си-деритовыми корками. В верхней части пачки мощность глинистых прослоев постепенно уве-личивается (50–180 см), отмечается единичный прослой массивного рудстоуна (35 см). Присут-

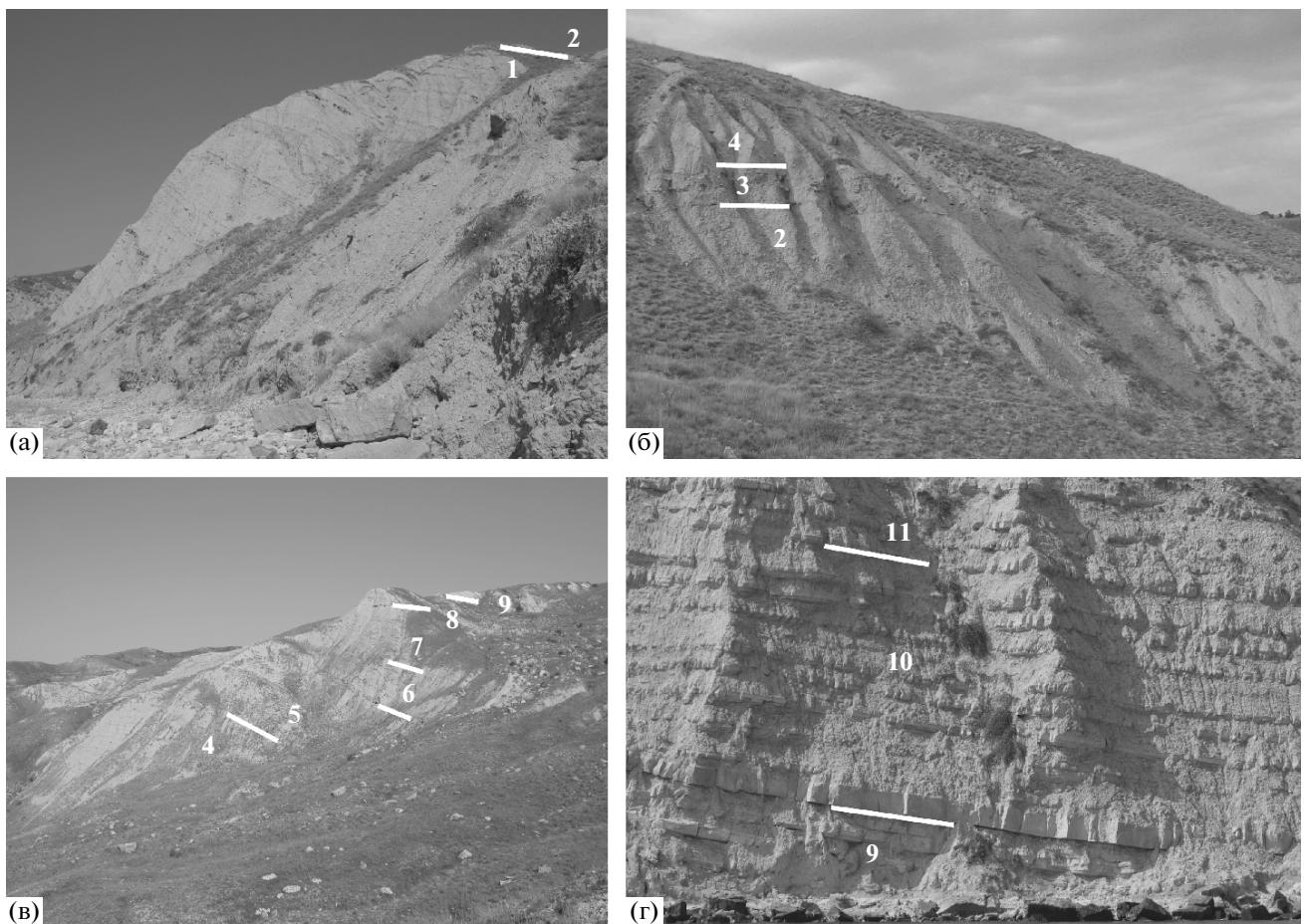


Рис. 2. Фотографии обнажений 2901 (а, б) и 2922–2924 (в) в Двуякорной бухте, 2920 и 2921 (г) на мысе Феодосийский.
Фото Е.Ю. Барабошкина, А.Ю. Гужикова, В.А. Перминова. Отмечены границы пачек, цифры означают номера пачек.

ствуют биотурбации *Zoophycos insignis* Squin. (табл. III, фиг. 2), ?*Petalloglyphus* isp., *Flexorhaphes miocenica* (Sacco) (табл. III, фиг. 3); в кровельной части грейнстоунов часто наблюдаются норы *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.) (табл. I, фиг. 1; табл. III, фиг. 5). Мощность 37.4 м. Разрез венчается массивным прослоем известняка мощностью 1 м, который выходит на 7 м выше кровли пачки 5 и коррелируется с нижними массивными прослоями известняков разреза 2922 внутри пачки 6.

Обнажение 2922

Обнажение 2922 в бухте Двуякорная ($45^{\circ}00.235'$ с.ш., $35^{\circ}23.144'$ в.д.), дублированное в соседних обнажениях 2923 и 2924, надстраивает разрез 2901, находясь примерно в 200 м к западу—северо-западу. Пласти падают преимущественно к северу и северо-востоку под углами от 10° до 34° (рис. 2в, 4).

Пачка 6 (обр. 2922/1–11) сложена чередованием темно-серых зеленоватых глин (50–170 см), грейнстоунов (2–10 см), иногда с сидеритовой коркой, сидеритов (1–3 см) и более мощных прослоев градационно-слоистых грейн-рудстоунов (10–60 см), образующих пакет мощностью 5 м в средней части пачки. Кровля части рудстоунов пронизана на глубину 3–5 см норами ракообразных *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.), иногда выполненные сидеритом. В верхней части пачки относительно часто представлены сидеритовые конкреционные прослои и грейнстоуны с сидеритовыми корками, а также единичный латерально выдержаный горизонт грейн-рудстоуна (30 см) с градационной слоистостью. Мощность пачки около 24 м.

Пачка 7 (обр. 2922/11–23, 2923/1–15, 2924/1–8) представлена чередованием темно-серых зеленоватых глин (20–200 см), тонких прослоев ожелезненных буроватых грейнстоунов (2–7 см) с сидеритовыми корками в кровле и сидеритов (1–5 см). Отмечаются биотурбации в глинах и

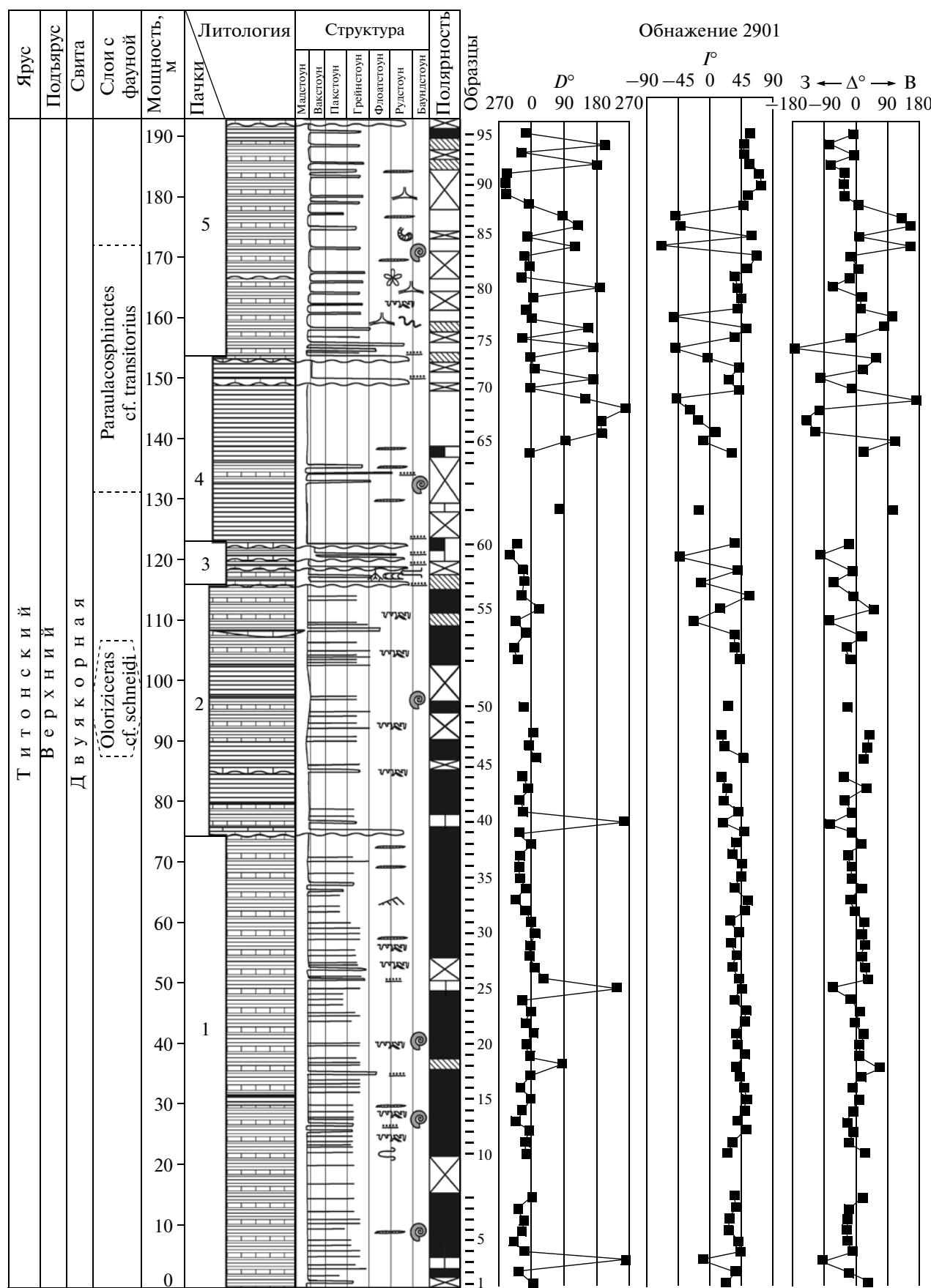
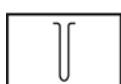


Рис. 3. Результаты литолого-седиментологических, палеонтологических и палеомагнитных исследований обнажения 2901 (Двукорная бухта).

Условные обозначения

Ихнофоссилии:



Skolithos



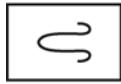
Tiechichnus

Ophiomorpha annulata
(= Granularia)

Planolites



Taenidium



Phycosiphon



Chondrites



Zoophycos



Petalloglyphus



Flexorhaphe

Неопределенные
биотурбации

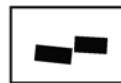
Фоссилии:



Двустворки



Аммониты



Растительный детрит



Крупные растительные остатки

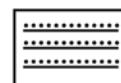
Поверхности:

Со следами зарывания
бентосных организмов

Эрозионные

Ожелезненные поверхности,
пластовые сидериты,
сидеритовые конкреции

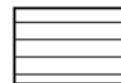
Текстуры:



Градационная слоистость

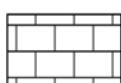


Рябь течения

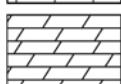


Горизонтальная слоистость

Литология:



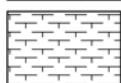
Известняк



Мергель



Глинистый мергель



Известковая глина



Глина

Геомагнитная полярность:



Прямая



Обратная



Аномальная

Отсутствие данных
о полярности

Рис. 3. Продолжение.

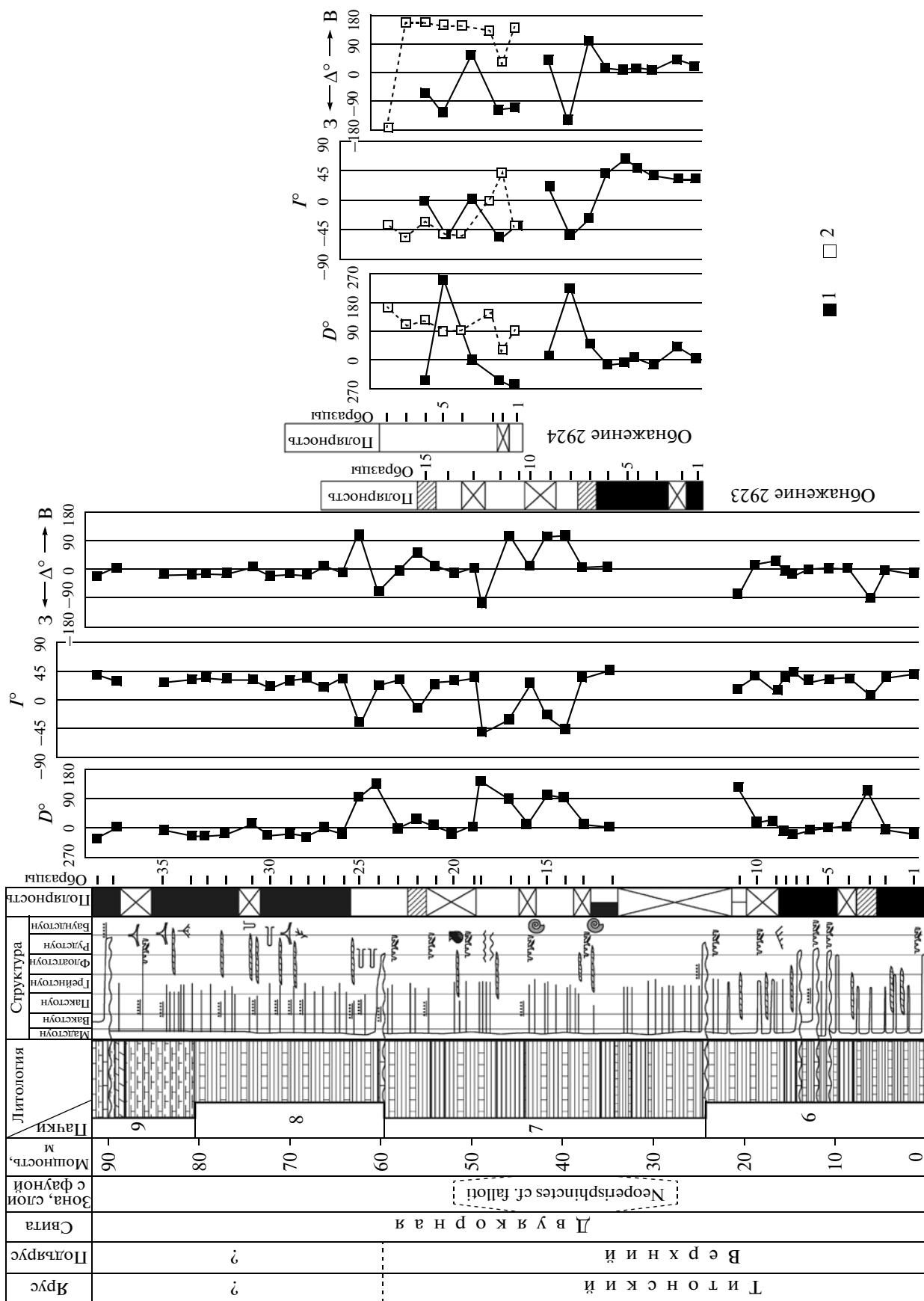
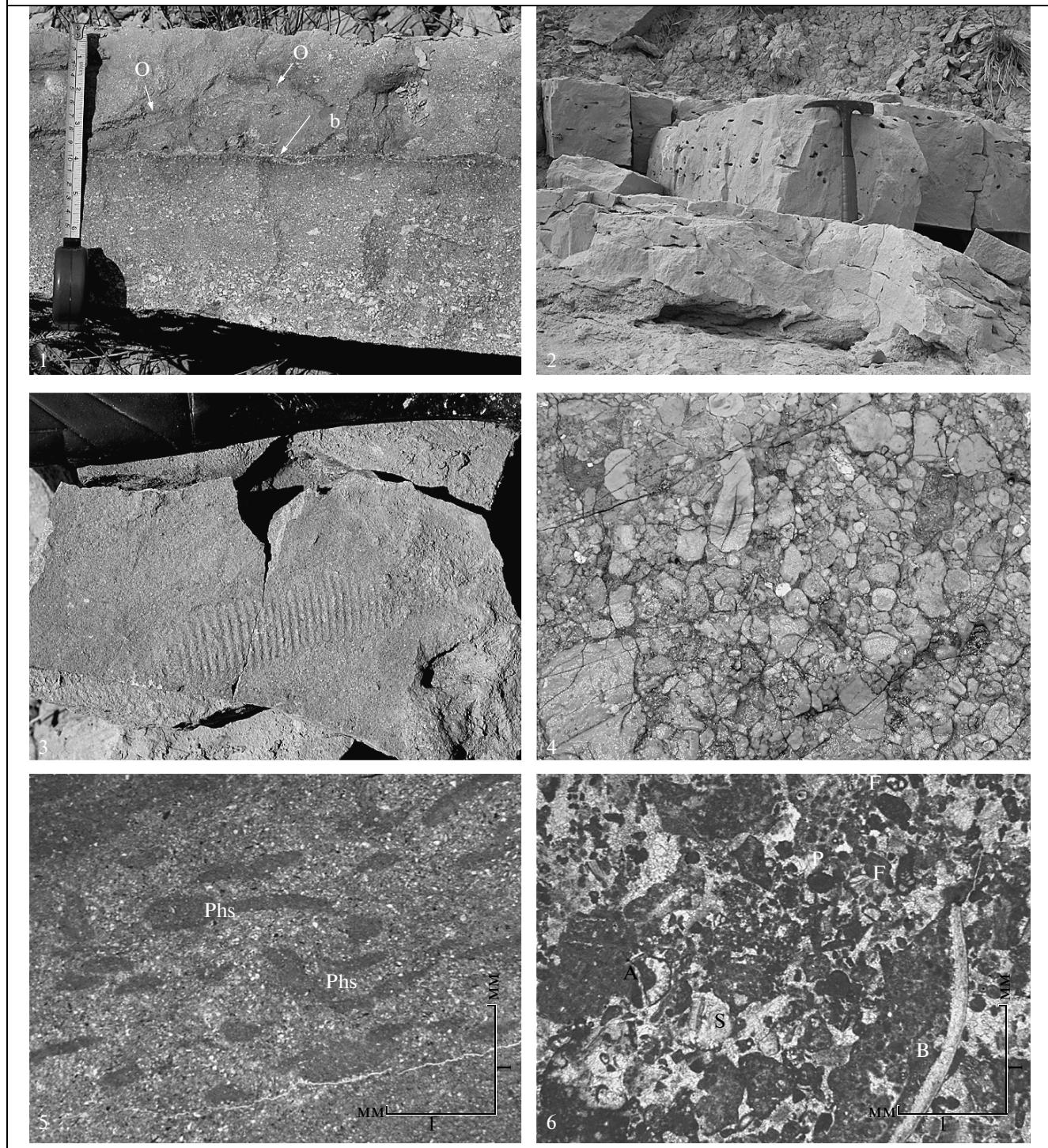


Рис. 4. Результаты литолого-сепментологических, палеонтологических и палеомагнитных исследований обнажений 2922, 2923, 2924 (Двухкорная бухта). Условные обозначения: 1, 2 – данные по обнажениям 2923 и 2924 соответственно. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

Таблица I



←
Таблица I. Фации кальцитурбидитов в изученных разрезах: русловые (фиг. 1–2), дистрибутивных русел (фиг. 3–4) и межрусловых отложений (фиг. 5–6).

1 – сдвоенный прослой градационно-слоистых кальцитурбидитов с эрозионной сидеритизированной границей разделя (b) и кровлей, пронизанной норами *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.) (O, стрелки), заполненными сидеритом; разрез Двуякорная бухта, верхний титон, слои с *Paraulacosphinctes cf. transitorius*, вблизи образца 2901/76; 2 – последовательность русловых турбидитов, разделенных эрозионными поверхностями (стрелки 1 и 2), с двумя ярусами нор *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.) (O1 и O2 “дыры”); маркирующий пласт конгломератовидного известняка в разрезе Мыс Святого Ильи, нижний берриас, зона *Berriasella jacobi*, образцы 2456/1–3; длина молотка 35 см; 3 – иероглиф следа качения аммонита по дну; разрез Двуякорная бухта, верхний титон, слои с *Oloriziceras cf. schneidi*, осыпь; 4 – основание пласта кальцитурбидитов (рудстоун); разрез Двуякорная бухта, верхний титон, слои с *Paraulacosphinctes cf. transitorius*, выше образца 2901/59; высота фотографии около 10 см; 5 – алевритистая известковая глина с *Phycosiphon incertum Fischer-Ooster, 1858* (Phs); шлиф 2901-12, николи ||; 6 – грейнстоун с биокластами бентосных фораминифер (F), дазикальдовых водорослей (A), двусторок ? (B) в составе фрагментов пород, пелоидов (P); поры заполнены блоковым кальцитом (S); шлиф 2901-32(1), николи ||.

в грейнстоунах с сидеритовыми корками. Несколько ниже середины пачки В.В. Аркадьевым найдены *Neoperisphinctes cf. falloti* (Kilian) (табл. II, фиг. 4) (уровень образца 2922/13). Мощность около 36 м.

Пачка 8 (обр. 2922/24–33) образована равномерным чередованием темно-серых глин (10–120 см), светло-серых и розоватых грейнстоунов (1–8 см), прослоев бурых сидеритов (1–10 см) и единичных рудстоунов (20–30 см). Основание пачки содержит несколько мощных прослоев рудстоунов при отсутствии сидеритов. Некоторые прослои мощностью до 10 см быстро выклиниваются. Внутри наиболее мощных известняков видна нормальная градационная слоистость. Пачка характеризуется наличием крупного растительного детрита и ихnofоссилий, приуроченных к кровельным частям прослоев, в том числе *Planolites isp.*, *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.) и *Skolithos isp.* Мощность около 22 м. В верхней части пачки 8 начинается постепенное увеличение карбонатности отложений, что приводит к изменению окраски глин до серой и светло-серой и появлению прослоев мергелей.

Обнажения 2920 и 2921

Обнажения 2920 и 2921 находятся (45°01.273' с.ш., 35°24.895' в.д.) на мысе Феодосийский, недалеко от лодочной станции, на юго-западной окраине г. Феодосия, в 3.7 км к востоку–северо-востоку от разреза 2922, и надстраивают его. Пласти полого наклонены (углы падения 6°–13°) к западу и северо-западу (рис. 2г). Пачки 9 и 10 разреза 2922 коррелируются с нижней частью разреза 2920–2921. Корреляция производится по наиболее мощному прослою рудстоунов мощностью от 120 см до 3 м (“конгломератовидный известняк”, по М.В. Муратову (1937) и др.), увеличению карбонатности разреза, появлению мергелей и исчезновению сидеритов. Обнаженность пачек 9 и 10 в разрезе 2922 плохая, поэтому дальнейшее описание пачек выполнено на основе обнажений 2920–2921 (рис. 5). Образцы для палеомагнитного анализа из реперного прослоя

рудстоунов были отобраны на мысе Святого Ильи (обнажение 2927, азимут падения пласта 36°, угол падения 12°).

Пачка 9 (обр. 2922/34–37, 2920/1–10) представлена чередованием серых карбонатных глин (10–100 см), светло-серых тонкослоистых мергелей (10–70 см) и светло-бежевых грейнстоунов (до 10 см). В нижней части пачки отмечается единичный прослой рудстоуна с коркой сидеритов в кровле. Прослои грейнстоунов часто располагаются внутри мергелей или непосредственно подстилают их. Наиболее мощные грейнстоуны характеризуются нормальной градационной слоистостью. К кровле пачки мощность глин постепенно уменьшается. Глины и известняки средней и верхней части пачки характеризуются наличием следов биотурбаций, в них встречены *Skolithos isp.*, *Chondrites intricatus* (Brongn.) (табл. III, фиг. 4), *Planolites isp.*, *Zoophycos isp.*, *?Tiechichnus isp.*, *Taenidium isp.* В верхней части пачки присутствует крупный растительный детрит, найдены аммониты *Neolissoceras sp.*, *Ptychophylloceras sp.*, *Protetragonites sp.*, а в 0.45 м ниже кровли пачки (уровень образца 2920/1) встречены *Ptychophylloceras sp.* и *Delphinella cf. tresannensis Le Hégarat* (табл. II, фиг. 7), указывающие на принадлежность вмещающих пород зоне *Berriasella jacobi* берриаса. Мощность пачки увеличивается с запада на восток с 9 до 13 м.

Пачка 10 (обр. 2921/1–3). В основании пачки присутствует мощный пласт известняка, являющийся маркирующим горизонтом, прослеживающимся от разреза 2922 к разрезу 2920–2921. Этот слой, представляющий собой русловые турбидиты, залегает с размытом и сложен литокластовыми рудстоунами с редкими оoidsами и биокластами кораллов и двусторок. Кровля слоя пронизана норами раков *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.) на глубину до 20–25 см. В районе мыса Св. Ильи мощность данного слоя превышает 3 м за счет повторения русловых циклов, включающих эрозионную поверхность, градационно-слоистые руд-грейнстоуны, нарушенные в кровле норами *Ophiomorpha* (табл. I, фиг. 2). Насчитываются 3 таких цикла; в нижнем присутствуют града-

ционно-слоистые брекчии, а верхний образован крупнозернистыми грейнстоунами. В данном слое В.А. Аркадьев (2003) нашел *Haploceras* sp. Выше следует толща чередования серых карбонатных глин (30–150 см), светло-бежевых градационно-слоистых грейн- и рудстоунов (3–70 см) и светло-серых мергелей (до 10 см). Переход от глин к мергелям часто постепенный, в них отмечаются линзы грейнстоунов мощностью до 7 см. К верхней части пачки приурочены прослои светло-бежевых известняков, представленных грейн- и рудстоунами, мощностью от 20 до 130 см. В 5 м выше подошвы пачки встречены аммониты *Berrigiasella chomeracensis* (Touc.), *Fauriella* cf. *floquinen-sis* Le Hég., *Ptychophylloceras* cf. *semisulcatum* (d'Orb.), *Haploceras* sp. (Аркадьев, 2003). Мощность 7,8 м.

Пачка 11 (обр. 2921/4–10) отличается почти полным отсутствием известняков и представлена чередованием серых глин (50–300 см) и светло-серых мергелей (30–50 см). Присутствует лишь один уровень с линзами грейнстоунов (до 5 см) в прослое мергеля в середине пачки. Часто наблюдается постепенное увеличение карбонатности от подошвы глин к кровле мергелей. Встречены редкие остатки крупного растительного детрита, лимонитовые конкреции и биотурбации. В 2010 г. в 7,8 м выше подошвы пачки (уровень образца 2921/4) В.К. Пискуновым и С.В. Рудько были найдены *Pseudosubplanites* cf. *euxinus* (Ret.), *Delphinella* cf. *obtusenodosa* (Ret.) (табл. II, фиг. 5) и *D. sp. ind.*, что позволяет условно проводить подошву подзоны *Pseudosubplanites grandis* на уровне подошвы пачки 11. Мощность 16 м.

Пачка 12 (обр. 2921/11–13) (пачка “феодосийских мергелей”) отличается от предыдущей наличием более мощных (30–80 см) мергелей и частых прослоев и линз грейнстоунов (до 5 см) в глинах и мергелях. Присутствуют единичные биотурбации. Видимая мощность 4 м.

Пачки 10–12 в разрезе Мыс Святого Ильи (рис. 6) были подвергнуты палеомагнитному опробованию в 2004 г. (Ямпольская и др., 2006, 2009): пачка 10 (обр. 2456/1–15), пачка 11 (обр. 2456/16–45), пачка 12 (обр. 2456/46–56). Последняя содержит богатый комплекс аммонитов подзоны *Grandis*: *Pseudosubplanites grandis* (Maz.), *P. ponticus* (Ret.), *P. lorioli* (Zitt.), *P. combesi* Le Hég., *P. subrichteri* (Ret.), *Berriasella berthei* (Touc.), *Delphinella subchaperi* (Ret.), *D. crinense* (Burckh.), *D. obtusenodosa* (Ret.), *D. tresannensis* Le Hég., *D. janus* (Ret.), *D. pectinata* Arkad. et

Bogd., *Retowskiceras* sp., *Tirnovella* sp. (Аркадьев и др., 2008).

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Рассматриваемый район в конце титона—начале берриаса представлял собой крутой склон ступенчатого рампа, на котором формировались исследованные нами гемипелагические и гравитационные отложения значительной мощности (Барабошкин, 2005), насчитывающие несколько генетических типов:

1. Кальцитурбидиты включают фации русел, дистрибутивных русел и межрусловых отложений.

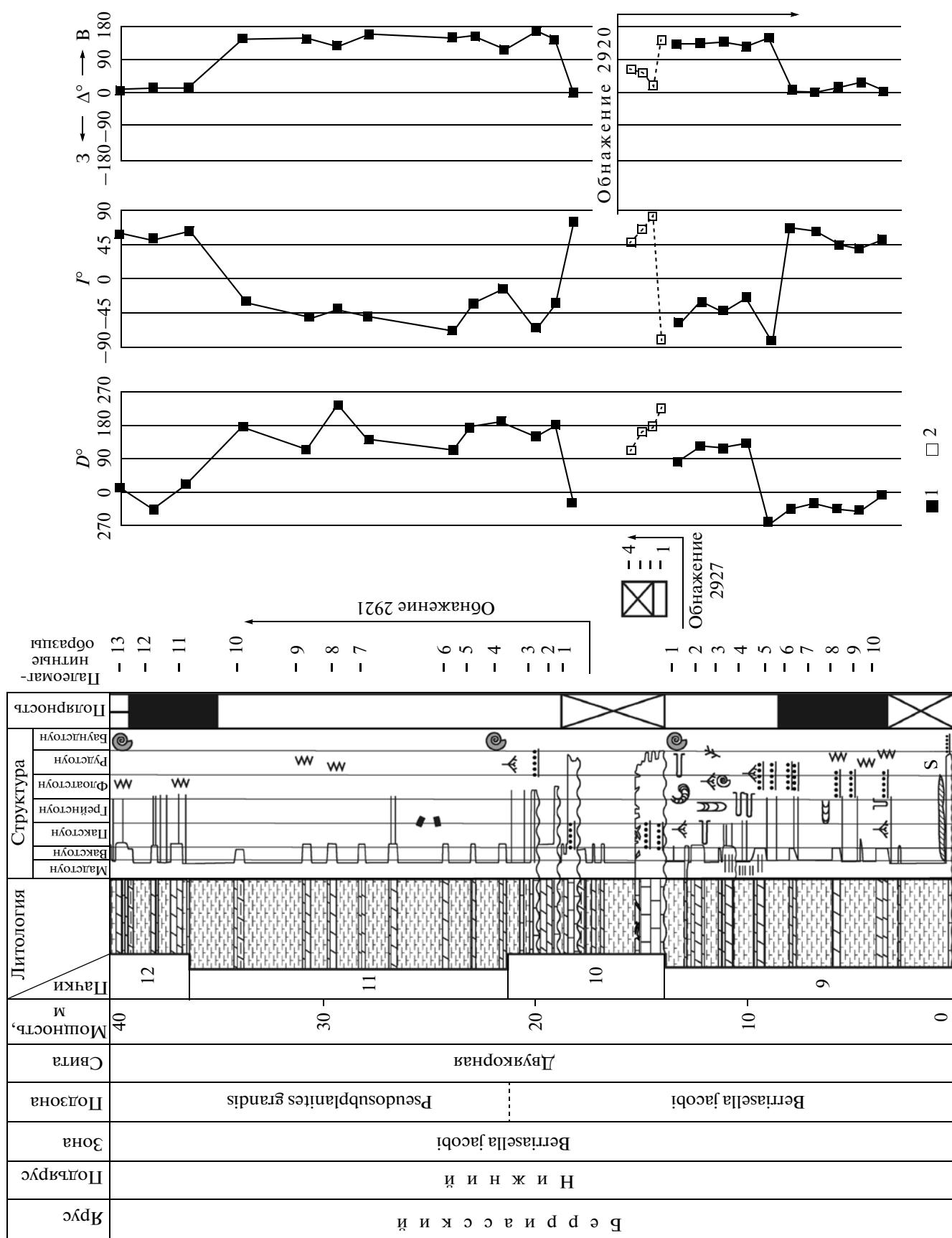
Русловые турбидиты (табл. I, фиг. 1–2) представлены наиболее мощными (40–300 см) пластами рудстоунов и грейнстоунов, имеют линзовидную форму и изменчивую мощность. Их разрез состоит из нескольких русловых циклов, включающих эрозионную поверхность и градационно-слоистый интервал, верхняя часть которого, как правило, нарушена норами *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.) (= Granularia). Наиболее яркий пример подобных фаций – маркирующий горизонт основания берриаса в пачке 10 (табл. I, фиг. 2). Малое количество русловых фаций и наличие в них нескольких уровней биотурбаций офиоморф свидетельствует об относительной редкости схождения турбидитов, дефиците грубозернистого материала и преобладании гемипелагической седиментации.

Фации дистрибутивных русел отличаются меньшей мощностью и сложены известняками с градационной слоистостью, структуры которых варьируют от рудстоунов до грубозернистых грейнстоунов (табл. I, фиг. 4). Эрозионная подошва, как правило, ровная, редко с иероглифами, иногда со следами качения аммонитов (табл. I, фиг. 3). Кровля может быть нарушена *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.), но строение разрезов отражает одноактное схождение турбидитного потока.

Фации межрусловых отложений образованы чередованием известковых гемипелагических глин и грейнстоунов (табл. I, фиг. 5–6). Мощность последних варьирует от нескольких сантиметров до миллиметров. Они имеют нормальную градационность и крайне редко миллиметровую косослоистую текстуру, кровля бывает пронизана норами *Ophiomorpha*. Интервалы частого чередования глин и грейнстоунов могут быть интерпретированы

Рис. 5. Результаты литолого-седиментологических, палеонтологических и палеомагнитных исследований обнажений 2920, 2921 (мыс Феодосийский), 2927 (мыс Святого Ильи).

Условные обозначения: 1, 2 – данные по обнажениям 2920–2921 и 2927 соответственно. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.



ны как фации прирусловых валов, а интервалы редкого чередования этих отложений – как собственно межрусловые фации.

Грубость обломочного материала и отсутствие полного набора последовательности Боума сближает все описанные турбидиты с грубозернистыми высокоплотностными турбидитами. Глины, разделяющие прослои турбидитов, имеют тонкую горизонтальную слоистость, но часто биотурбированы (табл. I, фиг. 5), что косвенно указывает на сравнительно небольшие глубины. Достаточно часто в разрезах можно наблюдать деформации в виде небольших складок и срывов, однако однозначно решить, являются ли они сингенетичными или наложенными тектоническими, не удалось.

2. Гемипелагиты представлены в юрской части разреза преимущественно глинами и слабоизвестковыми глинами, часто биотурбированными, а в нижнемеловой части разреза – известковыми глинами и мергелями, которые могут быть тонкослоистыми, но часто биотурбированы.

Характерной чертой является увеличение карбонатности гемипелагитов снизу вверх по разрезу при одновременном появлении русловых турбидитов, а затем при почти полном исчезновении турбидитов (пачки 11–12). Не исключено, что “дистальные турбидиты” пачки 12 правильнее называть гемитурбидитами (Stow, Wetzel, 1990). По всей видимости, такой переход связан с прекращением турбидитной седиментации и началом мелководного пелагического осадконакопления, что сопровождается падением скорости седиментации и отчасти подтверждается данными по увеличению содержаний карбонатного наннопланктона (Матвеев, 2009). Значительных перерывов при таких типах осадконакопления возникнуть не могло.

Таким образом, прослои мергелей, вероятно, осаждались в более мелководных и/или более теплых условиях при увеличении биопродуктивности по сравнению с фоновыми карбонатными глинами, что также подтверждается данными А.В. Матвеева (2009) о наиболее высоком содержании в них наннопланктона.

Изучение ихнофоссилий показало, что юрская и меловая ассоциации ихнофоссилий отличаются. Турбидитные отложения титона содержат ходы и норы червей *Phycosiphon incertum* Fischer-Ooster (табл. I, фиг. 5), *Zoophycos insignis* Squinabol (табл. III, фиг. 2), *Flexorhaphe miocenica* (Sacco) (табл. III, фиг. 3), *Chondrites isp.*, *Planolites isp.*,

?*Petaloglyphus isp.*, *Taenidium isp.*; норы ракообразных *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.). Последние часто встречаются и приурочены как к подошве турбидитов (табл. III, фиг. 5), так и к кровле русловых турбидитов (табл. I, фиг. 1), маркируя до- и послетурбидитные события (Барабошкин, Янин, 2011).

Комплекс берриасских ихнофоссилий более разнообразен: ходы и норы червей *Nereites missouriensis* (Weller) (табл. III, фиг. 6), *Chondrites intricatus* (Brongniart) (табл. III, фиг. 4), *Ch. isp.*, *Planolites isp.*, *Rhizocorallium isp.*, *Glockeria parvula* Ksiaz.; следы отдыха кишечнополостных *Berggaueria perata* Prantl; структуры фермерства *Cosmorthaphe lobata* Seilacher (табл. III, фиг. 1); норы ракообразных *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.). Офиоморфы присутствуют преимущественно в основании разреза и ассоциируют с русловыми турбидитами (табл. I, фиг. 2). Кроме того, здесь отмечены структуры фермерства *Paleodictyon isp.*; ходы и норы червей *Taenidium isp.*, *Petaloglyphus isp.*, *Stelloglyphus isp.*, *Haentzschelinia isp.*, *Spirorhaphe isp.*, *Zoophycos isp.* (Янин, Барабошкин, 2010; Барабошкин, Янин, 2011).

Обе ассоциации характеризуют ихнофацию подножья – dna бассейнов *Nereites*, но, очевидно, относительно более (юрская) и менее (меловая) глубоководные ее части (Барабошкин, Янин, 2011). На это указывает присутствие в берриасском интервале *Berggaueria* – элементов более мелководной ихнофации *Cruziana*. Примечательно, что ихнофация *Zoophycos* не может быть обособлена.

В свете сказанного, в изученном разрезе отчетливо выделяются два этапа развития рампа. Первый отвечает поздней юре (пачки 1–8), когда турбидитное осадконакопление происходило на фоне погружения бассейна и интенсивной гемипелагической седиментации. Второй соответствует терминалному титону и раннему берриасу (пачки 9–12), когда турбидитное осадконакопление практически завершилось и бассейн перешел к менее интенсивному гемипелагическому осадконакоплению. Несмотря на различие в скоростях накопления, они были достаточно высокими на обоих этапах; продолжительных региональных перерывов седиментации в разрезе не фиксируется. Отсюда можно заключить, что стратиграфическая летопись пограничного юрского–мелового интервала является весьма полной.

Рис. 6. Результаты литолого-седиментологических, палеонтологических и палеомагнитных исследований обнажения 2456 (мыс Святого Ильи).

Условные обозначения: 1, 2 – данные по кубикам-дублям с одного стратиграфического уровня. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

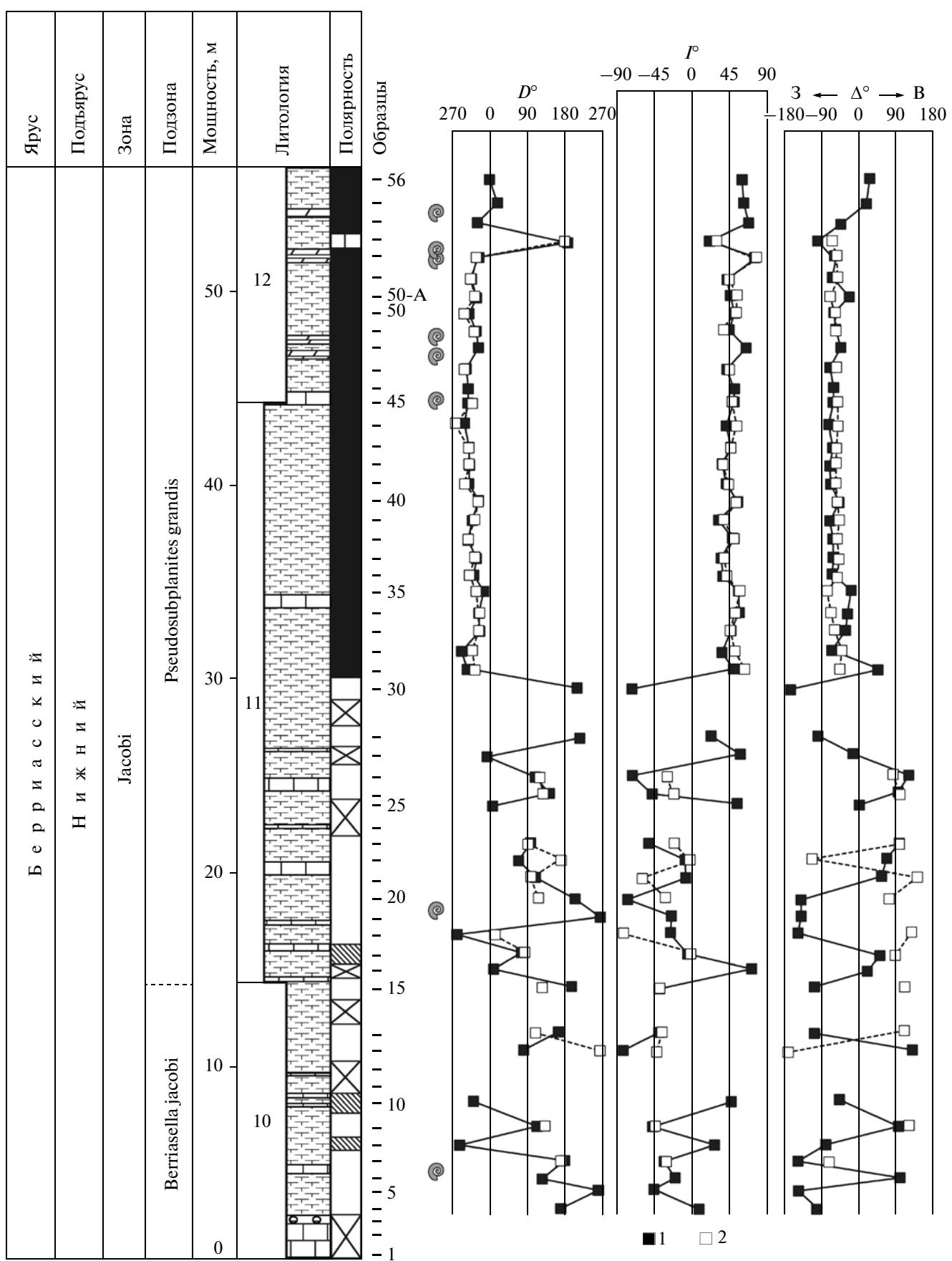


Таблица II

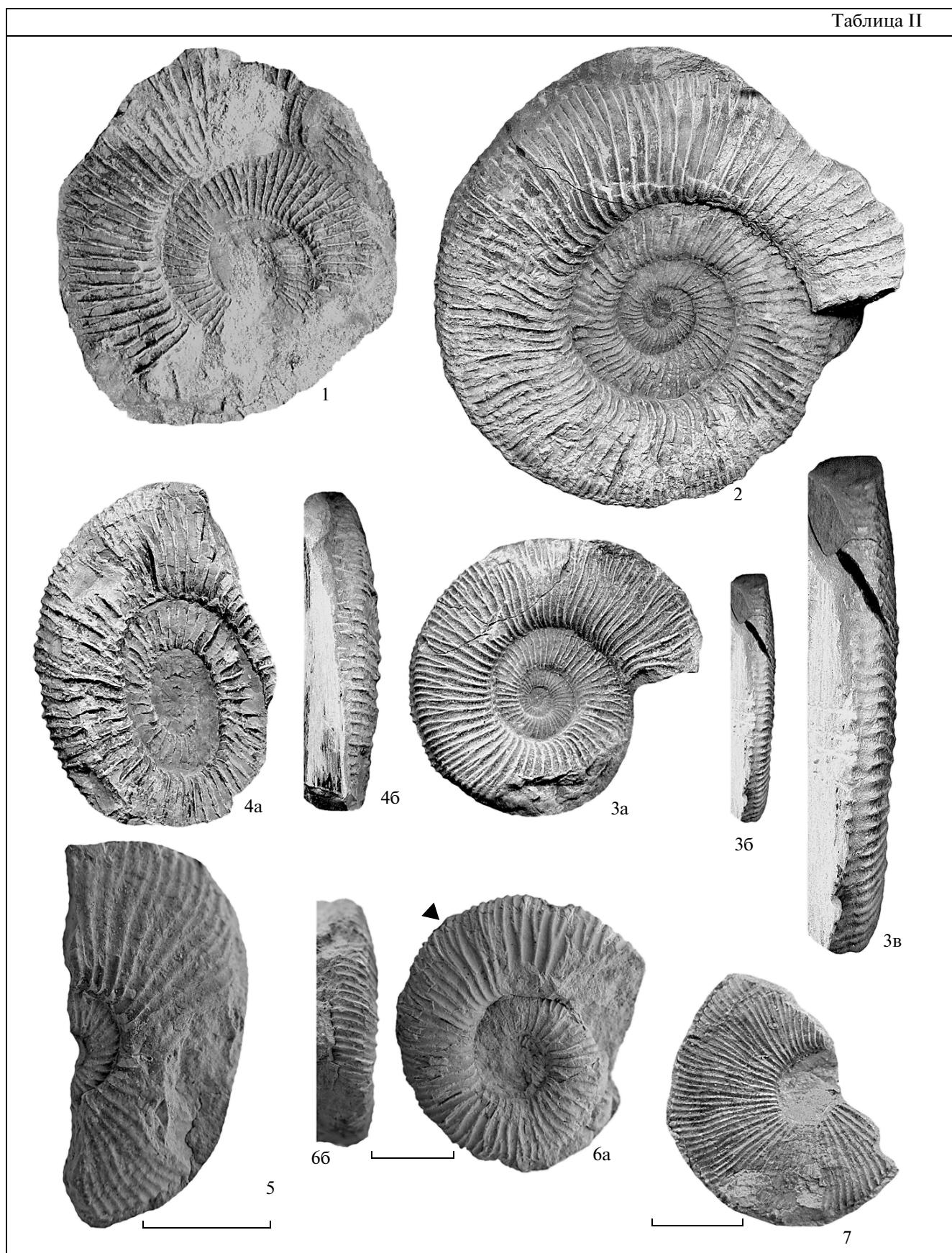


Таблица II. Верхнетитонские и нижнеберриасские аммониты Восточного Крыма.

1 – *Oloriziceras cf. schneidi* Tavera; экз. № 376/1 сбоку ($\times 1$); Двоякорная бухта, верхний титон, зона *Microcanthum*, слои с *O. cf. schneidi*; сборы В.В. Аркадьева; 2, 3 – *Paraulacosphinctes cf. transitorius* (Oppel); 2 – экз. № 1/382 сбоку ($\times 1$); 3 – экз. № 3/382: 3а – сбоку ($\times 1$), 3б – с вентральной стороны ($\times 1$), 3в – то же ($\times 2$); Двоякорная бухта, верхний титон, зона *Durangites*, слои с *P. cf. transitorius*; сборы В.В. Аркадьева; 4 – *Neoperisphinctes cf. falloti* (Kilian); экз. № 34/13220: 4а – сбоку ($\times 1$), 4б – с вентральной стороны ($\times 1$); Двоякорная бухта, верхний титон (?); сборы В.В. Аркадьева; 5 – *Delphinella cf. obtusenodosa* (Retowski), экз. № МЗ МГУ 111/3 сбоку; линейка соответствует 1 см; Двоякорная бухта, мыс Феодосийский, нижний берриас, зона *Jacobi*, подзона *Grandis*, подошва пачки 11; сборы В.К. Пискунова и С.В. Рудько, 2010 г.; 6 – *Pseudosubplanites cf. euxinus* (Retowski), экз. № МЗ МГУ 111/2: 6а – сбоку, 6б – с вентральной стороны; линейка соответствует 1 см; Двоякорная бухта, мыс Феодосийский, нижний берриас, зона *Jacobi*, подзона *Grandis*, подошва пачки 11; сборы В.К. Пискунова и С.В. Рудько, 2010 г.; 7 – *Delphinella cf. tresanensis* Le Hégarat, экз. № МЗ МГУ 111/1 сбоку, линейка соответствует 1 см; Двоякорная бухта, мыс Феодосийский, основание берриаса, зона *Jacobi*, 0,45 м ниже подошвы пачки 10; сборы Е.Ю. Барабошкина, 2010 г.

БИОСТРАТИГРАФИЯ

В результате проведенных работ в разрезе двоякорной свиты на разных стратиграфических уровнях найден комплекс верхнетитонских аммонитов – *oriziceras cf. schneidi* Tavera (табл. II, фиг. 1), *Paraulacosphinctes cf. transitorius* (Oppel) (табл. II, фиг. 2–3), *P. cf. senoides* Tavera, *Neoperisphinctes cf. falloti* (Kilian) (табл. II, фиг. 4) (Аркадьев, 2004, 2011; Аркадьев и др., 2006, 2010; Аркадьев, Рогов, 2006). В непрерывном разрезе верхнего титона–берриаса Феодосийского района немой интервал между слоями с верхнетитонскими и берриасскими аммонитами составляет около 40 м. Распространение рода *oriziceras* ограничено подзоной *Simplisphinctes* зоны *Microcanthum* (Tavera, 1985), вид *P. transitorius* является индексом одноименной подзоны в Средиземноморском регионе (Geyssant, 1997; Hoedemaeker, Rawson, 2000). Соответственно, в феодосийском разрезе В.В. Аркадьевым выделены слои с *Oloriziceras cf. schneidi* (пачка 2) и слои с *Paraulacosphinctes cf. transitorius* (пачка 4). Первые слои рассматриваются в составе зоны *Microcanthum* верхнего титона, а вторые, в результате уточнения магнитостратиграфических данных (Аркадьев и др., 2010), – в составе зоны *Durangites*. Род *Neoperisphinctes* известен из подзоны *Transitorius* и зоны *Durangites* верхнего титона Испании (Olóriz, Tavera, 1982; Tavera, 1985). В разрезе Пуэрто Эскано (Puerto Escano) он встречен в верхней части зоны *Durangites* (Tavera et al., 1994). Однако следует отметить, что определение вида *N. cf. falloti* сделано в Крыму по одному экземпляру неполной сохранности, что не позволяет нам до конца быть уверенными в его правильности. Поэтому заключение о позднетитонском возрасте слоев с *N. cf. falloti* предварительное.

В 2010 г. на мысе Феодосийский в кровле пачки 9, ниже уровня маркирующего 2–3-метрового пласта известняка (рис. 5), найдены берриасские аммониты *Ptychophylloceras* sp. и *Delphinella cf. tresannensis* Le Hégarat (табл. II, фиг. 7), характеризующие зону *Jacobi*. Выше по разрезу встречены комплексы аммонитов, которые позволяют обосновать наличие двух подзон зоны *Jacobi* – *Jacobi*

и *Grandis*. Благодаря новым находкам берриасских аммонитов подошва берриаса понижена до уровня 0,45 м ниже кровли пачки 9, а подошва подзоны *Grandis* – до основания пачки 11 (рис. 5, 6, табл. 1).

Описанный в статье экземпляр аммонита *Neoperisphinctes cf. falloti* (Kilian) хранится в ЦНИГРмузее, Санкт-Петербург (коллекция № 13220), а экземпляры аммонитов *Pseudosubplanites cf. euxinus* (Ret.) и *Delphinella cf. tresannensis* Le Hégarat – в Музее Землеведения МГУ, Москва (коллекция № 111). Остальные изображенные в статье верхнетитонские аммониты хранятся в палеонтолого-стратиграфическом музее кафедры динамической и исторической геологии Санкт-Петербургского государственного университета (коллекции № 376, 382).

СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

НАДСЕМЕЙСТВО PERISPINCTACEAE STEINMANN, 1890

СЕМЕЙСТВО PERISPINCTIDAE STEINMANN, 1890

Род *Neoperisphinctes* Tavera, 1985

Т и п о в о й в и д. *Perisphinctes falloti* Kilian, 1889; титон Юго-Восточной Франции.

Neoperisphinctes cf. falloti (Kilian)

Табл. II, фиг. 4

Ф о р м а. Единственный деформированный экземпляр обладает дисковидной эволюционной раковиной с медленно растущими оборотами, со слабовыпуклыми латеральными и уплощенной вентральной сторонами. Латеральные стороны сочленяются с вентральной отчетливо выраженным перегибом, на котором ребра чуть-чуть утолщаются. Умбриликус широкий, ступенчатый, с крутой стенкой.

С к у л ь п т у р а. Латеральные стороны покрыты прямыми двойными ребрами, начинающимися на умбриликальной стенке. Ребра разделяются на две одинаковые ветви примерно на 2/3 высоты оборота, еле заметно усиливаются на вентрально-латеральных перегибах и прямо, без изгиба и ослабления переходят через вентральную сторону.

Размеры (мм) и отношения (%).

Экз. №	Д	В	Ш	Д _п	В/Д	Ш/Д	Д _п /Д
34/13220	64.0?	21.8	12.0?	31.0	34?	19?	49?

Сравнение и замечания. Наш экземпляр близок к *Neoperisphinctes falloti* (Tavera, 1985, pl. 16, fig. 10) из верхнего титона Испании. От *N. nexus* Tavera описываемый вид отличается более уплощенной вентральной стороной. Однако очень редкие ребра на внутренних оборотах заметно отличают данный образец от известных находок *Neoperisphinctes*. Этот аммонит также близок к роду *Durangites*, который характеризуется намного более широким географическим распространением (Мексика, Куба, Испания, Франция, Тунис, Болгария, Индия и др.) и известен как из верхней части титона, так и из низов берриаса.

Материал. 1 экз. из Восточного Крыма (окрестности пос. Орджоникидзе, Двоякорная бухта), верхний титон (?), средняя часть пачки 7, сборы В.В. Аркадьева, 2010 г.

НАДСЕМЕЙСТВО OLCOSTEPHANACEAE PAVLOV, 1892

СЕМЕЙСТВО NEOCOMITIDAE SALFELD, 1921
Род *Pseudosubplanites* Le Hégarat, 1971*Pseudosubplanites cf. euxinus* (Retowski)

Табл. II, фиг. 6

Форма. Раковина мелкая ($D = 30$ мм), эволюционная. Пупок широкий ($D_u = 11$ мм), мелкий, пупковая стенка умеренно узкая, плавно переходящая в бока. Поперечное сечение округло-прямоугольное, вытянутое в высоту ($B = 10$ мм), несколько расширенное посередине ($W = 5$ мм).

Структура. Ребристость густая. Ребра слабо сигмоидально изогнутые, двураздельные, редко пучковидные, и одиночные, присутствует одно бидихотомное ребро. Двураздельные ребра ветвятся в верхней трети боковой стороны; с возрастом точка ветвления несколько понижается. Пучковидные и бидихотомные ребра испытывают первое ветвление несколько выше пупкового перегиба, а второе – в верхней трети боковой стороны. Число ребер на пол-оборота: на пупковом перегибе – 20, на вентральном перегибе – 37. Все ребра пересекают вентральную сторону не понижаясь. На обороте присутствует 5 еле заметных узких пережимов.

Сравнение и замечания. От лектотипа вида *P. euxinus* (Retowski, 1893, p. 254, pl. X, figs. 6, 7), выбранного Г. Мазено (Mazenot, 1939, p. 125), наш экземпляр отличается наличием одного бидихотомного ребра. Образцы, отнесенные к *P. euxinus* Ж. Ле Гара (Le Hégarat, 1971), имеют более инволютную раковину с высоким сечением и высокой точкой ветвления ребер и должны, на наш взгляд, относиться к другому виду. В.В. Аркадьев

и Т.Н. Богданова (Bogdanova, Arkadiev, 2005) считают вид *P. euxinus* синонимом вида *P. lorioli*. По мнению Е.Ю. Барабошкина, *Pseudosubplanites lorioli* (Zittel) отличается от *P. euxinus* более правильными двураздельными ребрами, отсутствием или редкостью пучков ребер, более широким сечением.

Материал. Один слабодеформированный экземпляр, хранящийся в Музее Землеведения МГУ, обр. МЗ МГУ 111/2 из разреза Мыс Феодосийский, нижний берриас, зона *Berriasella jacobi*, подзона *Pseudosubplanites grandis*, подошва пачки 11. Сборы В.К. Пискунова и С.В. Рудько, 2010 г.

Род *Delphinella* Le Hégarat, 1971*Delphinella cf. tresannensis* Le Hégarat

Табл. II, фиг. 7

Форма. Раковина мелкая ($D = 27$ мм), уплощенная, полуинволютная, с высокими ($B = 11$ мм) узкими оборотами. Пупок умеренно узкий ($D_u = 5.5$ мм), мелкий, пупковая стенка узкая, крутая. Вентральная сторона не видна.

Структура. Ребристость тонкая, густая. Ребра слабоизогнутые, двураздельные, интеркалирующие, реже трехраздельные и одиночные. Двураздельные ребра ветвятся в нижней трети боковой стороны. У трехраздельных ребер первое ветвление происходит несколько выше пупкового перегиба, а второе – в верхней трети боковой стороны; главное ребро может быть как первым, так и последним в пучке. Число ребер на пол-оборота: на пупковом перегибе – 28, у вентрального перегиба – 60.

Сравнение и замечания. Наш экземпляр очень близок к внутренним оборотам экземпляра *Delphinella tresannensis* Le Hégarat, изображенного в работе (Аркадьев, Богданова, 2005, табл. V, фиг. 5). Вид *D. tresannensis* известен из зоны *Jacobi* Крыма (подзона *Grandis*), Юго-Восточной Франции, Испании.

Материал. Один юный экземпляр, сплющенный вдоль плоскости симметрии, хранящийся в Музее Землеведения МГУ, обр. МЗ МГУ 111/1 из разреза Мыс Феодосийский, основание берриаса, зона *Berriasella jacobi*, 0.45 м ниже подошвы пачки 10 (маркирующего горизонта мощного руслового турбидита). Сборы Е.Ю. Барабошкина, 2010 г.

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ

Петромагнитные и магнито-минералогические исследования проведены с целью оценки пригодности образцов для палеомагнитных определений и получения дополнительной информации о вещественном составе отложений (точнее, об особенностях распределения в них ферромагнит-

Таблица III

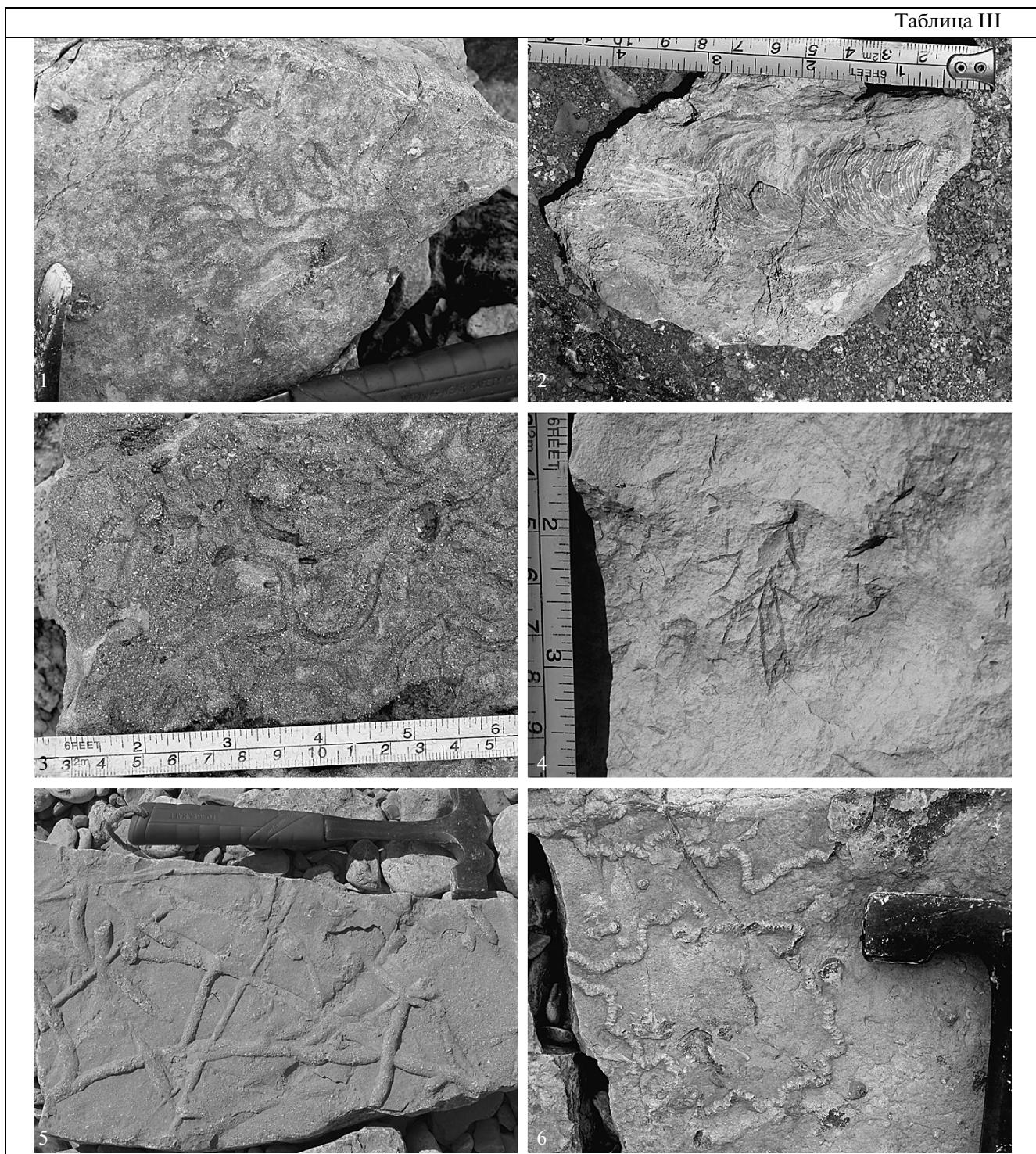


Таблица III. Некоторые ихногруппы из изученных разрезов.

1 – *Cosmophaphe lobata* Seilacher, 1977; разрез Мыс Святого Ильи, нижний берриас, зона *Berriasella jacobi*, осьпь; 2 – *Zoophycos insignis* Squinabol, 1890; разрез Двуякорная бухта, верхний титон, слои с *Paraulacosphinctes cf. transitorius*, вблизи образца 2901/78; 3 – *Flexorhaphe miocenica* (Sacco); разрез Двуякорная бухта, верхний титон, слои с *Paraulacosphinctes cf. transitorius*, вблизи образца 2901/78; 4 – *Chondrites intricatus* (Brongniart, 1823); разрез Мыс Феодосийский, нижний берриас, подзона *Grandis*, осьпь; 5 – *Ophiomorpha annulata* (Ksiazkiewicz 1977); разрез Двуякорная бухта, верхний титон, слои с *Paraulacosphinctes cf. transitorius*, вблизи образца 2901/76; 6 – *Nereites missouriensis* (Weller, 1899); разрез Мыс Феодосийский, нижний берриас, подзона *Grandis*, осьпь.

ной фракции). Исследования включали в себя изучение магнитной восприимчивости (K) и ее анизотропии, измерение величины естественной остаточной намагниченности (J_n), опыты магнитного насыщения с последующими определениями остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}) и остаточной коэрцитивной силы (H_{cr}), дифференцированный термомагнитный анализ (ДТМА). Измерения магнитной восприимчивости велись на приборе MFK-1В (каппабридж), остаточной намагниченности – на спин-магнитометре JR-6, для ДТМА использовался термоанализатор фракций ТАФ-2 (“магнитные весы”).

Присутствие магнетита или близких к нему минералов диагностируется на кривых ДТМА по резким падениям намагниченности в районе 530–570°C, которые близки к точке Кюри Fe_3O_4 (578°C) и типичны для его тонкодисперсных разностей (рис. 7а). Наличие магнетита косвенно подтверждается относительно низкими значениями полей насыщения (100–200 мТл) и остаточной коэрцитивной силы (20–40 мТл), характерными для магнитомягкой фазы (рис. 7б, 7в).

В то же время практически во всех образцах данные ДТМА фиксируют дополнительные минимумы в районе 120 и 250°C, исчезающие при повторных нагревах, а на графиках магнитного насыщения отмечается плавное, незначительное возрастание намагниченности вплоть до полей 720 мТл, даже в наиболее магнитомягких образцах с H_{cr} менее 30 мТл (рис. 7б). В ряде случаев H_{cr} увеличивается до 50–60 мТл, а возрастание J_{rs} на пологой ветви кривой становится более заметным (рис. 7в). Только четыре образца из всего разреза оказались магнитожесткими: магнитное насыщение в них не достигалось в полях 500 мТл и более, а коэрцитивная сила достигала 200–350 мТл (рис. 7г, 8).

Подобное поведение кривых ДТМА и магнитного насыщения хорошо объясняется тем, что поверхности зерен основного носителя намагниченности – магнетита частично магнетизированы и в разной степени мартитизированы. Продукту однофазного окисления Fe_3O_4 – магнетиту, вероятно, соответствует перегиб при ~250°C на кривых ДТМА, а перегиб на ~120°C, наряду с увеличением магнитной жесткости, свидетельствует о наличии гидроокислов, дегидратированных в различной степени, вплоть до гематита (мартиита).

Характер анизотропии магнитной восприимчивости в исследованных образцах обнаруживает отчетливую закономерность: средние значения минимальных осей анизотропии значимо смещены от центра стереопроекции, а распределение

максимальных осей идет по дугам больших кругов, несовпадающим с краями стереограмм (рис. 7д–7ж). Это говорит о том, что отложения формировались не на горизонтальной поверхности, и подтверждает вышеприведенный тезис о накоплении осадков на склоне рампа, основанный на данных седиментологического анализа. Дифференцированный анализ магнитной текстуры по отдельным интервалам сводного разреза и по литологическим разностям обнаруживает дополнительные закономерности. Например, анизотропия K в верхах разреза выражена очень слабо (рис. 7е). Глины в низах разреза, напротив, отмечены сильной анизотропией длинных осей магнитных эллипсоидов в направлении запад–восток (рис. 7ж), в то время как магнитная текстура известняков в этом же интервале разреза имеет хаотичный характер. На основе анализа этих и других особенностей анизотропии K в исследованном разрезе, ранее было сделано предположение о пластических деформациях глин на крутом склоне еще на стадии нелитифицированного осадка (Багаева и др., 2010).

Исследуемые отложения характеризуются слабой или умеренной естественной магнитностью, которая в целом возрастает вверх по разрезу: K (0.4– 100.7×10^{-5} ед. СИ) и J_n (0.06 – 62.9×10^{-3} А/м) (рис. 8). Минимальная магнитная восприимчивость ($<10 \times 10^{-5}$ ед. СИ) характерна для известняков в нижней части разреза. Весьма выразителен график параметра K/J_{rs} , являющийся индикатором среднего размера ферромагнитных зерен в породе: его максимальные значения фиксируют наибольшую среднюю размерность ферромагнитных частиц в верхах разреза (пачки 10–12) (рис. 8), что, возможно, связано с интенсификацией терригенного привноса в берриасе. Этому интервалу предшествует участок (пачки 7–9), в котором концентрируются аномально высокие значения H_{cr} (200–350 мТл) (рис. 8). Можно предположить, что они соответствуют аллотигенным зернам магнетита, которые поступали в палеобассейн уже сильно мартитизированными.

Особый интерес, в связи с обоснованием природы J_n , представляет информация о факторе Q (параметр Кенигсбергера, определяемый как отношение остаточной намагниченности к индуктивной). Весь разрез, за исключением 10-метрового интервала в пачке 11, характеризуется $Q \leq 1$ (в основном $Q \ll 1$) (рис. 8), что типично для ориентационной намагниченности. В верхах пачки 11, где Q варьирует от 1 до 1.49, а размер ферромагнитных зерен (судя по графику K/J_{rs}) минимальный (рис. 8), нельзя исключить химическую природу намагниченности.

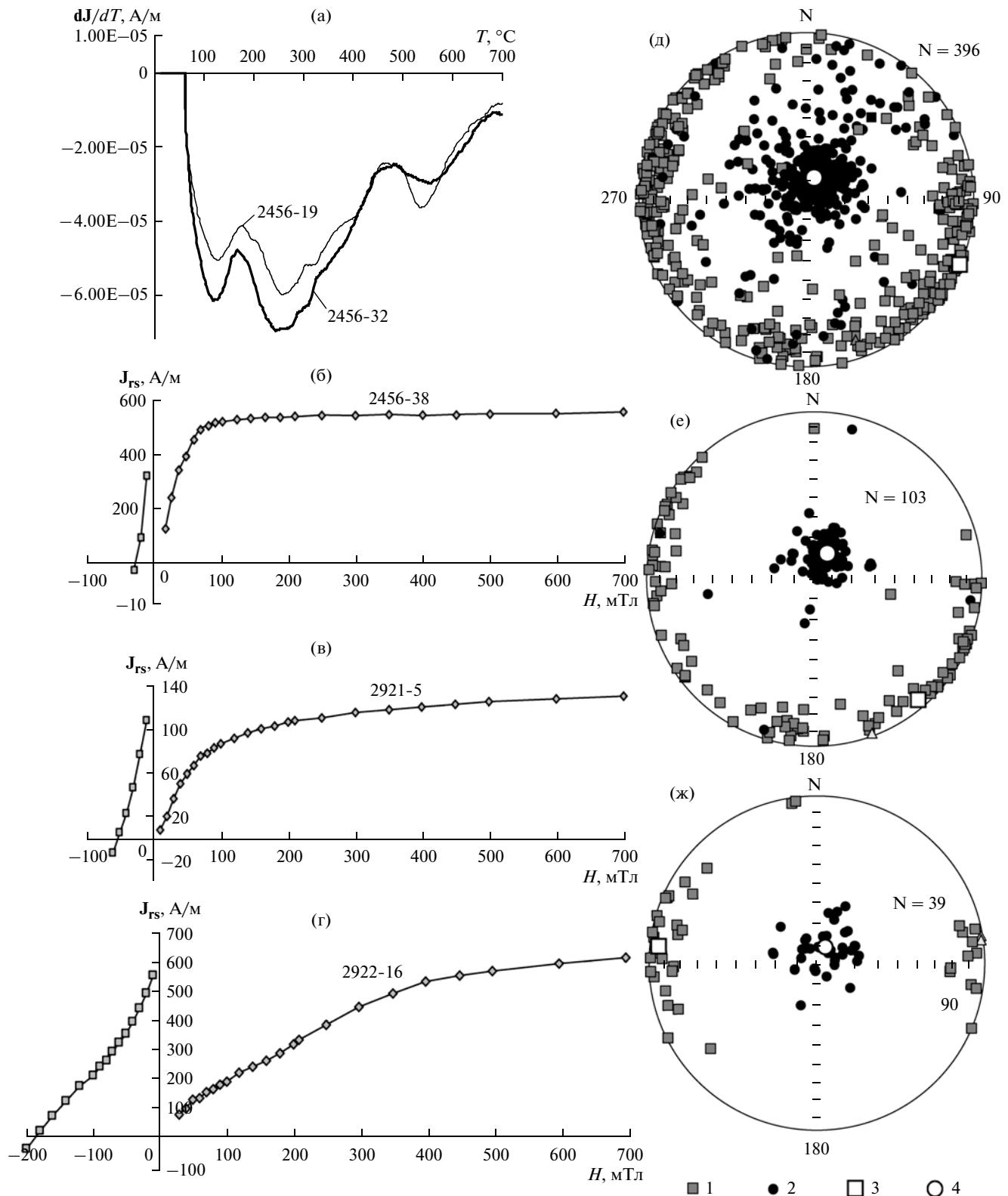


Рис. 7. Результаты магнито-минералогического анализа и анализа магнитной текстуры.

(а) – кривые ДТМА (первые производные по кривым термомагнитного анализа); (б–г) – кривые магнитного насыщения; (д–ж) – распределения направлений осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости (в древней системе координат) для всех образцов (д), для образцов из обнажений 2456, 2920, 2921 (е), для глин из обнажения 2901 (ж).

Условные обозначения: 1, 2 – длинные (K_1) и короткие (K_3) оси эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости соответственно; 3, 4 – средние значения K_1 и K_3 соответственно.

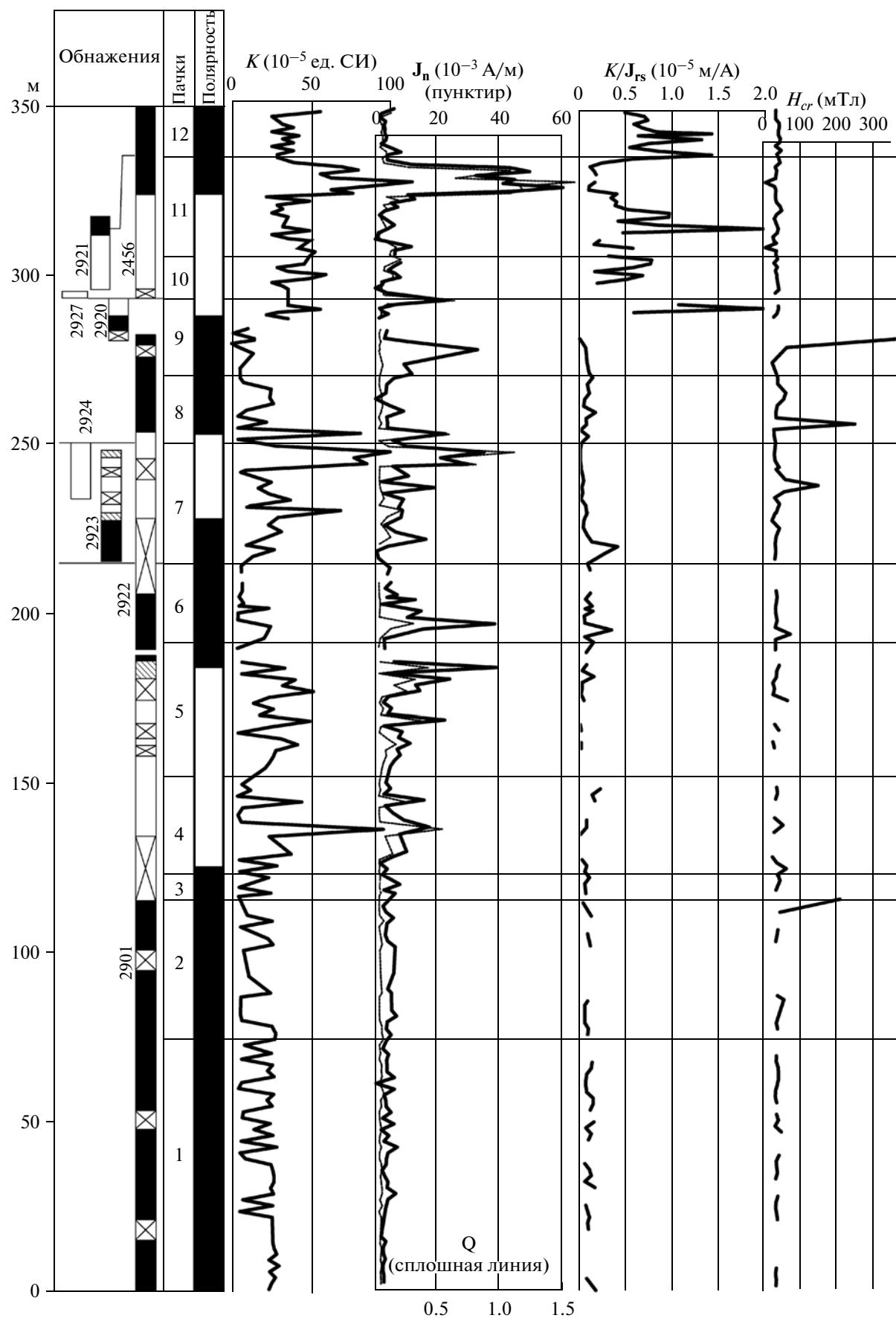


Рис. 8. Сводный магнитостратиграфический разрез пограничного интервала титона–берриаса Феодосии: палеомагнитные и петромагнитные характеристики.
Условные обозначения см. на рис. 3.

Палеомагнитные исследования. Для проведения палеомагнитного анализа с целью получения магнитополярной характеристики разреза каждый из 240 ориентированных штуфов, отобранных с разных стратиграфических уровней (рис. 3–6), был распилен на 3–4 образца кубической формы с размерами ребер 20 мм. Лабораторные палеомагнитные исследования заключались в измерениях естественной остаточной намагниченности (J_n) образцов на спин-магнитометре JR-6 после серии последовательных магнитных чисток переменным полем (в основном до 50 мТл с шагом 5 мТл) на установке LDA-3 AF и температурой (от 100 до 550°C с шагом 50°C) в печи конструкции Апарина. Для контроля возможного лабораторного подмагничивания образцов в печь ставили по два кубика из одного штуфа с взаимно противоположной ориентировкой по двум составляющим вектора J_n . Для компонентного анализа полученных данных использовалась программа Remasoft 3.0 (Chadima, Hrouda, 2006).

Как правило, в слабомагнитных образцах из разреза Двуякорная бухта при нагревах выше 200–300°C и воздействии полей более 50 мТл фиксировалось лабораторное подмагничивание, после чего дальнейшие магнитные чистки прекращались. В более сильномагнитных образцах из разрезов Мыс Святого Ильи и Мыс Феодосийский подмагничивание было незаметно вплоть до 500–550°C. По этой причине определения характеристической компоненты намагниченности (**ChRM**) для верхней части сводного разреза базируются преимущественно на результатах термо-чисток, как более эффективных для данного типа пород, а для нижней – в основном на данных размагничивания переменным полем.

В целом результаты размагничивания образцов переменным полем и температурой обнаружили хорошую сходимость (рис. 9), что существенно повышает достоверность палеомагнитных определений по сравнению с результатами, базирующимиися только на одном из способов магнитных чисток. В большинстве случаев в образцах выделяется две компоненты: низкотемпературная (**HTK**) или низкокоэрцитивная (**HKK**) в диапазонах 100–200°C или 5–15 мТл соответственно и высокотемпературная (**BTK**) или высококоэрцитивная (**BKK**) после нагревов выше 250°C или после воздействия переменным полем более 20 мТл (рис. 10). **HTK** и **HKK**, как правило, близки к направлению перемагничивания пород современным полем (“кресту” перемагничивания), что свидетельствует об их вязкой природе. **BTK** и **BKK** являются характеристическими компонентами намагниченности, которые использо-

вались для определений магнитной полярности после отбраковки векторов, отличающихся от направления современного поля менее чем на 15°. Кучность последних в современной системе координат более чем в 4 раза превышает кучность в древней, что однозначно указывает на послескладчатую (вязкую) природу намагниченности (рис. 11). При этом нельзя исключить, что совпадение некоторых характеристических компонент J_n с “крестом” случайно, и они напрасно были исключены из дальнейшего рассмотрения.

Считалось, что проекции **ChRM**, группирующиеся в северных и северо-западных румбах нижней полусферы, соответствуют прямой полярности геомагнитного поля (N), а те, которые проявили тенденцию к обособлению в южных секторах верхней полусферы, – обратной полярности геомагнитного поля (R) (рис. 12). Многие направления имеют аномальный характер, например, с северными склонениями и отрицательными наклонениями или расположенные в южных квадрантах стереограмм и характеризующиеся крутыми положительными наклонениями. В подобных случаях при определениях знака полярности мы руководствовались тенденцией в изменении вектора J_n по ходу магнитных чисток, а в качестве дополнительного критерия использовали угол Δ между **ChRM** и синскладчатой компонентой намагниченности титонского–берриасского возраста (**СИН**): $D = 344^\circ$, $I = 51^\circ$, выделенной в разрезе Двуякорной бухты ранее (Печерский, Сафонов, 1993). Вектор **СИН** был определен Д.М. Печерским и В.А. Сафоновым путем введения “промежуточной” поправки на наклон пластов, при которой кучность характеристических компонент намагниченности была максимальной, что позволило “говорить о значительном вкладе в естественную остаточную намагниченность синскладчатой компоненты и относить выделенное палеомагнитное направление ко времени деформации отложений” (Печерский, Сафонов, 1993). Учитывая результаты анализа магнитной анизотропии (Багаева и др., 2010 и настоящая статья), мы полагаем, что синскладчатая компонента связана только с глинами, подвергшимися пластичным деформациям на стадии диагенеза, и является, по сути, постседиментационной. Судя по магнитной анизотропии, наиболее интенсивно деформированные глины находятся преимущественно в низах разреза Двуякорная бухта (рис. 8ж).

Если угол Δ , отсчитываемый к востоку (В) или западу (З) от **СИН**, превышал 90°, а проекция J_n в процессе чисток закономерно смешалась к югу и/или на верхнюю полусферу, то **ChRM** считалась

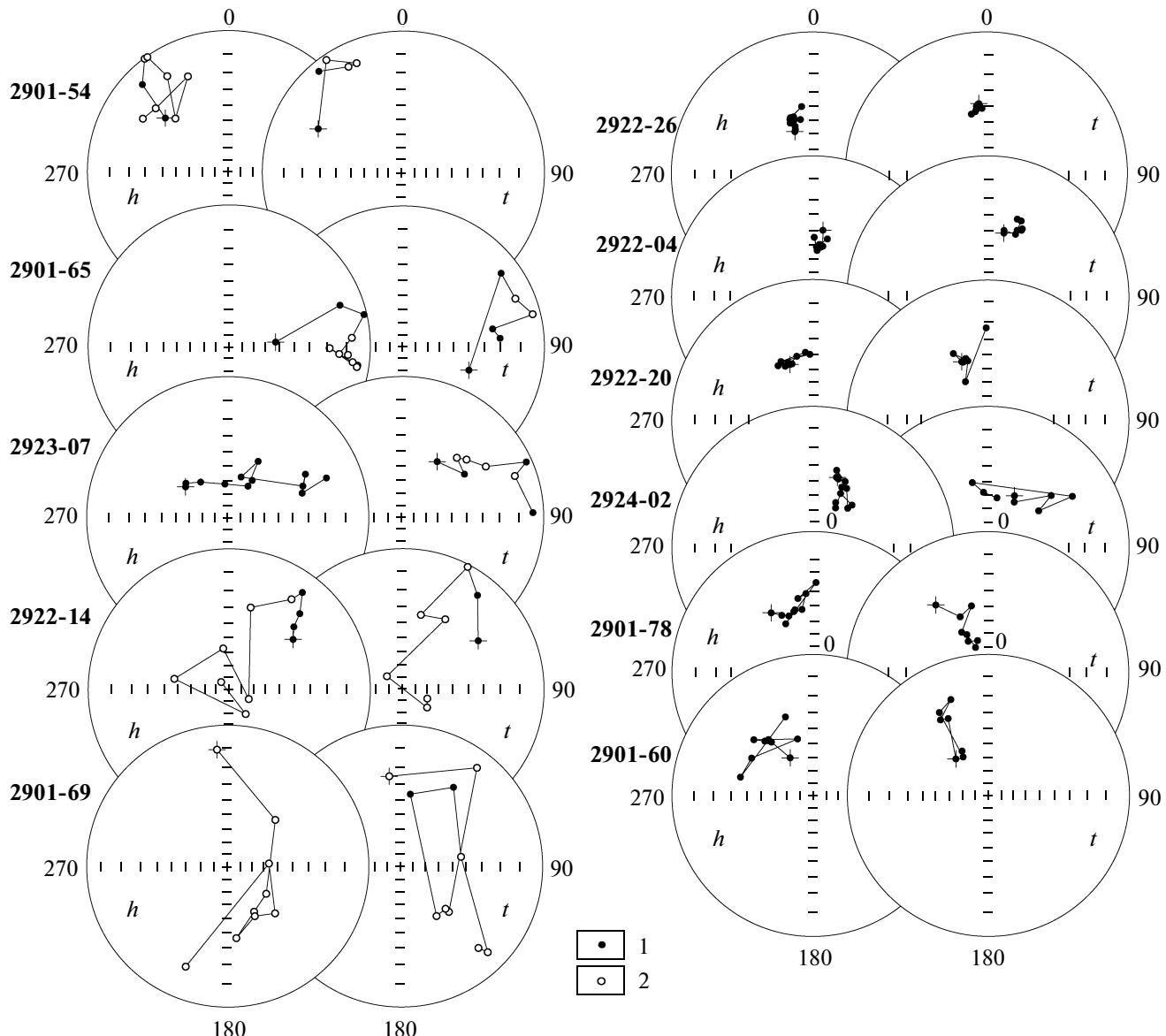


Рис. 9. Сопоставление результатов магнитных чисток переменным полем (*h*) и температурой (*t*). Стереографические проекции изменения направлений \mathbf{J}_n в ходе магнитных чисток даны в древней системе координат.
Условные обозначения: 1 – проекция \mathbf{J}_n на нижнюю полусферу, 2 – проекция \mathbf{J}_n на верхнюю полусферу.

обусловленной векторной суммой недоразрушенной “жесткой” составляющей и первичной R-компоненты. Если Δ был меньше 90° , то полярность считалась аномальной. В половину толщины палеомагнитной колонки знак полярности обозначался в тех случаях, когда и выше, и ниже по разрезу находились образцы с полярностью противоположного знака.

Построенные магнитополярные колонки по каждому обнажению (рис. 3–6) интегрированы в сводную палеомагнитную колонку, состоящую из

чредования семи магнитозон: четырех прямой и трех обратной полярности (рис. 8). При построении сводной колонки игнорировались имеющиеся пропуски в определениях полярности, интервалы аномальной полярности и единичные интервалы противоположного знака на фоне доминирующей полярности.

Разная степень “загрязненности” ChRM стабилизированной вторичной компонентой, связанной с продуктами окисления магнетитовых зерен, приводит к очень большому разбросу R-

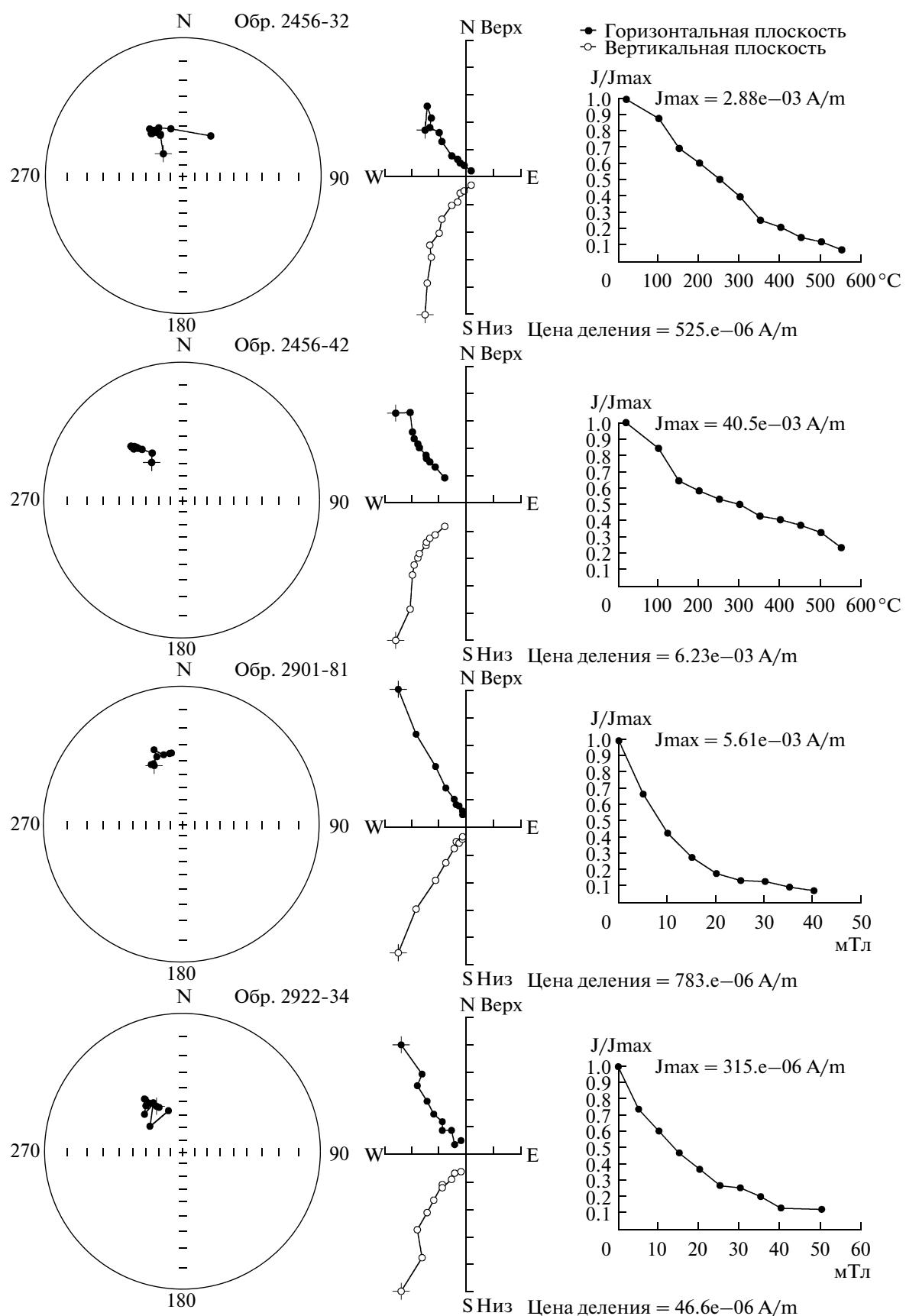


Рис. 10. Результаты компонентного анализа (слева направо): стереографические изображения изменения векторов J_n в процессе чисток переменным полем, диаграммы Зийдервельда (в географической системе координат), графики размагничивания образцов.

Условные обозначения см. на рис. 9.

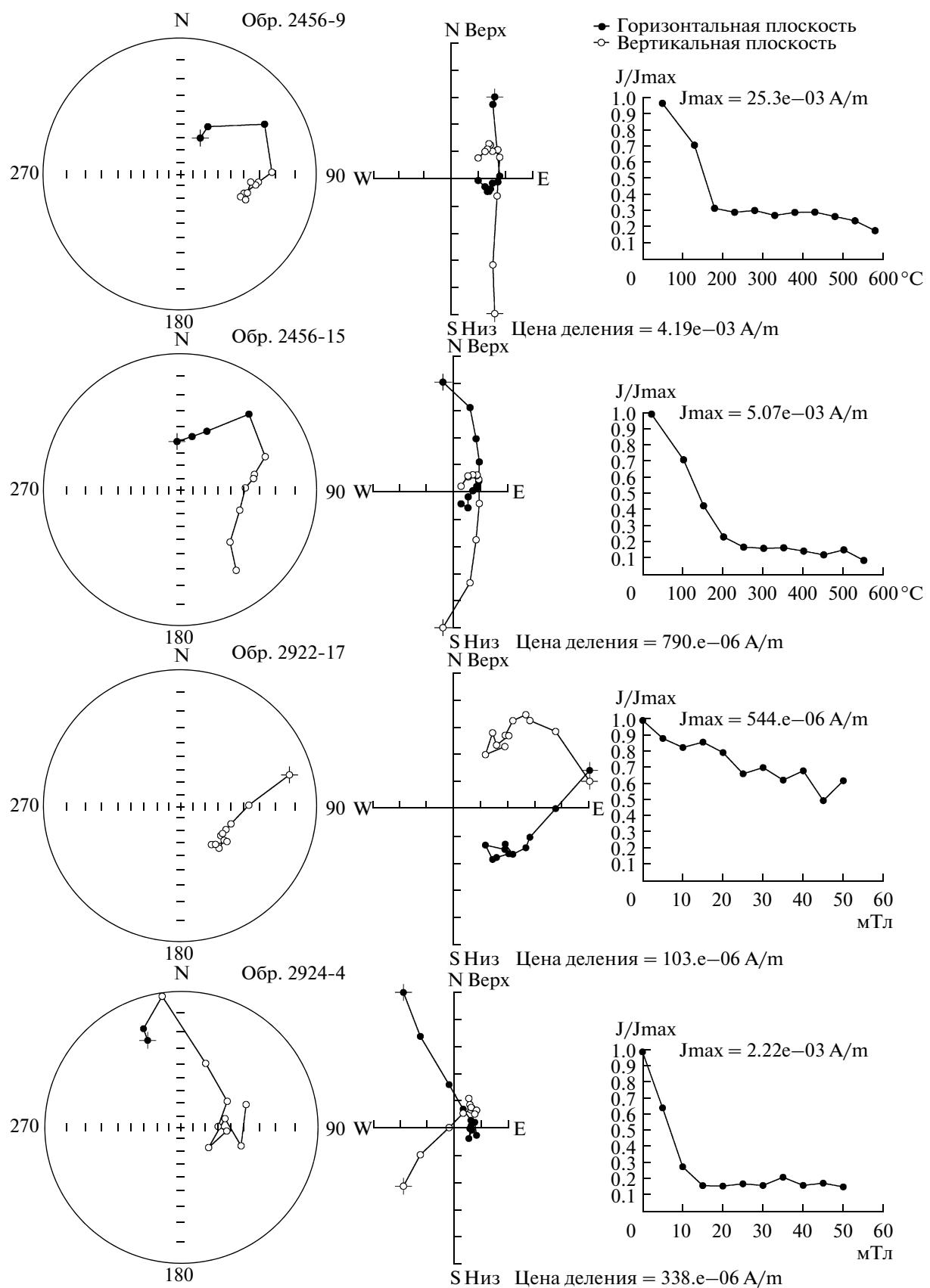


Рис. 10. Продолжение.

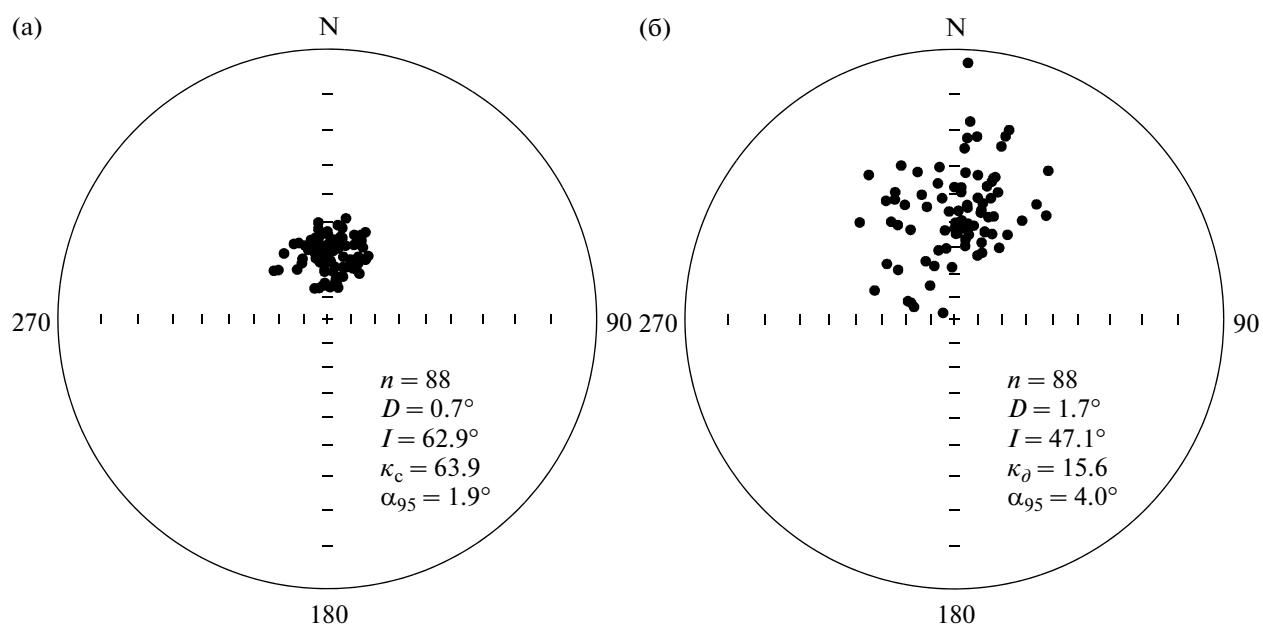


Рис. 11. Стереографические проекции низкооэрцитивной (НКК) и низкотемпературных (НТК) компонент в современной (а) и древней системе координат (б).
Условные обозначения см. на рис. 9. Расшифровку обозначений статистических палеомагнитных параметров см. в табл. 2.

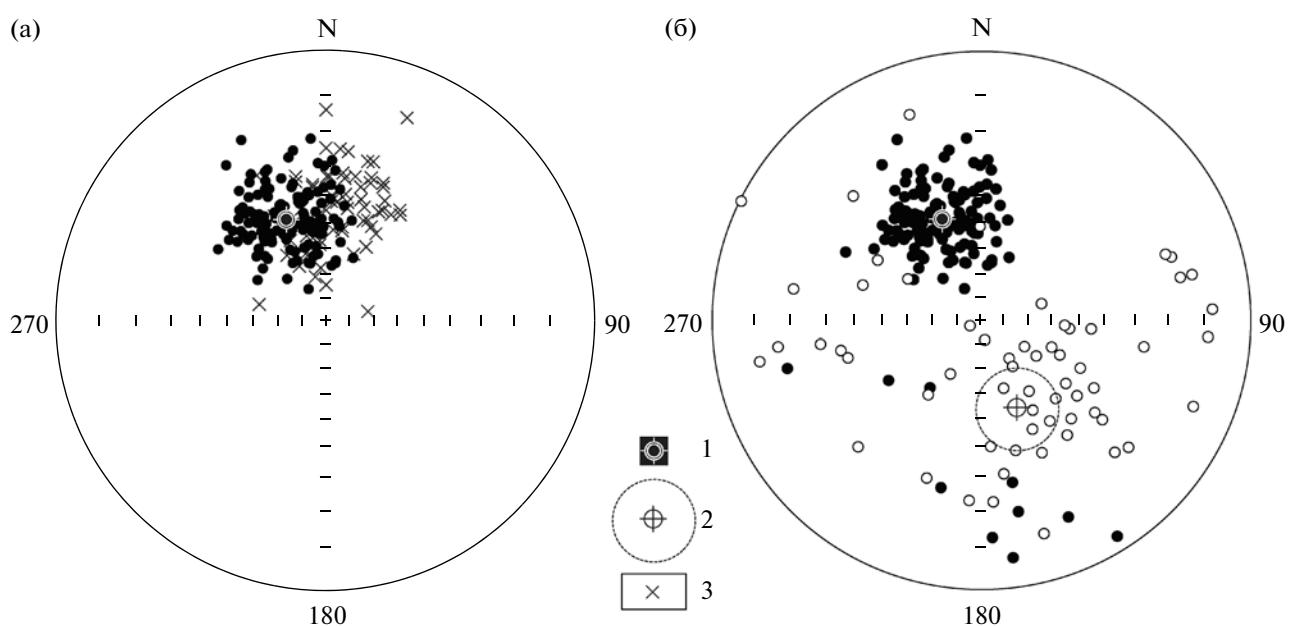


Рис. 12. Стереографические проекции ChRM (в древней системе координат): совокупности, соответствующие прямой (а) полярности, прямой и обратной полярности (б).
Условные обозначения: 1, 2 – проекции средних направлений ChRM для N- и R-совокупностей векторов соответственно; 3 – проекции направлений перемагничивания пород современным полем (“кресты” перемагничивания). Остальные условные обозначения см. на рис. 9.

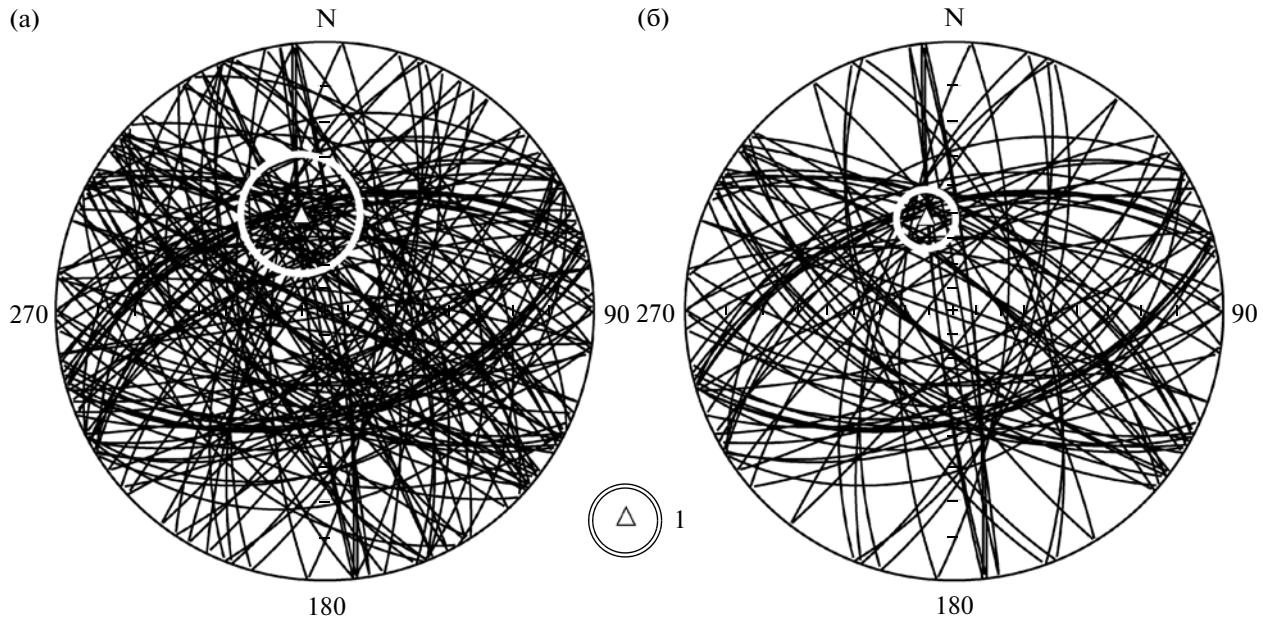


Рис. 13. Результаты определения ChRM методом пересечения больших кругов (БК) в древней системе координат: (а) – с использованием всех БК с $MUO < 20^\circ$; (б) – после исключения БК с $MUO > 10^\circ$ и образцов, взятых из участков разреза с признаками оползневых смещений (см. также табл. 2).

Условные обозначения: 1 – точка пересечения БК с доверительным интервалом (радиус круга равен MUO).

векторов и меньше сказывается на палеомагнитной статистике по нормально намагниченным образцам (рис. 12, табл. 2), ввиду того, что направления современного и древнего геомагнитного поля прямой полярности близки. При определении компонент по диаграммам Зийдервельда (рис. 10), ВТК и ВКК, соответствующие N-полярности, характеризуются максимальными углами отклонения $MUO < 10^\circ$ (в основном от 2° до 8°), в то время как R-компоненты часто имеют $MUO > 15^\circ$ (до 25°). Плохое качество ChRM, соответствующих обратной полярности, связано отчасти и с малыми величинами J_n при высоких полях и температурах (порядка 10^{-5} – 10^{-6} А/м, что находится на пороге чувствительности измерительной аппаратуры). Тем не менее, тест обращения (McFadden, McElhinny, 1990), выполненный как для всего разреза, так и для двух его крупных частей (пачки 1–9 и 9–12 соответственно), положителен (табл. 2), т.е. средние направления по совокупностям ChRM, соответствующих прямой и обратной полярности, статистически не отличаются от антиподальных на 90%-ном уровне значимости. Это свидетельствует о случайному, а не систематическом характере “загрязненности” характеристической компоненты в представительных выборках образцов, отобранных из пластов с разными элементами залегания.

Средние направления ChRM по совокупностям как N-, так и R-векторов значимо отличаются от среднего направления перемагничивания пород современным полем (СП) по девяти обнажениям (табл. 2). В пределах каждого из этих обнажений элементы залеганий пластов близки между собой, а между обнажениями существенно различаются. В качестве радиуса круга доверия на 95%-ном уровне значимости (α_{95}) для СП была принята амплитуда вековой геомагнитной вариации – 10° (согласно данным В.Г. Бахмутова (2006), 1200-летняя вариация имеет амплитуду 8°).

В то же время средние векторы ChRM по N-совокупностям значимо отличаются и от синкладчатой компоненты (Печерский, Сафонов, 1993), принятой нами за эталонную (табл. 2). Средние же R-направления ChRM, характеризующиеся крайне большими доверительными интервалами ($\alpha_{95} = 12.1^\circ$ – 16.6°), статистически совпадают с СИН (табл. 2).

Во многих случаях направления J_n в процессе магнитных чисток закономерно перемещаются по дугам больших кругов (БК) (рис. 10), что, наряду со значительными вариациями элементов залегания пластов в сводном разрезе, создает благоприятные предпосылки для применения метода пересечения БК (Halls, 1976) с целью опре-

Таблица 2. Статистические параметры распределения направлений ChRM

ChRM, определенные направлениями		n	$D_{\text{ср}} (\circ)$	$I_{\text{ср}} (\circ)$	$\alpha_{95} \text{ или } MJO (\circ)$	Угол с СП (\circ)	Угол с СИН (\circ)	κ_θ	κ_θ/κ_c	$Y (\circ)$	$Y_k (\circ)$	Результаты теста обращения (McFadden, McElhinny, 1990)
пн	— число образцов в выборке, $D_{\text{ср}}$, $I_{\text{ср}}$ — среднее палеомагнитное склонение и наклонение соответствен- но, α_{95} — радиус круга доверия век- тора, MJO — максимальное угловое отклонение.											
Логарифмическая шка												
Весь разрез	N-	135	338.4	46.5	2.5	21.1 ± 7.4	5.4 ± 4.3	25.52	1.18	1.8	11.9	C
Р-	101	159.3	-48.2	12.1		20.1 ± 10.2	4.1 ± 8.2	2.35	1.01			
Двунокорная бухта (обн. 2901, 2922–2924)	N-	75	342.4	43.7	3.2	18.8 ± 7.6	7.0 ± 4.6	26.60	1.31	6.0	16.9	C
М. Св. Ильи–М. Фео- дорийский (обн. 2456, 2920, 2921, 2927)	R-	26	163.1	-49.6	16.6	17.0 ± 13.2	1.5 ± 11.8	3.91	1.02			
БК с $MJO < 20^\circ$	N-	60	332.9	49.7	3.5	24.5 ± 7.6	6.8 ± 4.7	28.33	1.17	5.1	12.7	C
БК с $MJO < 15^\circ$	R-	52	152.3	-44.7	12.2	25.4 ± 10.9	8.9 ± 9.1	3.61	1.02			
БК с $MJO < 15^\circ$, исключая оползни		73	345.9	50.7	22.1	15.3 ± 12.7	1.2 ± 11.2					
БК с $MJO < 15^\circ$, исключая оползни		67	342.5	50.4	23.4	17.5 ± 13.2	1.1 ± 11.7					
БК с $MJO < 10^\circ$		49	343.7	49.5	15.1	16.8 ± 11.9	1.5 ± 10.3					
БК с $MJO < 10^\circ$, исключая оползни		44	344.0	51.9	12.3	17.1 ± 11.0	0.9 ± 9.2					
БК с $MJO < 10^\circ$, исключая известняки		41	340.4	49.3	13.9	19.1 ± 11.7	2.9 ± 10.0					
“Синискладчатая” компонента (СИН) (Печерский, Сафонов, 1993)		50	344	51	5	17.4 ± 8.1						
Среднее направление перемагничива- ния пород современным полем (СП)		9	9.2	44.9	10			17.4 ± 8.1				

Примечание. (1) α_{95} приведены для ChRM, определенных по диаграммам Зийдервельда, СП и СИН, MJO — для ChRM, определенных пересечением БК. (2) Для СП в качестве n взято количество обнажений, за α_{95} принята максимальная амплитуда вектора (Бахмутов, 2006). (3) При расчете углов между векторами R-направ-
ления предварительно нормировались к нормальному полярности (разворачивались на 180°). (4) Углы, образуемые векторами ChRM с СП и СИН, даны с ошибками (\pm),
определенными статистикой этих векторов, согласно (Debiche, Watson, 1995). Если угол больше ошибки, то вектора различаются значимо, если наоборот, то вектора
статистически совпадают (Debiche, Watson, 1995).

деления более точного направления **ChRM**. При аппроксимации траекторий изменения направлений \mathbf{J}_n в ходе магнитных чисток дугой БК использовалось не менее 4 точек, в основном 5–8 точек. Смещение проекций вектора намагниченности по большим кругам наблюдается в основном в образцах, которые содержат характеристическую компоненту, соответствующую обратной полярности (рис. 10).

В древней системе координат все рассчитанные круги пересекаются в точке, значимо отличающейся от **СП** и статистически совпадающей с проекцией **СИН**, согласно (Debiche, Watson, 1995) (табл. 2, рис. 13). Направление, полученное при пересечении БК, мы считаем наиболее надежным определением **ChRM**. Это направление устойчиво: отбраковка БК по различным критериям не приводит к его существенному смещению, а сказывается лишь на **МУО** (табл. 2, рис. 13).

Подводя итог результатам палео- и петромагнитных исследований разреза, проанализируем их с точки зрения соответствия предположению о древнем возрасте (первичности) намагниченности:

1. Палеомагнитная колонка разреза образована закономерным чередованием крупных магнитозон, при этом знак геомагнитной полярности индифферентен как к литологическим различиям, так и к вариациям петромагнитных характеристик (рис. 3–6, 8), что согласуется с гипотезой о геофизической природе выделенных магнитозон. Инверсия геомагнитного поля — явление планетарного масштаба, поэтому в конкретном разрезе, при условии первичности намагниченности и отсутствии перерывов в осадкоакоплении, вероятность взаимосвязи между магнитополярными и литолого-магнитными характеристиками, обусловленными местными и региональными факторами, крайне мала.

2. Обоснование ориентационной (посториентационной) природы \mathbf{J}_n тождественно обоснованию первичности последней. В исследуемом разрезе наблюдаются признаки, которые характерны для дегритной намагниченности и, напротив, не типичны для химической намагниченности:

- невысокие значения фактора Q — в основном десятые доли единицы (рис. 8). Значения $Q \geq 1$ зафиксированы только на 6 уровнях, и даже если их отбраковать, то палеомагнитная структура сводной колонки разреза в целом не изменится;

- палеомагнитные межпластиевые кучности относительно невысоки — не превышают несколько десятков (табл. 2);

— наиболее вероятным носителем намагниченности, судя по данным ДТМА и магнитного насыщения, является частично окисленный аллотигенный магнетит.

3. Отсутствие положительных результатов теста складки не является в данном случае основанием для отказа от магнитополярной интерпретации материалов компонентного анализа. Учитывая данные Д.М. Печерского и В.А. Сафонова (1993) о вкладе в намагниченность синскладчатой и послескладчатой компонент, естественными выглядят наши данные о статистически незначимом различии палеомагнитных кучностей по разрезу в древней (κ_d) и современной (κ_c) системах координат (табл. 2). Некорректность теста складки объясняется как неполным разрушением вторичной компоненты намагниченности, так и неучетом наклона первичной поверхности и синседиментационных деформаций глин. То, что исследованные отложения формировались не на горизонтальной плоскости, а на крутом склоне рампа, где нелитифицированные глинистые осадки вовлекались в вязко-текущие перемещения, согласуется не только с седиментологическими, но и с петромагнитными данными. Из результатов анализа данных о магнитной анизотропии (Багаева и др., 2010) следует, что глины деформированы интенсивнее, чем известняки. Тем не менее за поверхность напластования глины, вынужденно, принималась кровля близкого по разрезу пласта плотного известняка, что могло приводить к ошибкам в определении элементов залегания глинистых слоев.

4. Положительный результат теста инверсий (обращения) (табл. 2) является важным свидетельством в пользу первичности намагниченности.

5. Значимые отличия средних векторов **ChRM**, определенных разными способами, от направления современного поля, с учетом возможных вековых вариаций последнего (табл. 2), также согласуются с гипотезой о древней природе намагниченности. Использование выделенных нами характеристических компонент для расчета виртуального геомагнитного полюса мы считаем некорректным из-за незнания истинного угла склона рампа, на котором формировались отложения.

6. Важнейшим фактором, свидетельствующим в пользу древней природы намагниченности, является “критерий внешней сходимости”, т.е. идентичность палеомагнитной структуры одновозрастных отложений в удаленных разрезах. Чем более различаются сопоставляемые разрезы по литолого-фациальным характеристикам и геост-

руктурной принадлежности, тем более ценен признак внешней сходимости, как доказательство первичности J_n .

Палеомагнитная зональность крымского сводного разреза хорошо согласуется с общепринятыми представлениями о знакопеременном характере режима геомагнитного поля на рубеже титона—берриаса, базирующимися как на сведениях о линейных магнитных аномалиях, так и на данных по опорным разрезам (Channell et al., 1995; Ogg, Ogg, 2008) (рис. 14). Магнитополярные характеристики границы юры—мела, обоснованной по микрофаунистическим данным, получены в Карпатах на территории Словакии (Houša et al., 1997), Польши (Grabowski, Pszczołkowski, 2006) и Венгрии (Grabowski et al., 2010), в Альпах на территории Италии (Houša et al., 2004; Channell et al., 2010) и Австрии (Lukeneder et al., 2010) (рис. 14). Особое место среди магнитостратиграфических разрезов титона—берриаса в Западной Европе занимает Пуэрто Эскано (Южная Испания), в котором магнитозоны увязаны как с микрофаунистическими (кальпионелловыми), так и аммонитовыми зонами (Pruner et al., 2010) (рис. 14). Таким образом, по крайней мере, в Тетической надобласти граница юры—мела является одним из наиболее изученных в палеомагнитном отношении интервалов мезозоя. Комплексные (био- и магнитостратиграфические) данные подобного уровня по бореальным возрастным аналогам имеются пока только по северу Сибири (полуостров Нордвик) (Хоща и др., 2007). Повсеместно верхам титона—низам берриаса (зоны Microcanthum, Durangites и Jacobi по аммонитам, Chitinnoidella, Crassicollaria и Calpionella по кальпионеллам, NJT16, NJT17 и NKT по наннопланктону) или верхам волжского яруса—низам бореального берриаса соответствует ряд разнополярных зон, которые идентифицируются с совокупностью магнитных хронов от M20n до M17r (рис. 14).

Совокупность вышеперечисленных пунктов наилучшим образом объясняется формированием намагниченности не только в момент осадконакопления, но и на стадии диагенеза, сопровождавшейся пластичными деформациями глинистых осадков. С этим выводом согласуются и результаты тестов, указывающие на первичность характеристической компоненты, и данные о синекладчатом возрасте ChRM, а все вместе они являются убедительным доказательством посториентационной природы J_n .

Для оценки качества палеомагнитных данных существуют системы критериев, разработанные разными авторами (Дополнения..., 2000; Van der Voo, 1993; Opdyke, Channell, 1996 и др.). Все они,

различаясь в деталях, включают такие требования, как хорошее обоснование возраста пород, достаточное количество образцов, качественные магнитные чистки, проведение компонентного анализа, наличие разнополярных магнитозон и другие.

По классификации Ван дер Во (Van der Voo, 1993) индекс палеомагнитной достоверности нашего разреза составляет 6 (из 7 возможных), по критериям достоверности Н.Д. Опдейка и Дж.Е.Т. Чэйнелла (Opdyke, Channell, 1996) и А.Н. Храмова (Дополнения..., 2000), адаптированным для магнитостратиграфических целей, — 8 (из 10 возможных) и 7 (из 8 возможных) соответственно. Максимальные показатели не достигнуты из-за расположенности изученного разреза вне кратона (Van der Voo, 1993), отсутствия радиометрических датировок и неиспользования метода наименьших квадратов при определении палеомагнитных направлений (Дополнения..., 2000; Opdyke, Channell, 1996).

Таким образом, несмотря на невысокое в целом палеомагнитное качество изученных пород, которое позволяет обоснованно сомневаться в определениях полярности по отдельно взятым образцам, магнитостратиграфический результат в виде палеомагнитной колонки разреза заслуживает доверия.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Магнитостратиграфическое сопоставление титона—берриаса Крыма проведено, в первую очередь, с разрезом Пуэрто Эскано (Pruner et al., 2010), а не с магнитохронологической шкалой (Ogg, Ogg, 2008), потому что в шкале границы аммонитовых подразделений привязаны к магнитополярным хронам косвенным путем через сопоставление с микрофаунистическими зонами. Подобная процедура не однозначна по ряду причин, одна из которых — это значительная диахронность границ микрофаунистического обоснования. Например, в южноальпийских разрезах, расстояние между которыми не превышает полторы сотни километров (Channell et al., 2010), граница между наннопланктонными зонами NJT17 и NKT меняет свое положение по отношению к последовательности магнитных хронов от кровли M19n до верхов M18n (рис. 14).

Судя по сопоставлению с магнитостратиграфическим разрезом Пуэрто Эскано, палеонтологически “немая” пачка 1, характеризующаяся прямой полярностью, является временным аналогом верхнетитонской зоны Microcanthum, поскольку верхам нижнего титона свойственна

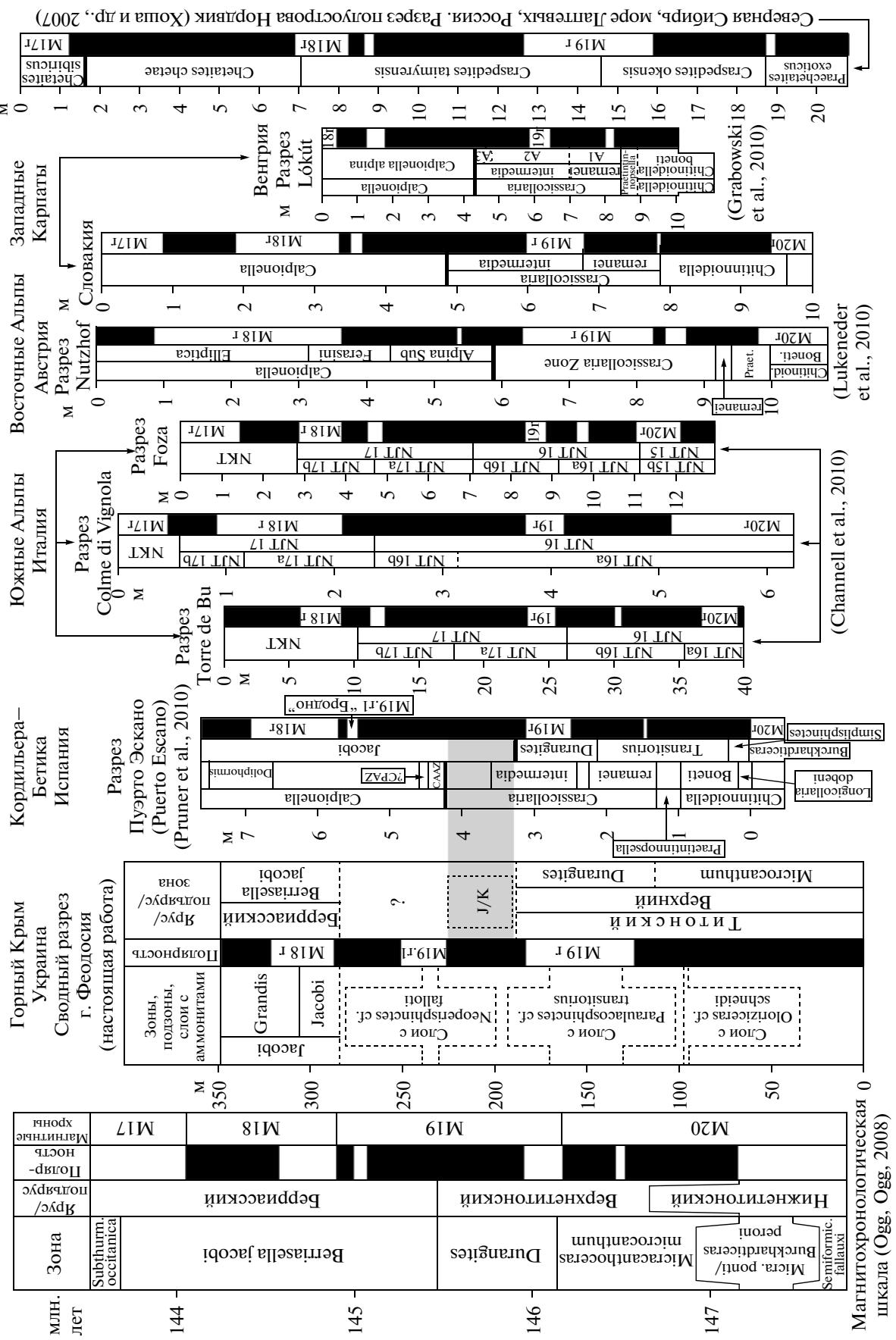


Рис. 14. Сопоставление магнитостратиграфических данных по пограничному интервалу юры—мела разных регионов. Жирной линией в магнитохронологической шкале и тетических разрезах показана граница титона—берриаса, в бореальном разрезе Нордвик — граница волжского яруса и бореального берриаса. В сводном разрезе Феодосия пунктирный прямоугольник вокруг индекса J/K обозначает интервал, в пределах которого должна располагаться граница юры—мела по результатам магнитостратиграфической корреляции с разрезом Пуэрто Эскано.

уже преимущественно обратная полярность (хрон M20г). Принадлежность пачки 2 к этой же зоне была обоснована ранее по находкам аммонитов *Oriziceras cf. schneidi* (Аркадьев, 2004; Аркадьев и др., 2008).

К подзоне *Transitorius* зоны *Microcanthum* на основании находок *Paraulacosphinctes cf. senoides* Tavera и *P. cf. transitorius* (Oppel) первоначально были отнесены и пачки 4, 5, хотя представители рода *Paraulacosphinctes* также известны и из зоны *Durangites* (Enay, Geyssat, 1975). Судя по магнитостратиграфическим данным, пачка 4 соответствует уже зоне *Durangites* (Аркадьев и др., 2010), потому что охвачена магнитозоной обратной полярности, которая может быть только аналогом храна M19г. Другие крупные магнитозоны в верхнем титоне неизвестны.

В магнитохронологической шкале следующей после M19 эпохой обратной полярности является субхрон M19n.1г (“Бродно”) (рис. 14). Поэтому вышележащая магнитозона обратного знака, соответствующая пачке 7, отождествляется именно с ним, несмотря на то, что в основании R-зоны встречен аммонит *Neoperisphinctes cf. falloti*, ранее известный только из верхнего титона Испании, а “Бродно” в разрезе Пуэрто Эскано расположено уже в пределах берриасской зоны *Jacobi* (рис. 14). Альтернативная идентификация R-магнитозоны, характеризующей пачку 7, не возможна, если не допускать наличия неизвестных продолжительных эпох обратной полярности в позднем титоне. В крымском разрезе предполагаемый аналог M19n.1г имеет аномально большую для микрозоны мощность, сопоставимую с мощностью R-субзон — аналогов хронов M18г и M19г, что, вероятно, связано с увеличением скорости осадконакопления во время геомагнитного эпизода “Бродно”. Подобное соотношение мощностей субзон и микрозоны (аналогов храна M19г и субхрана “Бродно”) документируется, например, и в венгерском разрезе Локут (*Lókút*) (Grabowski et al., 2010) (рис. 14).

Первые находки берриасских аммонитов (*Ptychophylloceras* sp. и *Delphinella cf. tresannensis* Le Hégarat), характеризующие зону *Jacobi*, обнаружены в кровле пачки 9 (в 2010 г. на мысе Феодосийский). Выше по разрезу встречены комплексы аммонитов, которые позволяют обосновать нали-

чие двух подзон зоны *Jacobi* — *Jacobi* и *Grandis*. Крупная магнитозона обратной полярности, прослеживаемая от верхов пачки 9 до верхов пачки 11, является безусловным аналогом храна M18г, так как других R-магнитозон в этом интервале берриаса неизвестно.

В разрезе Пуэрто Эскано не обосновано деление *Jacobi* на подзоны, но по аналогии с феодосийским разрезом, где граница *Jacobi*—*Grandis* приурочена к хрону M18г, можно сделать вывод о соответствии кальпионелловой подзоны *Doliphormis* в Южной Испании подзоне *Grandis* (рис. 14).

По аналогии с тетическими разрезами, в которых граница юры—мела определяется как по аммонитам (по подошве зоны *Jacobi*), так и по кальпионеллам (по подошве зоны *Calpionella*), граница систем в феодосийском разрезе должна располагаться в пределах нижней части храна M19n — между кровлей M19г и основанием M19n.1г (рис. 14). Слои с *Neoperisphinctes cf. falloti*, с этой точки зрения, будут относиться уже к берриасу, но подобный вывод преждевременен, потому что решение проблемы местоположения границы юры—мела, как в Крыму, так и в других регионах, сводится к выбору критерия для ее определения. Не вызывает сомнения целесообразность комплексного характера биостратиграфического обоснования рубежа титона—берриаса, но при этом не менее очевиден факт несовпадения границ, определяемых по разным группам фауны и флоры, усугубляемый диахронностью ряда используемых корреляционных реперов. Подобные случаи иллюстрируются на примерах разреза Пуэрто Эскано, в котором не совпадают границы юры—мела, обоснованные по аммонитам и по кальпионеллам (Pruner et al., 2010); Южных Альп, где в разных разрезах наблюдаются разные соотношения между наннопланктонными зонами и магнитными хранами (Channell et al., 2010) (рис. 14). По сравнению с биотическими событиями, уровни геомагнитных инверсий, безусловно, более изохронны, поэтому их, наряду с палеонтологическими признаками, следует использовать для обоснования границ подразделений общей стратиграфической шкалы в конкретных разрезах, отдавая предпочтение той инверсии, которая хорошо оппозициональна и наиболее близко отвечает биостратиграфической границе в

стратотипе (Гужиков, Барабошкин, 2006). В качестве палеомагнитного критерия для определения границы юры–мела целесообразно рекомендовать подошву M19n.1г. В случае невозможности обнаружения “Бродно” следует использовать либо кровлю хона M19г, как уровня, наиболее близкого к границе аммонитовых зон *Durangites–Jacobi* в опорном разрезе Пуэрто Эскано (Pruner et al., 2010), либо подошву хона M18г, как это предлагает Дж.Е.Т. Чэйннелл с соавторами (Channell et al., 2010). Однако выбору палеомагнитного критерия должно предшествовать окончательное решение вопроса о палеонтологических индикаторах границы юры–мела.

ВЫВОДЫ

1. Впервые составлен непрерывный разрез верхнего титона–нижнего берриаса (зоны *Jacobi*) в районе г. Феодосии, выполнено его детальное послойное описание, проведена седиментологическая интерпретация, в результате которой сделано заключение о полноте стратиграфической летописи.

2. Впервые в изученном разрезе установлена последовательность верхнетитонских аммонитов. Найдены аммониты, позволившие уточнить положение подошвы берриасской зоны *Jacobi* и подзоны *Grandis*.

3. Впервые получены представления о непрерывной последовательности магнитозон в верхнем титоне – зоне *Jacobi* Крыма, которые идентифицированы с магнитными хронами M20n, M19, M18 и субхроном M19n.1г. В результате био- и магнитостратиграфического сопоставления с по-граничными интервалами титона–берриаса в Южной Испании и других регионах, в феодосийском разрезе установлены временные аналоги стандартных аммонитовых зон Западной Европы: *Microcanthum*, *Durangites* и *Jacobi*.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам статьи М.А. Рогову (ГИН РАН) за консультации при определении верхнетитонских аммонитов и большой редакторский труд и А.Ю. Казанскому (ИНГГ СО РАН), давшему ряд полезных советов и замечаний по магнитостратиграфической части публикации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 11-05-00405, 10-05-00276, 10-05-00308) и ФЦП “Научно-педагогические кадры инновационной России. Мероприятие 1.1 Проведение научных исследований коллективами научно-образовательных центров” (гос. контракт № 14.740.11.0190).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аркадьев В.В. Зона *Berriasella jacobi*–*Pseudosubplanites grandis* берриаса Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 6. С. 29–35.
- Аркадьев В.В. Первая находка позднетитонского аммонита в Феодосийском разрезе Восточного Крыма // Палеонтол. журн. 2004. № 3. С. 39–45.
- Аркадьев В.В. Граница юры и мела в Горном Крыму // Очерки по региональной геологии. Сборник научных трудов. Саратов: Издательский центр “Наука”, 2008. С. 6–19.
- Аркадьев В.В. Новые данные об аммонитах рода *Paraaulacosphinctes* из верхнего титона Горного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 120–124.
- Аркадьев В.В., Богданова Т.Н. Род *Delphinella* (Ammonoidea) из берриаса Горного Крыма // Палеонтол. журн. 2005. № 5. С. 30–38.
- Аркадьев В.В., Рогов М.А. Новые данные по биостратиграфии и аммонитам верхнего кимериджа и титона Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 2. С. 90–104.
- Аркадьев В.В., Савельева Ю.Н. Зона *jacobi*–*grandis* берриаса Горного Крыма // Проблемы биохронологии в палеонтологии и геологии. Тез. докл. XLVIII сессии Палеонтол. о-ва. СПб., 2002 г. С. 11–13.
- Аркадьев А.А., Федорова А.А., Савельева Ю.Н., Тесакова Е.М. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Второе Всеросс. совещание “Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии”. Тез. докл. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. С. 17.
- 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.
- Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. и др. Берриас Горного Крыма: зональное расчленение и корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 57–80.
- Аркадьев В.В., Багаева М.И., Гужиков А.Ю. и др. Новые данные по био- и магнитостратиграфии Феодосийского района Горного Крыма // Материалы Пятого Всероссийского совещания “Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии” (23–28 августа 2010 г., Ульяновск). Ред. Барабошкин Е.Ю., Благовещенский И.В. Ульяновск: УлГУ, 2010. С. 49–53.
- Багаева М.И., Гужиков А.Ю., Ямпольская О.Б. Результаты исследований анизотропии магнитной восприимчивости титона–берриаса Горного Крыма // Материалы Пятого Всероссийского совещания “Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии” (23–28 августа 2010 г., Ульяновск). Ред. Барабошкин Е.Ю., Благовещенский И.В. Ульяновск: УлГУ, 2010. С. 63–66.
- Барабошкин Е.Ю. Палеогеография Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления в раннем

- мелу // Серия аналитических обзоров “Очерки по региональной геологии России.” Ред. Межеволовский Н.В. М.: Изд-во Геокарт, ГЕОС, 2005. Вып. 1. С. 201–232.
- Барабошкин Е.Ю., Янин Б.Т. Ихнокомплексы и условия формирования пограничных отложений юры и мела восточного Крыма // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всероссийское совещание: научные материалы (26–30 сентября 2011 г., Санкт-Петербург). Ред. Захаров В.А. СПб.: ООО “Издательство ЛЕМА”, 2011. С. 30–32.*
- Бахмутов В.Г. Палеовековые геомагнитные вариации. Киев: Наукова думка, 2006. 295 с.*
- Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. О расчленении берриасского яруса Горного Крыма // Вестник Ленингр. ун-та. Геол.-геогр. Вып. 1. 1981. № 6. С. 5–14.*
- Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. Берриас Восточного Крыма и граница юры и мела // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М.: Наука, 1984. С. 28–35.*
- Горбачик Т.Н. Особенности распределения фораминифер в отложениях берриаса и валанжина Крыма // Вестник МГУ. Сер. геол. 1969. № 6. С. 58–67.*
- Горбачик Т.Н., Друшниц В.В., Янин Б.Т. Особенности берриасского и валанжинского бассейнов Крыма и их населения // Вестник МГУ. Сер. геол. 1970. № 3. С. 16–25.*
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. Оценка диахронности биостратиграфических границ путем магнитохронологической калибровки зональных шкал нижнего мела Тетиического и Бореального поясов // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 3. С. 365–368.*
- Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
- Друшниц В.В. О границе между юрской и меловой системами. Тезисы доклада. М.: Изд-во МГУ, 1969. 11 с.*
- Друшниц В.В., Кудрявцев М.П. Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1960. 701 с.*
- Куваева С.Б., Янин Б.Т. Палинологическая характеристика нижнемеловых отложений Горного Крыма // Вестник МГУ. Сер. геол. 1973. № 5. С. 49–57.*
- Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н. Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука, 1985. 136 с.*
- Лобачева С.В., Смирнова Т.Н. Разнообразие берриасских брахиопод Крыма // Первое Всероссийское совещание “Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии” (Москва, 4–6 февр. 2002 г.). Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 2002. С. 48–49.*
- Лобачева С.В., Смирнова Т.Н. Комплексы брахиопод берриаса Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 68–80.*
- Матвеев А.В. Известковый наннопланктон титона Восточного Крыма // Ископаемая фауна и флора Украины: палеоэкологический и стратиграфический аспекты. Биостратиграфия, палеонтология. Мезозой. Киев: Институт геологических наук НАН Украины, 2009. С. 104–107.*
- Матвеев А.В. Известковый наннопланктон нижнего берриаса Горного Крыма // Материалы Пятого Всероссийского совещания “Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии” (23–28 августа 2010 г., Ульяновск). Ред. Барабошкин Е.Ю., Благовещенский И.В. Ульяновск: УлГУ, 2010. С. 251–256.*
- Муратов М.В. Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор // Труды МГРИ. 1937. Т. 7. С. 21–122.*
- Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре–раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96–105.*
- Платонов Е.С., Аркадьев В.В. Граница юры и мела в Восточном Крыму по аммонитам и тинтиннидам // Темпы эволюции органического мира и биостратиграфия. Материалы LVII сессии Палеонтол. общества при РАН. СПб., 2011. С. 98–100.*
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Сравнительная стратиграфия и фауна пограничных слоев юры и мела Восточной Европы // Геология и нефтегазоносность Прикаспийской впадины. Тр. ВНИГНИ. 1974. Вып. 152. С. 194–214.*
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Берриас бореальных провинций Европы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 1. С. 86–98.*
- Смирнова Т.Н. Распространение нижнемеловых брахиопод Крыма и Северного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 35. № 6. С. 132.*
- Соколов В.Д. Материалы для геологии Крыма. Крымский титон // Изв. Моск. о-ва любителей естествознания, антропологии и этнографии. 1886. Т. XIV. С. 1–43.*
- Тесакова Е.М., Савельева Ю.Н. Остракоды пограничных слоев юры и мела Восточного Крыма: стратиграфия и палеоэкология // Палеобиология и детальная стратиграфия фанерозоя. М.: Изд-во МГУ, 2005. С. 135–155.*
- Тесакова Е.М., Савельева Ю.Н., Аркадьев В.В. Остракоды титона и берриаса Восточного Крыма // Тез. науч. конф. “Ломоносовские чтения”. М.: МГУ, 2004. URL: <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1170516>.*
- Хоща В., Прунер П., Захаров В.А. и др. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 3. С. 63–76.*
- Щенникова А.С., Аркадьев В.В. Тинтиниды (Tintinnidae, Infusoria) из титон-берриасских отложений Горного Крыма // Материалы LV сессии Палеонтол. общества при РАН. СПб., 2009. С. 166–167.*
- Ямпольская О.Б., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. и др. Палеомагнитный разрез нижнего мела Юго-Западного Крыма // Вестник МГУ. Сер. геол. 2006. № 1. С. 3–15.*

- Ямпольская О.Б., Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Багаева М.И.** Магнитостратиграфическая характеристика пограничных отложений юры–мелы Восточного Крыма // Материалы Третьего Всероссийского совещания “Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии” (23–27 сентября 2009 г., Саратов). Ред. Захаров В.А. Саратов: Издательский центр “Наука”, 2009. С. 265–267.
- Янин Б.Т., Барабошкин Е.Ю.** Следы жизнедеятельности донных организмов в нижнемеловых отложениях Крыма: таксономический, стратиграфический и ихнофациальный анализ // Материалы Пятого Всероссийского совещания “Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии” (23–28 августа 2010 г., Ульяновск). Ред. Барабошкин Е.Ю., Благовещенский И.В. Ульяновск: УлГУ, 2010. С. 364–366.
- Янин Б.Т., Смирнова Т.Н.** Стратиграфическое распространение двустворчатых моллюсков и брахиопод в берриасе и валанжине Крыма // Бюлл. МОИП. Отдел. геол. 1981. Т. 56. Вып. 1. С. 82–94.
- Bogdanova T.N., Arkadiev V.V.** Revision of species of the ammonite genus *Pseudosubplanites* from the Berriasian of the Crimean mountains // Cretaceous Res. 2005. V. 26. P. 488–506.
- Chadima M., Hrouda F.** Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // Travaux Géophysiques. 2006. V. XXVII. P. 20–21.
- Channell J.E.T., Erba E., Nakanishi M., Tamaki K.** Late Jurassic–Early Cretaceous timescales and oceanic magnetic anomaly block models // Geochronology, Time Scales and Stratigraphic Correlation. Eds. Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M., Hardenbol J. SEPM Spec. Publ. 1995. V. 54. P. 51–63.
- Channell J.E.T., Casellato C.E., Muttoni G., Erba E.** Magnetostratigraphy, nannofossil stratigraphy and apparent polar wander for Adria-Africa in the Jurassic–Cretaceous boundary interval // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2010. V. 293. P. 51–75.
- Debiche M.G., Watson G.S.** Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B12. P. 24405–24430.
- Drushchits V.V.** The Berriasian of the Crimea and its stratigraphical relations // Colloque sur la limite Jurassique–Cretace, Lyon, Neuchatel, Septembre 1973. Memoires de Bureau de Recherches Geologiques et Minieres de France. Paris. 1975. № 86. P. 337–341.
- Enay R., Geyssant J.R.** Faunes tithoniques des chaînes bétiques (Espagne méridionale) / Colloque sur la limite Jurassique-Créta (Lyon, Neuchâtel, September 1973) // Mém. Bur. Rech. géol et minières. 1975. V. 86. P. 39–55.
- Geyssant J.** Tithonien // Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen. Cariou E., Hantzpergue P. (coord.). Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. 1997. Mém. 17. P. 97–102.
- Grabowski J., Pszczółkowski A.** Magneto- and biostratigraphy of the Tithonian–Berriasiian pelagic sediments in the Tatra Mountains (central Western Carpathians, Poland): sedimentary and rock magnetic changes at the Jurassic/Cretaceous boundary // Cretaceous Res. 2006. V. 27. P. 398–417.
- Grabowski J., Haas J., Márton E., Pszczółkowski A.** Magneto- and biostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Lókút section (Transdanubian range, Hungary) // Stud. Geophys. Geod. 2010. № 54. P. 1–26.
- Halls H.C.** A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1976. V. 45. P. 297–304.
- Hoedemaeker P.J., Rawson P.F.** Report on the 5th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (Vienna, September 5, 2000) // Cretaceous Res. 2000. № 21. P. 857–860.
- Houša V., Krs M., Krsova M. et al.** High-resolution magnetostratigraphy across the Jurassic–Cretaceous boundary strata at Brodno near Žilina, Western Carpathians, Western Slovakia // Mineralia Slovaca. 1997. № 29. P. 312–314.
- Houša V., Krs M., Man O. et al.** Combined magnetostratigraphic, palaeomagnetic and calpionellid investigations across Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Bosso Valley, Umbria, central Italy // Cretaceous Res. 2004. V. 25. P. 771–785.
- Le Hégarat G.** Perisphinctidae et Berriasellidae de la limite Jurassique Crétacé. Genres nouveaux et revision critique de quelques definitions taxonomiques antérieures // C.R. Acad. Sci. Paris. 1971. Sér. D. T. 273. № 10. P. 850–853.
- Lukeneder A., Halászová E., Kroh A. et al.** High resolution stratigraphy of the Jurassic–Cretaceous boundary interval in the Gresten Klippenbelt (Austria) // Geologica Carpathica. 2010. V. 61. № 5. P. 365–381.
- Mazenot G.** Les Palaeohoplitidae titoniques et berriasiens du Sud-Est de la France // Mémoires de la Société Géologique de France, Paris, new series. 1939. T. 18. Fasc. 1–4. Mem. 41. P. 303. Fig. 8. Pl. 40.
- McFadden P.L., McElhinny M.W.** Classification of the reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.
- Ogg J., Ogg G.** Late Jurassic (139–169 Ma time-slice). 2008 // URL: http://www.nhm.uio.no/norges/timescale/5_JurCret_Sept08.pdf.
- Olóriz F., Tavera J.M.** Correlation of the Tithonian in central sector of the Betic Cordilleras (Spain) in the light of recent studies // Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. de la Terre. 1982. V. XXX. № 3–4. P. 145–156.
- Opdyke N.D., Channell J.E.T.** Magnetic Stratigraphy. N.Y.: Academic press, 1996. 344 p.
- Pruner P., Housa V., Olóriz F. et al.** High-resolution magnetostratigraphy and biostratigraphic zonation of the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Puerto Escano section (southern Spain) // Cretaceous Res. 2010. V. 31. P. 192–206.
- Reboulet S., Klein J., Barragan R. et al.** Report on the 3rd International meeting of the IUGS lower Cretaceous ammonite working group, the “Kilian Group” (Vienna, Aus-

- tria, 15th April 2008) // *Cretaceous Res.* 2009. V. 30. P. 496–502.
- Retowski O.* Die tithonischen Ablagerungen von Theodosia // *Bull. Soc. Natur. Mosc. N. sér.* 1893. V. 7. № 2–3. P. 206–301.
- Stow D.A.V., Wetzel A.* Hemiturbidite: a new type of deep-water sediment // *Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results.* 1990. Vol. 116. P. 25–34.
- Tavera J.M.* Los ammonites del tithonico superior–berriense de la zona Subbetica (Cordilleras Beticas). Doctoral Dissertation. Granada: Universidad de Granada, 1985. 381 p.
- Tavera J.M., Aguado R., Company M., Olóriz F.* Integrated biostratigraphy of the Durangites and Jacobi zones (J/K Boundary) at the Puerto Escaño section in Southern Spain (Province of Cordoba) // *Geobios.* 1994. Memoire Special 17. P. 469–476.
- Van der Voo R.* Palaeomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. Cambridge: Cambridge University press, 1993. 412 p.

Рецензенты А.Ю. Казанский, М.А. Рогов