

**БИО-, ХЕМО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ
ПОГРАНИЧНОГО ИНТЕРВАЛА САНТОНА–КАМПАНА РАЗРЕЗОВ
КУДРИНО И АКСУ-ДЕРЕ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ):
ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ И ВЫБОРА ЛИМИТОТИПА
НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ КАМΠΑНСКОГО ЯРУСА.
СТАТЬЯ 2. МАГНИТО- И ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ,
ОБСУЖДЕНИЕ ДАННЫХ**

© 2021 г. А. Ю. Гужиков^{1, *}, Е. Ю. Барабошкин^{2, 3}, Г. Н. Александрова³,
И. П. Рябов¹, М. А. Устинова³, Л. Ф. Копаевич², Г. В. Миранцев⁴, А. Б. Кузнецов⁵,
П. А. Фокин², В. Л. Косоруков²

¹Саратовский национальный исследовательский государственный университет
им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

⁵Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: aguzhikov@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.12.2020 г.

После доработки 08.01.2021 г.

Принята к публикации 25.01.2021 г.

Статья продолжает публикацию результатов комплексного изучения пограничного интервала сантона–кампана разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2 (Бахчисарайский район, Юго-Западный Крым), седиментологические и биостратиграфические данные по которым приведены в статье 1. Представлены палеомагнитные, петромагнитные, геохимические данные по стабильным изотопам углерода, кислорода. Измеренные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках увеличиваются вверх по разрезу: в Аксу-Дере от 0.70741 до 0.70752, а в Кудрино-2 от 0.70750 до 0.70755. По результатам исследований проведена детальная корреляция обнажений и составлен сводный разрез Кудрино–Аксу-Дере, в котором установлены палеонтологические, палеомагнитный и изотопный маркеры, обсуждаемые при фиксации границы сантона–кампана. Проведена калибровка биостратиграфических границ относительно геомагнитной инверсии 34n–33g и углеродно-изотопного события SCBE, по результатам которой подошву кампанского яруса рекомендуется определять по основанию хрона 33g. Сводный разрез по полноте геологической летописи пограничного интервала сантона–кампана, насыщенности руководящими формами фауны и комплексной изученности не уступает претендентам на роль GSSP кампана в Северном Техасе и Южной Англии. Это позволяет предлагать его в качестве одного из претендентов в кандидаты лимитотипа или дополнительного (auxiliary) разреза нижней границы кампанского яруса.

Ключевые слова: верхний мел, сантон, кампан, магнитостратиграфия, диноцисты, бентосные фораминиферы, планктонные фораминиферы, наннопланктон, криноидеи, стабильные изотопы углерода, изотопы кислорода, стронция, лимитотип, Крым

DOI: 10.31857/S0869592X21050045

ВВЕДЕНИЕ

Статья 2 продолжает изложение результатов комплексных исследований разрезов пограничного интервала сантона–кампана Аксу-Дере и Кудрино-2 (Юго-Западный Крым). В ней представлены магнитостратиграфические и хемотрати-

графические данные, получение которых в настоящее время, наряду с приведенными в предыдущей статье палеонтологическими материалами, обязательно при изучении опорных разрезов. С помощью магнитостратиграфического метода исследуется остаточная намагниченность пород и минералов, фиксировавших направленность маг-

нитного поля Земли в прошлом, и другие магнитные свойства отложений (Молостовский, Храмов, 1997 и др.). Изотопная хемотратиграфия опирается на долговременные вариации значений $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских осадках, которые способны сохранять первичные изотопные характеристики (Jones et al., 1994; McArthur et al., 2012; Wierzbowski et al., 2017; Кузнецов и др., 2018). Для получения С- и Sr-изотопной характеристики используются карбонатные отложения, осаждавшиеся на месте (in situ) в открыто-морских бассейнах, соединенных с океаном, и наименее измененные при эпигенезе. В последние годы многие опорные разрезы позднего мезозоя получили С- и Sr-изотопную характеристику, которая позволила уточнить корреляцию карбонатных отложений и их возраст (Wagreich et al., 2010; Zakharov et al., 2013; Рудько и др., 2014, 2017; Кузнецов и др., 2017; Wolfgring et al., 2018a).

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ

Петромагнитные и магнито-минералогические исследования включали измерения следующих параметров: K — магнитная восприимчивость и ее анизотропия (АМВ); K_i (термокаппа) — магнитная восприимчивость после прогрева пород при температуре 500°C в течение часа (прирост $dK = K_i - K$ при этом отражает содержание тонкодисперсного пирита в образце, благодаря фазовому переходу немагнитного FeS_2 в сильномагнитный Fe_3O_4 при температуре свыше 400°C); J_n — естественная остаточная намагниченность; J_{rs} — остаточная намагниченность насыщения (максимально возможная остаточная намагниченность в образце, создаваемая искусственным магнитным полем); V_s — поле, в котором приобретает J_{rs} ; V_{cr} — поле, соответствующее остаточной коэрцитивной силе, которую нужно приложить, чтобы полностью разрушить J_{rs} образца. Помимо характеристик, установленных опытным путем, рассчитывались параметры: фактор Q (параметр Кенигсбергера), равный отношению J_n к индуктивной намагниченности; параметр магнитной жесткости $S = -J_{r(-300)}/J_{rs}$ (где $J_{r(-300)}$ — остаточная намагниченность после воздействия полем 300 мТл, обратным направлению поля насыщения) и отношение K/J_{rs} . Фактор $Q \geq 1$ указывает на высокую степень упорядоченности магнитных моментов частиц. Величины параметра S , близкие к нулю, свидетельствуют о доминировании в образце магнито жесткой фазы, а близкие к единице — о преобладании магнитомягких минералов. Отношение K/J_{rs} пропорционально среднему размеру ферромагнитных зерен.

Выборочные образцы подвергались терромагнитному анализу (ТМА), заключающемуся в исследованиях зависимостей намагниченности (J)

от температуры (T) на термоанализаторе фракций ТАФ-2 (“магнитные весы”), и изучались на коэрцитивном спектрометре J meter. Измерения K велись на каппабридже МФК1-FB, J_n — на спинмагнитометре JR-6 и криогенном магнитометре 2G-Enterprices (в ИФЗ РАН, Москва). Гистерезисные характеристики (J_{rs} , V_{cr}) получены с помощью регулируемого электромагнита с максимальной интенсивностью поля 700 мТл (поэтому в данной работе за J_{rs} условно принята остаточная намагниченность после воздействия полем интенсивностью 700 мТл, заведомо достаточным для насыщения магнитомягких образцов). dK измерялось после нагрева образцов в печи СНОЛ-6/11-В. Анализ данных АМВ проводился с помощью программы Anisoft 5.1.03 (agico.com).

В петромагнитном отношении разрезы подразделяются на два комплекса: нижний петромагнитный комплекс (ПК-1) в составе пачки XV и подпачки XVIa и верхний (ПК-2) в составе подпачек XVIb–XVI d и пачки XVII. Нижний комплекс характеризуется минимальной магнитной восприимчивостью ($< 1 \times 10^{-5}$ ед. СИ, за исключением подпачки XVa и низов подпачки XVb, где K достигает $1.5\text{--}1.7 \times 10^{-5}$ ед. СИ), но относительно высокой естественной остаточной намагниченностью (значения J_n варьируют от 0.1 до 0.8×10^{-3} А/м, закономерно снижаясь вверх по разрезу) и высоким фактором Q (в основном от 1 до 5). Верхнему комплексу, напротив, свойственны повышенные значения K ($> 1 \times 10^{-5}$ ед. СИ), но очень малые величины J_n ($0.01\text{--}0.03 \times 10^{-3}$ А/м, за единичными исключениями). Граница между ПК-1 и ПК-2 более контрастно выглядит в Аксу-Дере, что связано с перерывом в осадконакоплении. Разрез подпачки XVIa в Кудрино-2 гораздо более полон, и вследствие этого петромагнитный рубеж в нем менее выразителен. По разным параметрам он может быть определен в пограничном интервале подпачек XVIa и XVIb (от обр. 21 до обр. 24 включительно). Мы совместили подошву ПК-2 с границей подпачек (между обр. 22 и 23). Этот уровень фиксируется по наиболее значимому повышению K в разрезе и дополнительно подчеркивается возрастанием J_{rs} (особенно хорошо заметным при увеличении горизонтального масштаба в верхней части графика). Характерные изменения на графиках петромагнитных параметров способствовали обоснованию некоторых литологических границ. В частности, граница подпачек XVIb и XVIc отмечена аномально низкими значениями параметра S (0.5), указывающими на наличие магнито жесткой фазы (возможно, продуктов окисления пирита), а подошва пачки XVI d фиксируется по характерному минимуму на кривой K/J_{rs} (рис. 1a).

По магнито-минералогическим характеристикам различия петромагнитных комплексов также существенны.

Носителем намагниченности в исследуемых отложениях являются магнитомягкие минералы. Поля, соответствующие остаточной коэрцитивной силе (20–40 мТл) и насыщению (~100 мТл), в породах, слагающих ПК-1, характерны для тонкодисперсного магнетита. В пределах ПК-2 B_{cr} (рис. 1а, 1б) и B_s (рис. 1б) незначительно увеличиваются, что может быть связано с присутствием, наряду с Fe_3O_4 , других минеральных фаз, например титаномагнетитов.

По термомагнитным кривым ТМА магнетит диагностировать трудно ввиду крайне малой концентрации ферромагнетиков. При высоких температурах ферромагнитный сигнал становится меньше эффекта диамагнитной матрицы, что приводит к фиксации отрицательных величин индуктивной намагниченности. Тем не менее на некоторых кривых можно уловить малозаметный перегиб в районе температуры Кюри Fe_3O_4 578°C (рис. 1в).

Незначительный рост намагниченности при температурах свыше 500–570°C, наблюдаемый во всех пробах в процессе первого или/и второго нагревов (рис. 1в), скорее всего, связан с восстановлением железа из магнетита. Согласно (Михайлов и др., 2009), при нагреве магнетита в закрытой системе с кальцитом и углеродом, то есть при условиях, которые реализованы в исследуемых карбонатных породах, происходит восстановление железа. Закономерное выделение мизерных, но надежно документируемых концентраций железа хорошо согласуется с гипотезой о наличии Fe_3O_4 .

В отличие от ПК-1, в котором по данным ТМА можно предполагать только наличие магнетита, в ПК-2 появляются иные ферромагнитные фазы, фиксируемые по малозаметному росту намагниченности в районе 350 и 480°C (рис. 1в). Слабое увеличение намагниченности перед достижением точки Кюри минерала характерно для титаномагнетитов (Буров, Ясонов, 1979). Подобный термомагнитный эффект фиксируется, например, у титаномагнетитов из пеплов вулканов Безымянный на Камчатке (Зубов, Кирьянов, 2001), Сент-Хеленс в Каскадных горах и Новарупта на Аляске (Jackson, Bowles, 2014). Это, с учетом приведенных ранее материалов о присутствии вулканогенной составляющей в разрезах (Гужиков и др., 2021), позволяет допускать пепловую природу указанных титаномагнетитов.

Коэрцитометрические характеристики образцов из пачки XV (ПК-1) на диаграмме Дея (рис. 1г) располагаются вблизи участка теоретической кривой, соответствующей псевдооднородному магнетиту (Dunlop, 2002). Данные по образцам из подпачки XVIb–XVI d и пачки XVII (ПК-2) соответствуют эталонному графику несколько хуже, что можно объяснить появлением в ПК-2 магнитомягкой фазы (рис. 1б).

Совместная интерпретация результатов магнитного насыщения, термомагнитного анализа и коэрцитометрии приводит к заключению о том, что главным носителем намагниченности в изученных отложениях является тонкодисперсный магнетит, но в верхах разреза (ПК-2) вместе с ним присутствуют магнитомягкие ферромагнетики.

Показатель магнитной анизотропии P , за редкими исключениями, варьирует от 1 до 1.4, указывая на близкую к изометричной форму ферромагнитных частиц (рис. 1д). Индикатор формы магнитных зерен – параметр T – фиксирует преобладание частиц уплощенной формы в ПК-2. Поэтому в пределах ПК-1 закономерностей в ориентировке коротких осей магнитных эллипсоидов не наблюдается, а в ПК-2 они обнаруживают отчетливую тенденцию к группировке в центре стереопроекции, характерную для первичных текстур осадков, в которых доминируют частицы плоской формы (рис. 1е). Вероятно, образование осадочной магнитной текстуры в подпачках XVIb–XVI d и пачке XVII обусловлено увеличением в них глинистых частиц, на плоской поверхности которых агрегируются тонкодисперсные ферромагнетики.

Высокие значения фактора Q (1–5) в ПК-1 (рис. 1а) с высокой вероятностью указывают на химическую природу намагниченности. Низкие Q (0.01–0.1) (рис. 1а), в совокупности с магнитной текстурой, близкой к осадочной (рис. 1е), свидетельствуют в пользу ориентационного (посториентационного) генезиса J_n в ПК-2.

Палеомагнитные исследования проводились по стандартной методике (Молостовский, Храмов, 1997), заключающейся в измерениях J_n ориентированных образцов на спин-магнитометре JR-6 после магнитных чисток переменным полем (от 5 до 50–100 мТл, с шагом 5 мТл) на установке LDA-3 AF или температурой (от 100 до 550°C, с шагом 50°C) в печи конструкции Апарина. Возможные фазовые превращения минералов при нагревании контролировались путем измерения K образцов после каждой термочистки. Каждый из 109 опробованных уровней в разрезах охарактеризован 3–4 ориентированными образцами в форме кубиков размером $2 \times 2 \times 2$ см (выпиленных из штуфов, взятых на разрезе с помощью шанцевого инструмента) либо цилиндров высотой 2.5 см и диаметром 2.2 см (выбуренных непосредственно из пластов установкой Drill Core D261-C). Палеомагнитные исследования образцов с 30 различных уровней продублированы на криогенном магнитометре (SQUID) 2G-Enterprises в ИФЗ РАН, и результаты измерений на разных приборах обнаружили хорошую сходимость (рис. 2). Для компонентного анализа использовалась программа Remasoft 3.0 (Chadima, Hroudá, 2006).

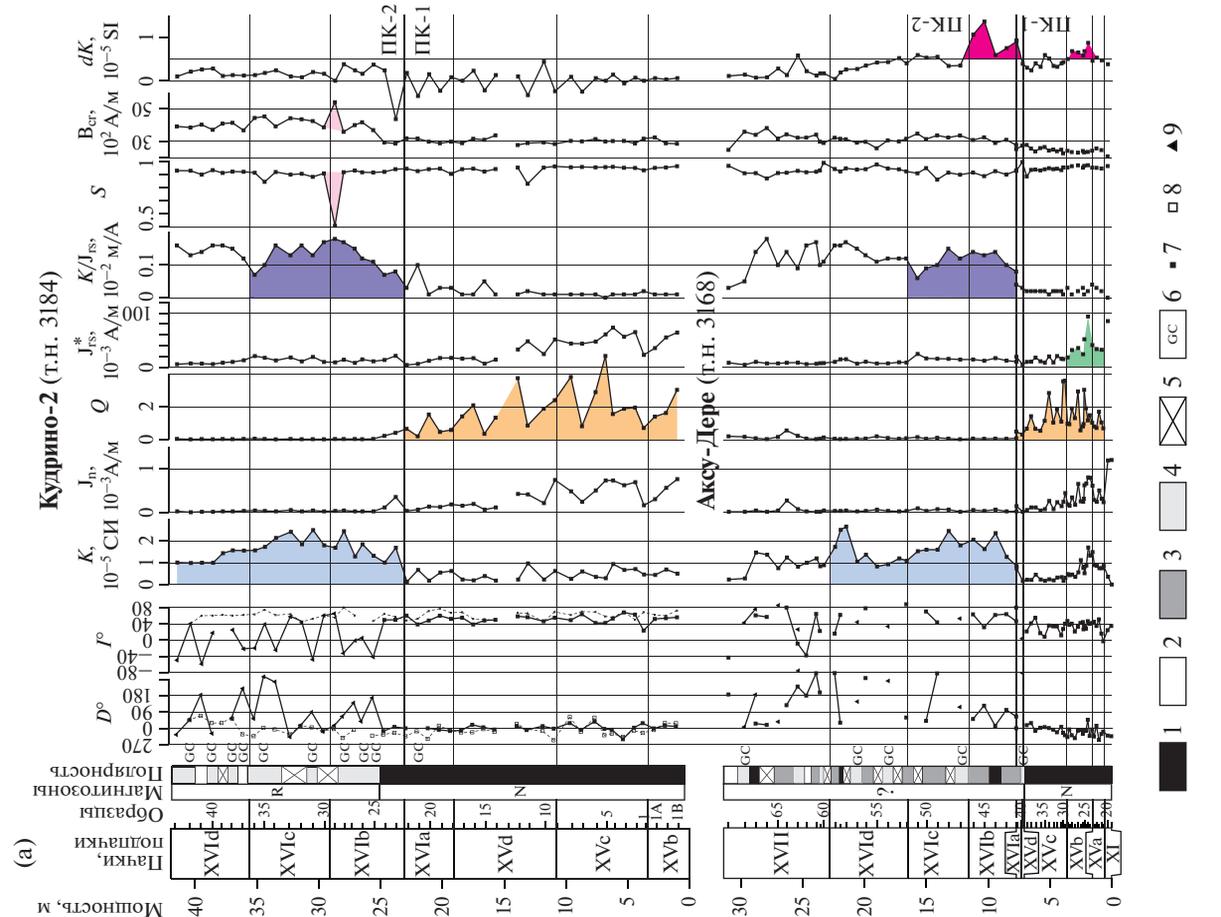
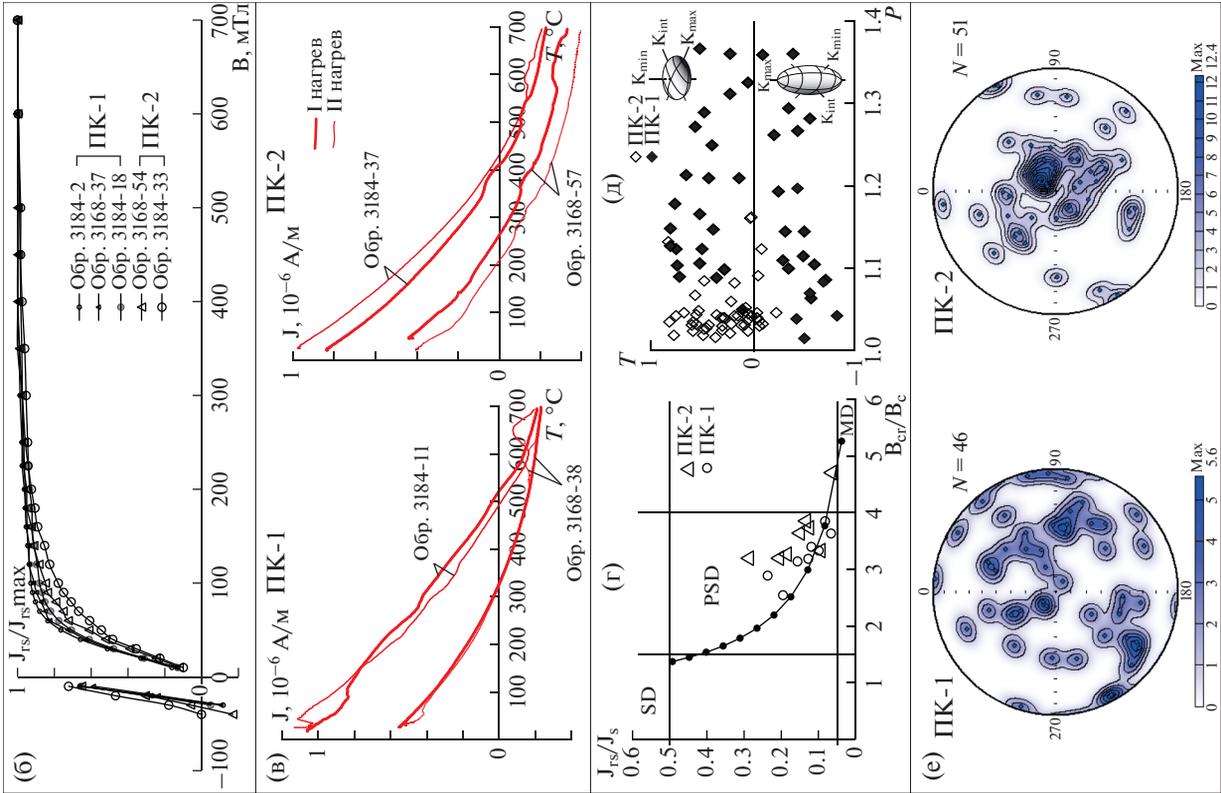


Рис. 1. Результаты палеомагнитных, петромагнитных и магнито-минералогических исследований разрезов Кудрино-2 и Аксу-Дере.

(а) – магнитостратиграфические разрезы; (б) – кривые магнитного насыщения и разрушения; (в) – кривые ТМА; (г) – диаграмма Дея (SD, PSD и MD – области однодоменных, псевдооднодоменных и многодоменных частиц соответственно); (д) – диаграмма параметров магнитной анизотропии $P-T$ (области положительных и отрицательных значений T соответствуют уплощенным и удлинённым формам ферромагнитных частиц соответственно); (е) – стереографические схемы концентраций коротких осей эллипсоидов магнитной восприимчивости в палеогеографической системе координат. Условные обозначения: 1–4 – геомагнитная полярность: 1 – прямая, 2 – обратная, 3, 4 – аномальная (выделенная по компонентам J_n , которые ближе к направлениям прямой и обратной полярности соответственно); 5 – отсутствие данных о полярности; 6 – уровни, на которых смещение J_n в ходе магнитных чисток происходит по дугам больших кругов; 7–9 – компоненты J_n : 7 – характеристические (**ChRM**), 8 – вязкие (J_v), 9 – “стабильные” (J_{st}).

Палеомагнитные свойства ПК-1 и ПК-2 различны.

Породы ПК-1 обладают хорошим палеомагнитным качеством. Подпачки XVa–XVc в разрезе Аксу-Дере, несмотря на их малую магнитную восприимчивость (в основном $< 2 \times 10^{-5}$ ед. СИ), имеют относительно высокую J_n ($0.1-0.8 \times 10^{-3}$ А/м) и, как следствие, высокий фактор Q (в основном от 1 до 4 и более) (рис. 1а). В подпачках XVa–XVc надёжно выделяются характеристические компоненты намагниченности (**ChRM**), соответствующий им угол максимального отклонения (MAD) варьирует в основном от 0.5° до 4° , породам свойственен преимущественно однокомпонентный состав J_n .

Подпачки XVb–XVd и XVIa в разрезе Кудрино-2 (в разрезе Аксу-Дере подпачки XVd и XVIa сильно конденсированы) также обладают хорошим палеомагнитным качеством. J_n в них имеет, как правило, двухкомпонентный состав: низкокоэрцитивные ($5-15$ мТл) или низкотемпературные ($100-200^\circ\text{C}$) составляющие, вероятно, вязкой природы (J_v) и высокотемпературные ($250-500^\circ\text{C}$) – **ChRM**, MAD которых составляет $4^\circ-10^\circ$ (рис. 3).

Все палеомагнитные направления в пачке XV и подпачке XVIa соответствуют нормальной полярности поля (рис. 4а, 4б). Исключение представляет обр. 3168-40 в Аксу-Дере, в котором фиксируется аномальный вектор северного направления, но с

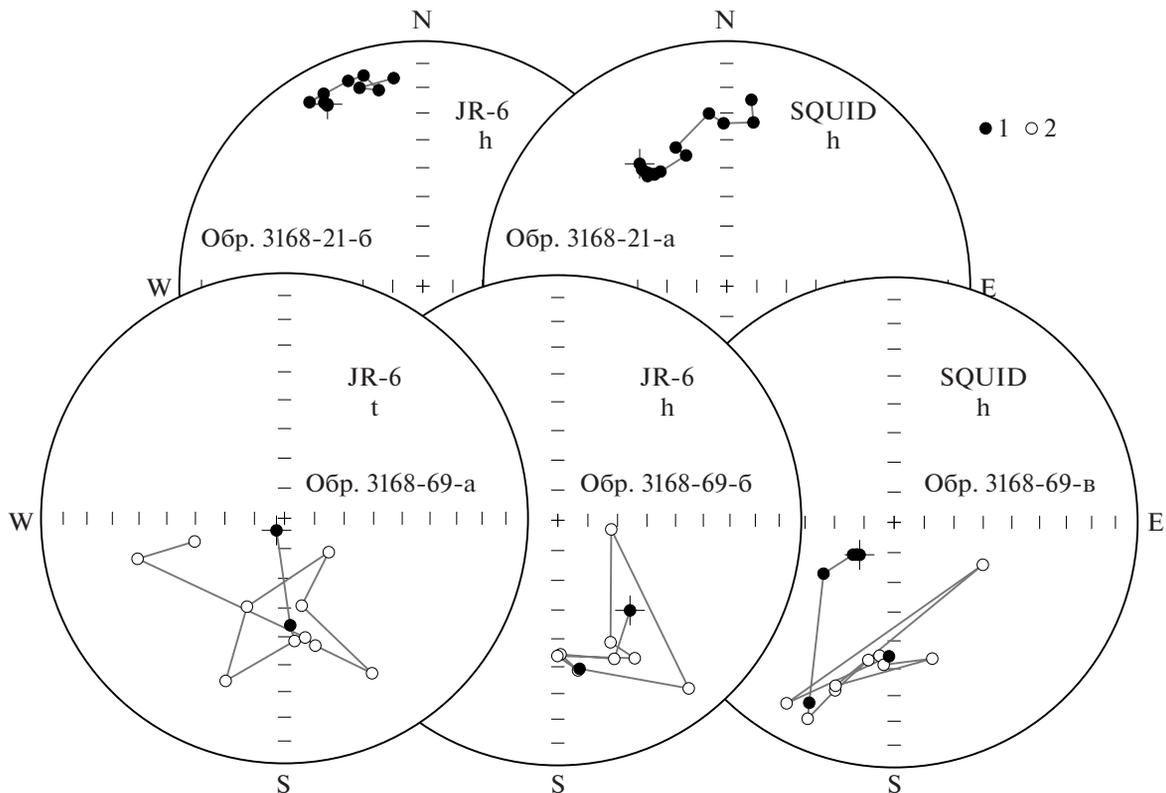


Рис. 2. Сопоставление результатов магнитных чисток (h – переменным полем, t – температурой) на спин-магнитометре JR-6 в лаборатории петрофизики СГУ (Саратов) и на криогенном магнитометре 2G-Enterprices (SQUID) в ИФЗ РАН (Москва). Полярные стереопроекции приведены в стратиграфической системе координат. Условные обозначения: 1, 2 – проекции J_n на нижнюю (1) и верхнюю (2) полусферы.

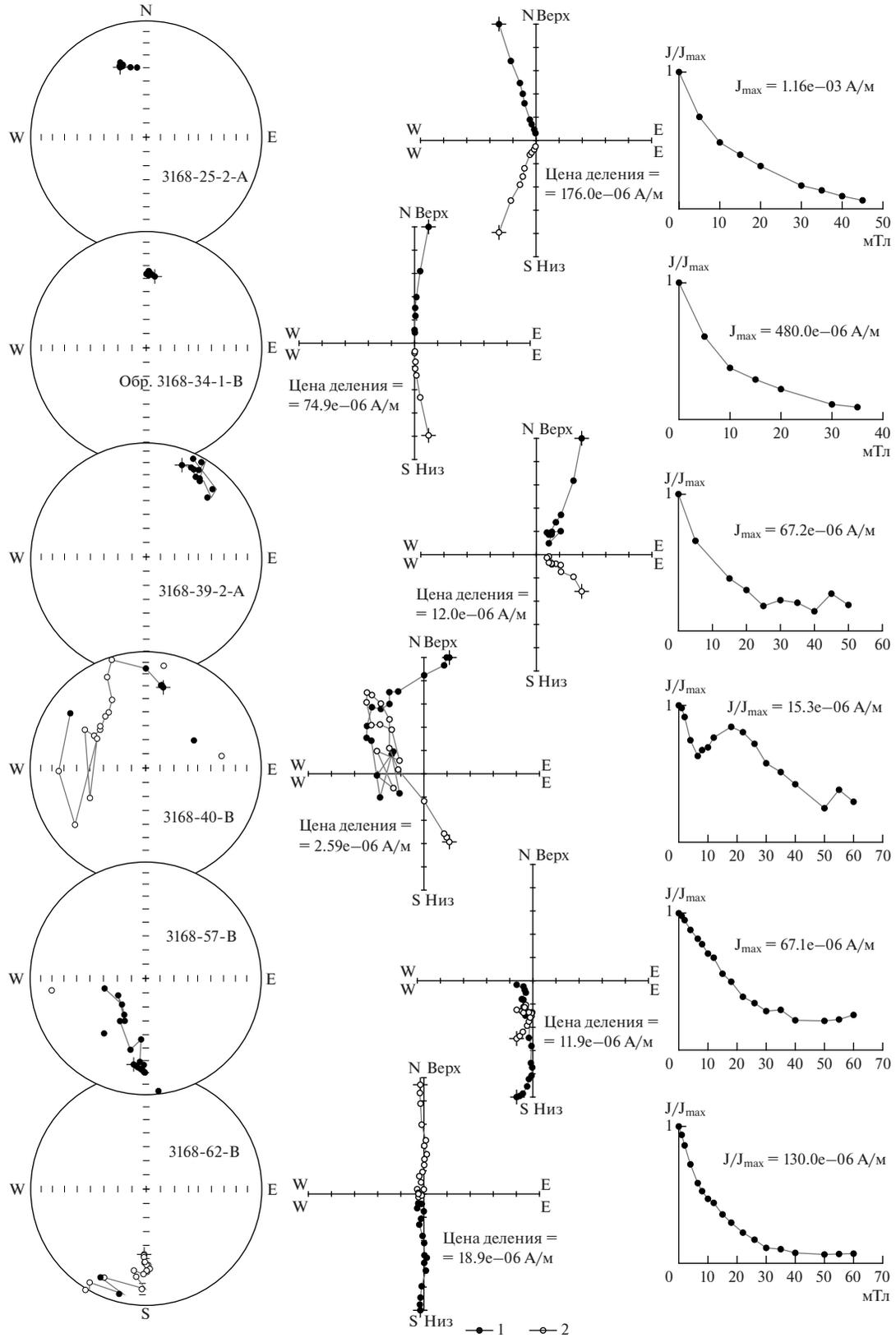


Рис. 3. Результаты компонентного анализа (слева направо): изображения на полярных стереопроекциях изменений векторов J_n в процессе магнитных чисток (в стратиграфической системе координат); диаграммы Зийдервельда (в стратиграфической системе координат); графики размагничивания образцов. Условные обозначения: 1, 2 – проекции J_n на горизонтальную (1) и вертикальную (2) плоскости. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

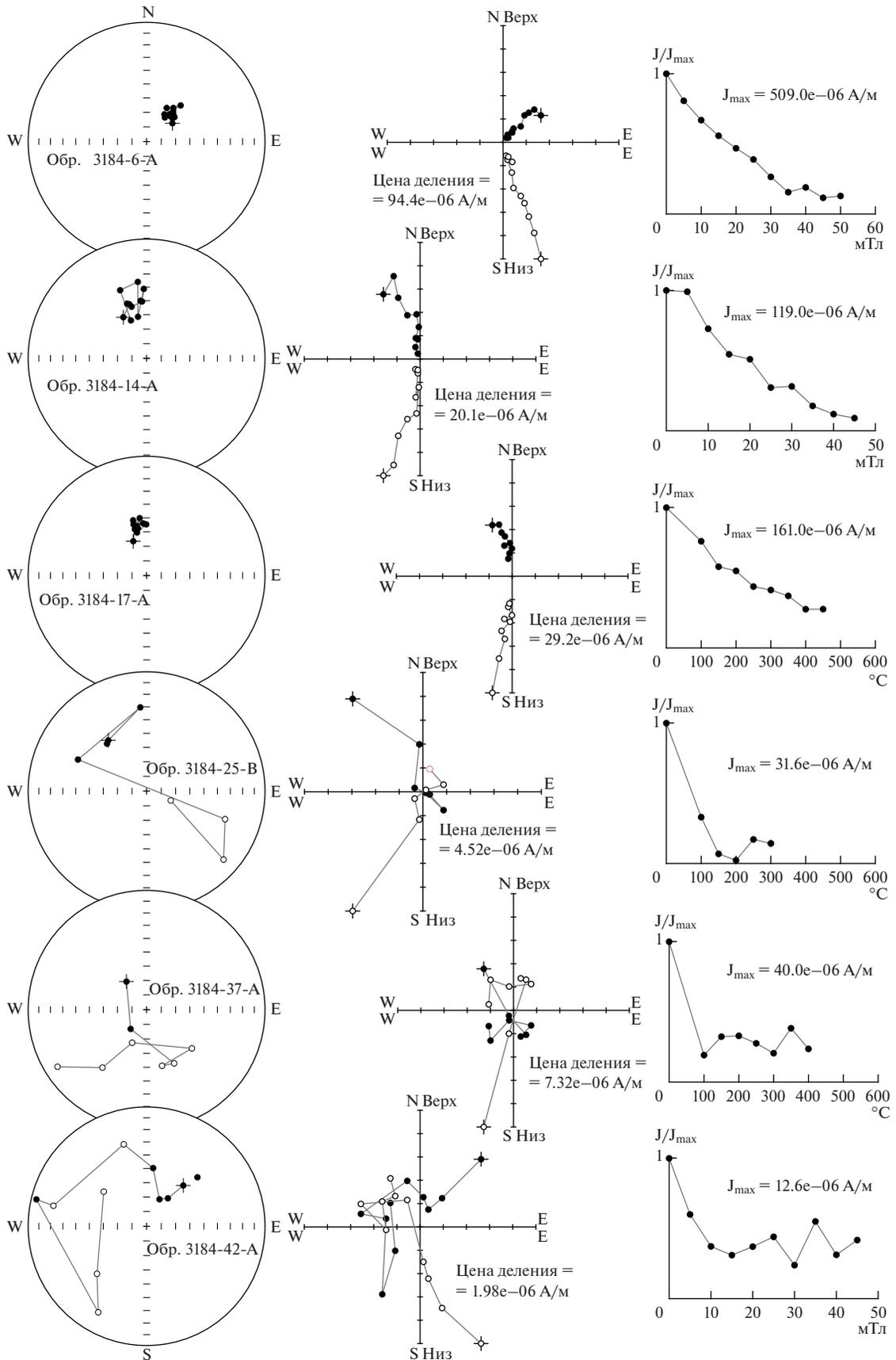


Рис. 3. Окончание

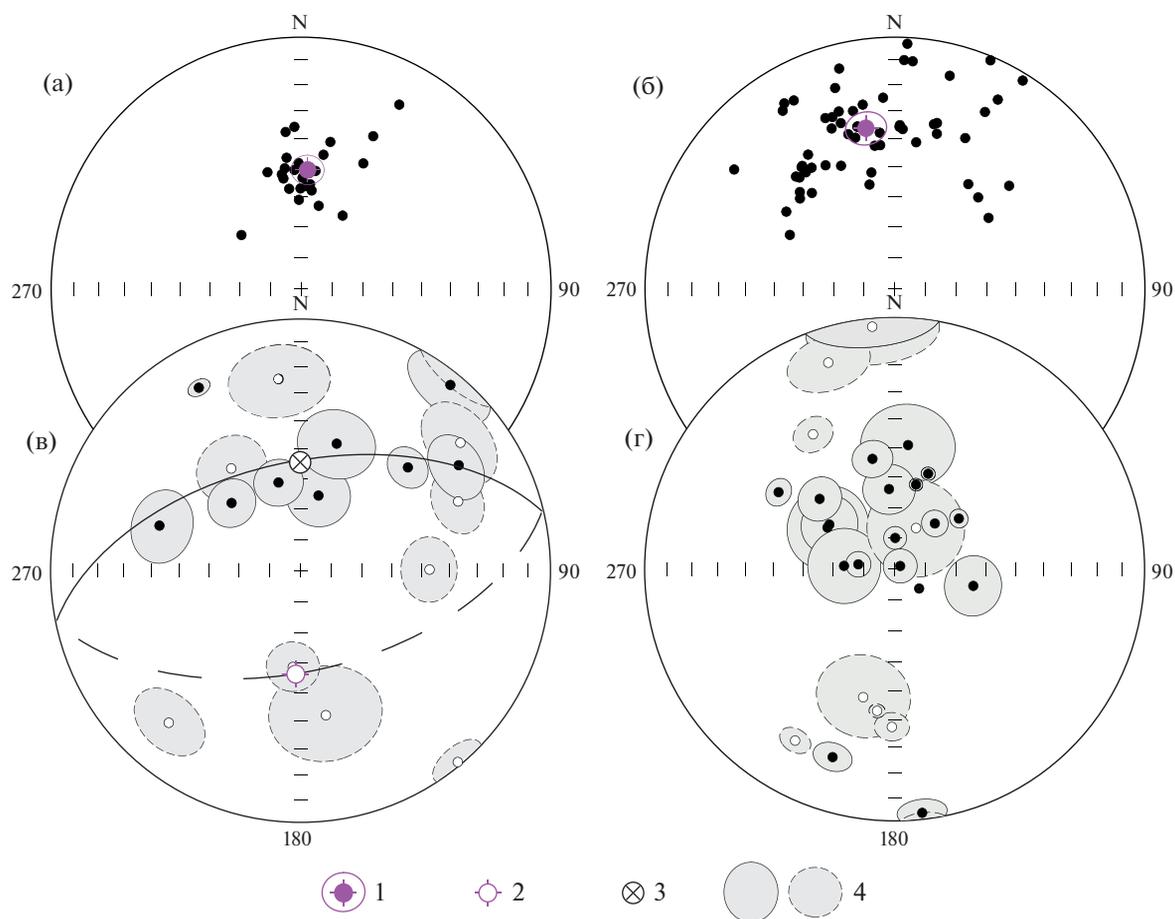


Рис. 4. Полярные стереопроекции компонент J_n в стратиграфической системе координат. (а), (б) — $ChRM$, по которым выделены N -зоны в Кудрино-2 и Аксу-Дере соответственно; (в) — J_{st} , соответствующие R -зоне в Кудрино-2; (г) — J_{st} и $ChRM$ в интервале разреза Аксу-Дере, в котором магнитозона не выделена. Условные обозначения: 1 — среднее палеомагнитное направление и круг доверия (α_{95}) для него, 2 — гипотетическое среднее палеомагнитное направление, соответствующее обратной полярности (противоположное среднему направлению $ChRM$ для нормальной полярности); 3 — среднее направление перемагничивания современным полем; 4 — максимальные углы отклонения (MAD) для проекций J_n на нижнюю и верхнюю (пунктир) полусферы. Остальные обозначения см. на рис. 2.

отрицательным наклоением (подпачка XVIa в разрезе Аксу-Дере имеет мощность всего 0.5 м, и ориентированный штуф из нее взят с единственного уровня (рис. 1а)).

Особенностью подпачек XVa–XVc в разрезе Аксу-Дере является очень большой разброс направлений $ChRM$ (рис. 4б). Подобный аномальный разброс присущ и нижележащим туронским–коньякским породам в разрезе Аксу-Дере, изученным ранее (Гужиков, Федулеев, 2019). В более молодых отложениях, слагающих подпачки XVd и XVIa в разрезе Кудрино-2, столь высокоамплитудных палеомагнитных вариаций уже не наблюдается. Среднее направление $ChRM$ в них близко к направлениям, выделенным ранее в верхнем мелу (в верхах кампана–маастрихте) Юго-Западного Крыма (Гужикова, 2019; Барабошкин и др., 2020), в отличие от среднего направления с сильно занижен-

ным наклоением в подпачках XVa–XVc разреза Аксу-Дере (рис. 4б, табл. 1). Это явление не удается пока объяснить причинами, не имеющими отношения к древнему геомагнитному полю (такими как частичное перемагничивание, наличие синскладчатых деформаций и др.). Поэтому на данном этапе исследований, наряду с другими, рассматривается гипотеза о существовании в коньякском и сантонском веках неизвестных ранее высокоамплитудных вариаций поля (Гужиков, Федулеев, 2019).

Палеомагнитное качество пород в пределах ПК-2 гораздо хуже, чем в ПК-1. В разрезе Кудрино-2 в подошве ПК-2 (обр. 23–24) надежно, хотя и с относительно большими MAD (14° – 15°), выделяются характеристические компоненты, соответствующие нормальной полярности, так же как и в нижележащих отложениях. Выше по разрезу,

Таблица 1. Статистические палеомагнитные параметры

		<i>n</i>	D_{cp}°	I_{cp}°	<i>k</i>	α_{95}°	Φ°	Λ°	A_{95}°	Φ_m°	
Аксу-Дере (т.н. 3168) <i>N</i> -зона	Geo	60	355.5	44.5	10.7	5.9					
	Tilt		350.0	35.6	10.7	5.9	63.7	235.6	9.4	19.7	
Кудрино-2 (т.н. 3184) <i>N</i> -зона	Geo	26	19.6	58.9	32.6	5.0					
	Tilt		3.1	50.9	32.6	5.0	76.6	211.6	5.6	31.6	
Стабильная Европа (Besse, Courtillot, 2002)		80 млн лет (осреднение 10 млн лет)					81.4	206.1	5.9		
		85 млн лет (осреднение 5 млн лет)					81.0	230.5	10.3		
		90 млн лет (осреднение 10 млн лет)					82.2	202.1	5.2		
ЮЗ Крым	Разрезы Чахмаклы, Такма, маастрихт (Гужикова, 2019)					73.2	246.1	4.2		30.0	
	г. Бешкош, кампан–маастрихт (Барабоскин и др., 2020)					77.9	241.2	4.0		33.8	
ЦК	г. Алан-Кыр, сантон–кампан (Гужиков и др., 2019)					59.0	125.9	10.6		36.8	

Примечание. Geo, Tilt – географическая и стратиграфическая системы координат соответственно; *n* – число образцов в выборке; D_{cp} , I_{cp} – среднее склонение и наклонение **ChRM** соответственно; *k* – межпластовая палеомагнитная кучность; α_{95} – радиус круга доверия вектора; Φ , Λ и A_{95} – широта, долгота и радиус круга доверия палеомагнитного полюса соответственно; Φ_m – палеоширота). В таблице приведены полюсы для стабильной Европы с возрастом наиболее близким к современной датировке границы сантона–кампана – 83.65 млн лет (Gradstein et al., 2020) и по верхнему мелу Крыма. ЦК – Центральный Крым.

кроме вязкой намагниченности, удается выделить еще одну компоненту, не являющуюся характеристической (рис. 1а). Эти компоненты, условно названные “стабильными” (J_{st}), проецируются на северные румбы нижней полусферы и верхнюю полусферу; некоторые из них имеют направления, типичные для нормальной или обратной полярности (рис. 4в). Во многих образцах проекции J_n в процессе размагничивания смещаются вдоль дуг большого круга (GC) (рис. 3). Причиной смещения палеомагнитных векторов по дугам больших кругов является наличие разнонаправленных компонент намагниченности. “Стабильные” компоненты, скорее всего, представляют собой стабилизированные суммы двух антипараллельных компонент – первичной, соответствующей обратной полярности, и вторичной, связанной с современным полем. Разная степень “загрязнения” суммарной намагниченности вязкой компонентой приводит к очень большому разбросу J_{st} в случае обратного знака древней намагниченности и меньше сказывается на палеомагнитной статистике по изначально нормально намагниченным образцам, ввиду того, что направления современного и позднемелового нормального поля близки.

В верхах разреза Кудрино-2 характер палеомагнитных данных хорошо согласуется с моделью частичной сохранности древней намагниченности обратного знака, среднее направление которой на 180° отличается от среднего направления **ChRM**, соответствующего нормальной полярности. Распределение “стабильных” компонент на стереопроекции тяготеет к большому кругу, проведенному через направление перемагничивания

пород современным полем и **ChRM** (рис. 4в). Поэтому можно обоснованно предположить, что подпачке XVIb, за исключением ее низов, и подпачкам XVIc, XVd соответствует магнитозона обратной полярности (рис. 1а).

Схожая в палеомагнитном отношении ситуация наблюдается и в ПК-2 разреза Аксу-Дере (пачки XVI–XVII; рис. 1а, 3, 4г). Но обилие J_{st} и **ChRM**, проецирующихся с крутыми наклонениями на нижнюю полусферу в северных румбах (рис. 4г), заставляет воздержаться от магнитоплярной интерпретации данных в этой части разреза. Поэтому в палеомагнитной колонке разреза Аксу-Дере выделена всего одна магнитозона прямой полярности (*N*), соответствующая подпачкам XVa–XVc (рис. 1а), а наличие вышележащей магнитозоны обратного знака можно лишь предполагать, по аналогии с одновозрастными пачками в разрезе Кудрино-2.

Палеомагнитная колонка разреза Кудрино-2 состоит из двух магнитозон: нижней – прямой полярности (*N*) и верхней – обратной полярности (*R*), граница между которыми находится на уровне между обр. 24 и 25 (рис. 4а). Зона прямой полярности в разрезе Аксу-Дере частично перекрывается с *N*-зоной, выявленной в разрезе Кудрино-2, и наращивает ее вниз (рис. 1а).

К полученным материалам невозможно применить стандартные полевые тесты. Тест обращения нельзя провести потому, что материалы, на основе которых выделена *R*-зона (рис. 1а, 4в), непригодны для расчета палеомагнитной статистики, вариации элементов залегания в разрезах слишком малы для проведения теста складки, а

предпосылки для теста конгломератов отсутствуют. Но о первичности J_n можно судить по ряду косвенных признаков, широко используемых в магнитостратиграфии для обоснования возраста намагниченности (Гужиков, 2013 и др.):

1. Интервалы одного знака полярности закономерно группируются по разрезу, образуя крупные N - или R -магнитозоны (рис. 1а).

2. Независимость знака полярности от вещественного состава и физических свойств пород является признаком древней природы J_n , в то время как приуроченность магнитозон к определенному типу отложений наводит на мысль о возможном перемагничивании. Проверить наличие подобной связи можно только в разрезе Кудрино-2, поскольку в разрезе Аксу-Дере надежно установлена только одна магнитозона. На первый взгляд, палеомагнитная граница в разрезе Кудрино-2 соответствует уровню резких петромагнитных изменений. Однако точного совпадения подошвы R -зоны с границей петромагнитных комплексов не наблюдается. Независимо от того, по какому из петромагнитных параметров определять подошву ПК-2, она в любом случае оказывается на несколько метров ниже кровли N -зоны. Даже при самом высоком ее положении, определяемом по возрастанию магнитной восприимчивости, низы ПК-2 характеризуются нормальной полярностью (обр. 23 и 24). С точки зрения доказательства первичности J_n важно, что MAD в этих образцах повышается до критических величин 14° – 15° . Таким образом, смена обстановки осадконакопления (Гужиков и др., 2021), фиксируемая в том числе и по геохимическим показателям (см. далее раздел “Изотопно-геохимические характеристики”), и появление новых носителей намагниченности (предположительно, титаномагнетитов из вулканических пеплов) сопровождаются ухудшением палеомагнитного качества пород, но не изменением знака полярности. Возможно, образцы 23 и 24 в подошве ПК-2 (так же как и обр. 21, 22 в кровле ПК-1) подверглись процессам перемагничивания в меньшей степени, чем вышележащие отложения, охваченные R -зоной, а выделенные в них $ChRM$ также являются стабилизированной суммой первичной и вторичной компонент. Но из-за близости направлений древнего и современного поля нормальной полярности эффект перемагничивания в них не заметен.

3. ПК-1 соответствуют высокие, по меркам осадочных пород, значения фактора Q (1–4 и более), убывающие вверх по разрезу (рис. 1а). Это нехарактерно для ориентационной (посториентационной) природы намагниченности, но типично для химического генезиса J_n . По результатам ранее проведенных магнито-минералогических и микронзондовых исследований образцов из пачки XI и подпачек XVa–XVc есть основания

предполагать в них наличие биогенного магнетита (Гужиков, Федулеев, 2019), что равносильно доказательству первичности намагниченности. Другие версии природы Fe_3O_4 – космогенная (метеоритная пыль) или хемогенная (за счет миграции углеводов из расположенного ниже по разрезу, на границе сеномана–турона, слоя битуминозных сланцев) – представляются менее вероятными.

Наличие компонент J_n с аномальными или обратными направлениями, смещение палеомагнитных векторов в процессе магнитных чисток по дугам больших кругов хорошо согласуются с гипотезой о наличии в изученных отложениях древних компонент J_n обратной полярности, частично перемагниченных современным полем.

4. Палеомагнитный полюс, рассчитанный по нормальным направлениям $ChRM$ в разрезе Кудрино-2, статистически совпадает с близкими по возрасту полюсами для стабильной Европы (табл. 1). Это обстоятельство не исключает первичности намагниченности, хотя и не доказывает ее. Согласно Д.М. Печерскому и В.А. Сафонову (1993), после раннего мела Горный Крым двигался к северу вместе с Восточно-Европейской платформой и Скифской плитой. В то же время полюс по разрезу Кудрино-2 немного, но статистически значимо отличается от полюсов по верхам кампана–маастрихту Юго-Западного Крыма и сильно разнится с полюсом по одновозрастным отложениям Центрального Крыма (табл. 1), что может быть связано с локальными смещениями блоков относительно друг друга. При этом нужно отметить хорошую согласованность (учитывая, что селекция направлений не проводилась) палеоширот, полученных по сантону–маастрихту Юго-Западного Крыма, с имеющимися представлениями о положении Горного Крыма в поздне меловую эпоху (Печерский, Сафонов, 1993).

Средний палеомагнитный полюс и палеоширота, рассчитанные по $ChRM$ в разрезе Аксу-Дере (подпачки XVa–XVc), не увязываются ни с какими известными данными. Поскольку перемагничивание отложений представляется сомнительным, наиболее вероятной причиной большого разброса $ChRM$ остается пока аномальный характер древнего геомагнитного поля.

5. Полученные палеомагнитные данные соответствуют критерию внешней сходимости, то есть согласуются с известными представлениями о магнитопольярной структуре пограничного интервала сантона–кампана (Gradstein et al., 2020). N - и R -зоны легко опознаются как аналоги верхов хрона 34n и низов хрона 33r соответственно.

Совокупность перечисленных признаков, каждый из которых в большей степени совместим с гипотезой о древней природе J_n , чем с предположением о ее вторичном генезисе, свидетельствует

Таблица 2. Содержания малых элементов, доля силикатной примеси (с.п.) и изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в известняках верхнего мела в разрезах Аксу-Дере и Кудрино-2

Образцы	Пачка	Доля с.п. %	Ca, %	Mg, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mn/Sr	Fe/Sr	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ PDB	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Аксу-Дере												
3168/17A	XI	5.9	40.4	0.2	115	425	370	0.31	1.1	3.0	-2.5	0.70741
3168/18A	XI	7.1	40.3	0.2	124	370	510	0.24	0.7	3.1	-4.1	0.70744
3168/19A	XI	7.1	40.2	0.2	150	360	480	0.33	0.8	3.2	-3.6	
3168/21A	XVa	15.7	41.3	0.2	305	650	516	0.59	1.3	2.5	-3.9	0.70745
3168/22A	XVa	18.2	40.2	0.2	320	790	530	0.61	1.5	2.6	-4.6	0.70747
3168/23A	XVb	15.0	38.4	0.2	310	725	540	0.58	1.3	2.9	-3.8	0.70744
3168/24A	XVb	13.8	40.6	0.2	309	605	560	0.55	1.1	2.9	-4.1	
3168/26A	XVb	16.5	39.9	0.2	286	710	640	0.45	1.1	2.7	-4.3	0.70748
3168/27A	XVb	12.9	37.5	0.2	246	564	556	0.44	1.0	2.6	-2.9	
3168/28A	XVb	9.9	39.6	0.2	250	605	590	0.43	1.0	2.9	-3.5	0.70752
3168/29A	XVc	15.0	40.8	0.2	260	580	620	0.41	0.9	2.8	-4.5	0.70751
Кудрино-2												
3184/1A	XVb	8.6	39.8	0.3	260	760	420	0.61	1.8	2.7	-4.3	
3184/1	XVc	8.2	39.5	0.2	275	660	415	0.66	1.6	2.4	-2.7	0.70750
3184/5	XVc	7.1	40.6	0.2	224	636	480	0.46	1.3	2.7	-4.3	0.70751
3184/6	XVc	0.7	39.5	0.2	244	700	470	0.52	1.5	2.6	-3.9	
3184/7	XVc	5.2	40.0	0.2	218	775	516	0.42	1.5	2.6	-3.6	0.70751
3184/9	XVc	5.6	39.6	0.2	237	670	510	0.46	1.3	2.6	-3.9	
3184/11	XVd	8.9	39.2	0.2	210	720	510	0.42	1.4	2.7	-4.1	0.70752
3184/15	XVd	6.4	40.0	0.2	240	680	535	0.45	1.3	2.7	-3.8	
3184/19	XVIa	1.7	39.6	0.2	248	710	556	0.45	1.3	3.0	-4.3	0.70750
3184/20	XVIa	2.4	39.9	0.2	274	715	540	0.51	1.3	3.1	-4.2	
3184/24	XVIb	13.4	39.7	0.2	240	1100	590	0.41	1.9	2.9	-4.5	0.70753
3184/26	XVIb	10.6	39.7	0.3	220	1090	624	0.36	1.7	3.1	-3.8	
3184/29	XVIb	12.7	39.9	0.3	248	1195	720	0.34	1.7	2.9	-3.6	0.70752
3184/31	XVIc	19.4	39.8	0.3	269	1226	680	0.39	1.8	2.9	-3.5	
3184/32	XVIc	10.1	39.7	0.3	274	1250	700	0.39	1.8	2.9	-3.6	
3184/34	XVIc	13.6	39.5	0.3	270	1205	670	0.41	1.8	2.8	-4.4	0.70753
3184/37	XVI d	12.9	39.8	0.3	304	1020	640	0.48	1.6	2.8	-3.6	
3184/40	XVI d	6.2	39.0	0.3	297	890	660	0.45	1.3	3.1	-6.1	0.70755
3184/42	XVI d	13.2	39.2	0.3	308	995	646	0.48	1.5	3.0	-4.9	
3184/43	XVI d	19.8	39.3	0.2	310	990	670	0.46	1.5	2.5	-6.2	0.70752

в пользу того, что зафиксированная нами последовательность магнитозон отражает режим геомагнитного поля на рубеже сантона–кампана. Полученные данные удовлетворяют 5 критериям из 8, принятым для оценки надежности магнитостратиграфических материалов. Этого достаточно для признания их кондиционными (Дополнения..., 2000).

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Авторами получены первые результаты комплексного изотопно-геохимического изучения образцов сантонских–кампанских карбонатных

пород в разрезах Кудрино-2 и Аксу-Дере (табл. 2). Содержания Ca, Mg, Fe, Mn и Sr и изотопный состав углерода и кислорода определены в 31 образце (11 – из т.н. 3168, Аксу-Дере и 20 – из т.н. 3184, Кудрино-2). Изотопный состав Sr определен в 18 образцах (8 – из т.н. 3186, Аксу-Дере и 10 – из т.н. 3184, Кудрино-2).

Содержания Ca, Mg Mn, Fe и Sr определены в карбонатной части породы, после растворения 30–35 мг истертого образца в 0.6N растворе HCl. Концентрации определялись на атомно-эмиссионном спектрометре ICPE-9000 (МАСВ, СПбГУ, Санкт-Петербург). Некарбонатная примесь отвечает веществу, оставшемуся после растворения в 0.6N HCl. По данным рентгенофазового анализа

нерастворимый остаток сложен кварцем и глинистыми минералами. Содержания главных и малых элементов пересчитаны с учетом доли силикатной примеси.

Измерение изотопного состава С и О в образцах проведено на масс-спектрометре Delta V Advantage с приставкой GasBench II (ЦКП “Геонаука”, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН). Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ даны в промилле относительно стандарта V-PDB (табл. 2). При калибровке использованы международные стандарты NBS-18 и NBS-19. Ошибка определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составляет $\pm 0.15\text{‰}$ (1σ).

Изучение изотопного состава Sr в карбонатных породах проведено с использованием ступенчатого растворения, включавшего предварительную обработку навески образца (около 30 мг) 0.01N раствором HCl и последующее растворение в 1N соляной кислоте. Выделение Sr из полученных химических растворов проводили хроматографическим способом (Кузнецов и др., 2006). Изотопный состав Sr измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Среднее значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном образце NIST SRM 987 в период работы составило 0.71025 ± 0.00001 ($2\sigma_{\text{средн.}}, n = 5$).

Все изученные образцы представлены известняками, карбонатная часть которых сложена кальцитом ($\text{Mg} < 0.3\%$). Содержание силикатной примеси в образцах варьирует в широких пределах от 0.7 до 19.8% (табл. 2, рис. 5), обнаруживая ритмичность. Содержание терригенной примеси в известняках в пачке XI составляет 6–7%, затем резко увеличивается в основании пачки XV до 16–18% и постепенно понижается к кровле этой пачки до 5–8%. Содержание терригенной примеси в пачке XVI увеличивается от 1–2 до 10–19%.

Наиболее низкие содержания Mn (115–157 мкг/г), Fe (360–420 мкг/г) и Sr (370–510 мкг/г) характерны для известняков пачки XI разреза Аксу-Дере. В пачке XV содержание Mn в известняках понижается от 320 до 210 мкг/г, содержание Fe стабильно высокое 560–800 мкг/г, а содержание Sr растет от 516 до 620 мкг/г в разрезе Аксу-Дере и от 415 до 535 мкг/г в разрезе Кудрино. В пачке XVI содержание Mn повышается от 220–240 до 320 мкг/г, содержания Fe и Sr очень высокие и достигают 890–1250 и 600–720 мкг/г соответственно.

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках пачки XI варьирует от 0.70741 до 0.70744 (табл. 2, рис. 5). В подпачке XVa оно составляет 0.70744–0.70747, а затем повышается вверх по разрезу: в подпачке XVb – 0.70744–0.70752, в подпачках XVc и XVd – 0.70750–0.70752, а в пачке XVI остается в пределах 0.70750–0.70755.

Значение $\delta^{13}\text{C}$ в известняках варьирует от 2.4 до 3.2‰, а значение $\delta^{18}\text{O}$ от –6.2 до –2.7‰ (табл. 2).

По значениям $\delta^{13}\text{C}$ в известняках можно выделить три интервала, которые согласуются с выделенными литологическими интервалами. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в пачке XI стабильно высокие 3.0–3.2‰, в пачке XV заключены в пределах от 2.4 до 2.9‰, а в пачке XVI изменяются преимущественно от 2.9 до 3.1‰ (табл. 2).

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках пачки XV в целом имеет обратную корреляцию с отношением Mn/Sr и прямую корреляцию с отношением Fe/Sr. Эта картина отличается от нормальной положительной зависимости между этими параметрами, наблюдаемой при эпигенетической перекристаллизации известняков в результате контакта с подземными растворами и поверхностными водами (Кузнецов и др., 2005, 2006). Разнонаправленные тренды зависимостей значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с Mn/Sr и Fe/Sr указывают на значительно более сложную диагенетическую историю известковых отложений в разрезах Кудрино и Аксу-Дере.

К сожалению, изученные образцы в полной мере не удовлетворяют геохимическим критериям сохранности для выбора мезозойских известняков при оценке изотопного состава стронция в морской воде (Jones et al., 1994; Кузнецов и др., 2017). Например, значения геохимических критериев для наименее измененных верхнеюрских известняков Байдарской котловины и плато Демерджи составляли: $\text{Mg}/\text{Ca} < 0.03$, $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 1.5$ (Рудько и др., 2014, 2017). В то время как в разрезах Аксу-Дере и Кудрино-2 в половине выборки (в 17 образцах) отношение $\text{Fe}/\text{Sr} \geq 1.5$, а значение Mn/Sr превышено во всех образцах и составляет от 0.24 до 0.66 (табл. 2). Возможно, карбонатные породы частично обогатились Fe и, особенно, Mn при взаимодействии с поверхностными водами во время тектонического поднятия толщ (Кузнецов и др., 2006; Рудько и др., 2014, 2017). Нельзя исключить, что повторный отбор проб на значительном удалении от дневной поверхности позволит выявить образцы с минимально нарушенными Sr-изотопными системами.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ (от –6.2 до –2.7‰) в изученных известняках ниже, чем в мезозойских морских карбонатах тетических палеобассейнов (от –2 до 0‰). Однако значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ не обнаруживают зависимостей как друг от друга, так и от отношений Mn/Sr и Fe/Sr. Это обстоятельство свидетельствует об отсутствии эпигенетической перекристаллизации при участии атмосферных вод (Покровский и др., 2020). Все известняки удовлетворяют геохимическим критериям сохранности для выбора образцов с ненарушенными С-изотопными системами (Jones et al., 1994; Семихатов и др., 2004; Кузнецов и др., 2006; Рудько и др., 2014, 2017). Значения $\delta^{13}\text{C}$ согласуются с аналогичными значениями в мезозойских морских карбона-

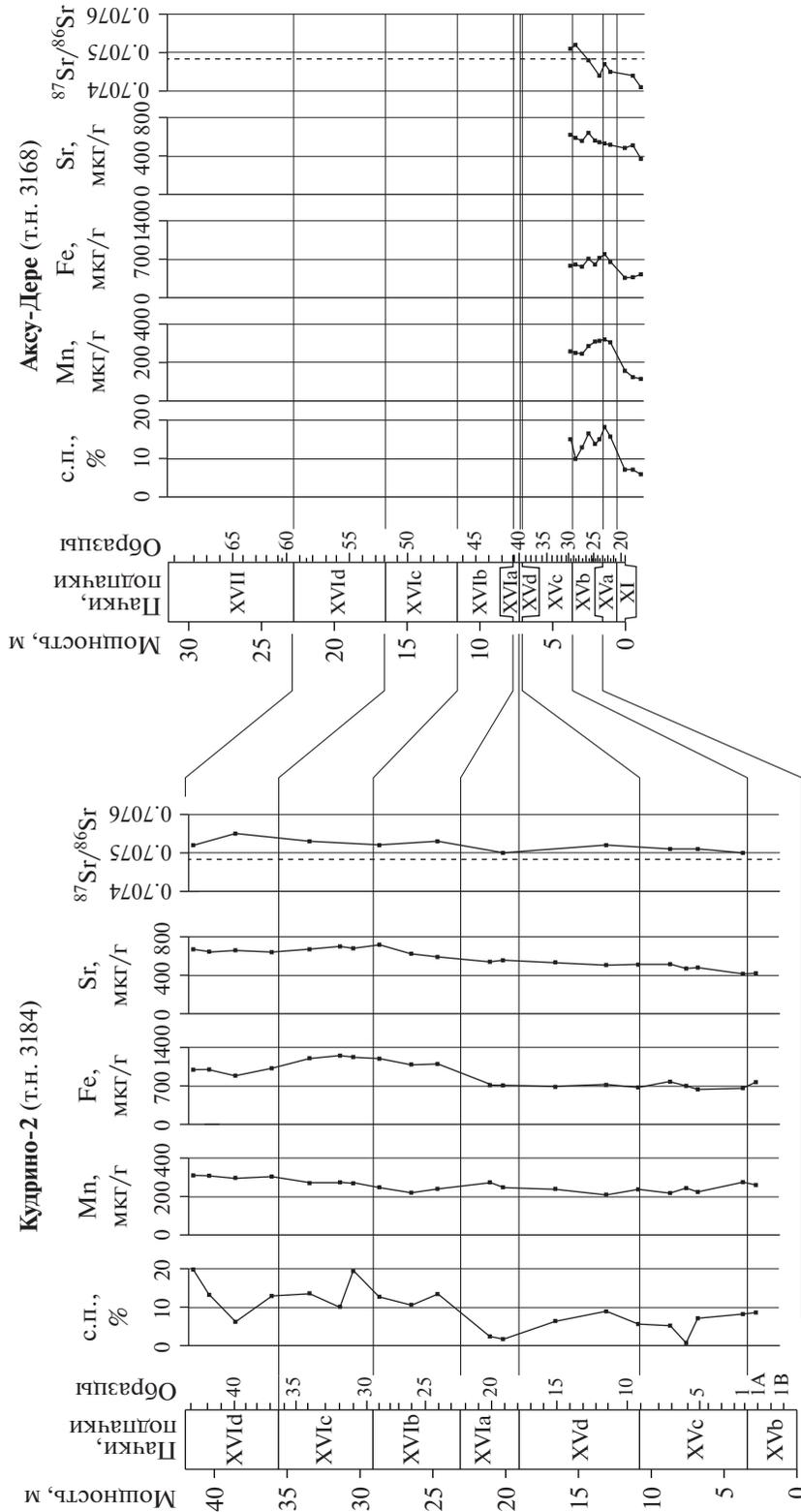


Рис. 5. Вариации количества силикатной примеси (с.п.), содержания Mn, Fe, Sr и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в разрезах Аксу-Дере и Кудрино. Пунктирная линия соответствует значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на границе сантона—кампана (McArthur et al., 2012).

тах тетических палеобассейнов (Wagreich et al., 2010; Zakharov et al., 2013; Wendlер, 2013).

Вариации значения $\delta^{13}\text{C}$ в сводном разрезе Кудрино–Аксу-Дере обнаруживают по крайней мере два положительных экскурса: нижний – в пачке XI разреза Аксу-Дере (коньякский ярус) и верхний – в подпачке XVIa разреза Кудрино-2, вблизи предполагаемой границы сантона–кампана (рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление изученных разрезов по комплексным данным

Палеонтологические, палеомагнитные и изотопно-геохимические данные большей частью согласуются с детальным расчленением и корреляцией изученных разрезов по литологическим и петромагнитным данным (рис. 6), а имеющиеся расхождения вполне объяснимы.

Результаты анализа планктонных (ПФ) и бен-тосных (БФ) фораминифер согласуются с литолого-петромагнитной корреляцией разрезов и способствуют ее детализации (рис. 6).

Граница зон UC13 и UC14 по наннопланктону в изученных разрезах приурочена к разным литологическим подразделениям: к подпачке XVd в разрезе Кудрино-2 и подпачке XVc в разрезе Аксу-Дере (рис. 6). Однако из-за бедности комплексов наннофоссилий в разрезе Кудрино-2 подошва UC14 в нем установлена условно (см. раздел “Наннопланктон” в (Гужиков и др., 2021)), и, возможно, она располагается ниже по разрезу.

Материалы по диноцистам можно согласовать с результатами литолого-петромагнитного сопоставления разрезов, если комплекс ДК-1 (подпачки XVIa–XVIc в разрезе Кудрино-2) считать аналогом ДАД-2 (подпачки XVIa–XVIc в разрезе Аксу-Дере). Датировка обоих комплексов концом сантона–началом кампана допускает это, но тенденция к потеплению вод, выявленная в Аксу-Дере по снижению вверх по разрезу количества *Chatangiella* и *Isabelidium*, дает основание считать ДАД-2 моложе ДК1 (см. раздел “Палинология” в (Гужиков и др., 2021)). Вместе с тем немногочисленных данных о диноцистах, полученных по четырем уровням в разрезе Аксу-Дере и, фактически, по трем уровням в разрезе Кудрино-2, недостаточно для однозначного вывода о разновозрастности ДАД-2 и ДК-1. Поэтому изменять литолого-петромагнитную корреляцию разрезов на основе палинологических материалов преждевременно.

Палеомагнитные данные совместимы с предлагаемой версией корреляции разрезов, но не способствуют ее уточнению. В разрезе Аксу-Дере пачки XVI–XVII преимущественно перемагнитнены (см. раздел “Магнитостратиграфия”), однако

с высокой вероятностью время их формирования соответствует хрону 33г, аналоги которого установлены в разрезе Кудрино-2 (рис. 6).

Детальная корреляция разрезов по комплексным данным подтверждает значительно большую полноту подпачек XVb–XVIa в разрезе Кудрино-2, по сравнению с разрезом Аксу-Дере, и позволяет составить сводный био-, хемо- и магнитостратиграфический разрез пограничного интервала сантона–кампана Кудрино–Аксу-Дере (рис. 6).

Сопоставление пограничного интервала сантона–кампана Юго-Западного и Центрального Крыма

Первые (и пока единственные) комплексные микропалеонтологические (наннопланктон, диноцисты, ПФ, БФ) и магнитостратиграфические данные по сантону–кампану Центрального Крыма имеются по разрезу горы Алан–Кыр близ Белогорска (Гужиков и др., 2019; Копаевич и др., 2020; Ovechkina et al., 2021). Они показали существенно иную картину сочетания микропалеонтологических и палеомагнитных результатов, чем в Юго-Западном Крыму (рис. 7).

Варианты детальных корреляций пограничного интервала сантона–кампана Юго-Западного и Центрального Крыма по БФ, ПФ, наннопланктону и диноцистам противоречат друг другу (рис. 7). Причинами подобной несогласованности могут быть как диахронность биостратиграфических границ вследствие фациальной зависимости микропалеонтологических комплексов (отложения Центрального Крыма более глубоководные), так и недостаточная представительность микропалеонтологических данных. Комплекс ПФ на Алан-Кыре гораздо беднее, чем в разрезе Кудрино-2, сохранность наннопланктона плохая или средняя в обоих разрезах, а остатков диноцист в некоторых интервалах разрезов не обнаружено вовсе.

В целом результаты биостратиграфических корреляций не соответствуют магнитостратиграфическому сопоставлению разрезов. Согласованное поведение микрофаунистических (за исключением БФ) и палеомагнитных границ наблюдается только для оснований зон UC13 и *Dicarinella asymetrica*, которые в разных районах Крыма располагаются ниже подошвы хрона 33г (рис. 7). Но корреляция более молодых отложений по наннопланктону и ПФ вступает в кардинальное противоречие с палеомагнитными данными: подошвы зон UC14 и *G1. elevata* в Юго-Западном Крыму располагаются ниже подошвы хрона 33г, а в Центральном Крыму – в его кровле (рис. 7). Если не предполагать наличие крупного перерыва в осадконакоплении в разрезе Алан–Кыр (к чему нет оснований), то результаты корреляции указывают на временной сдвиг микропалеонтологических гра-

Алан-Кыр,
 Центральный Крым
 (Гужиков и др., 2019;
 Копаевич и др., 2020;
 Ovechkina et al., 2021)

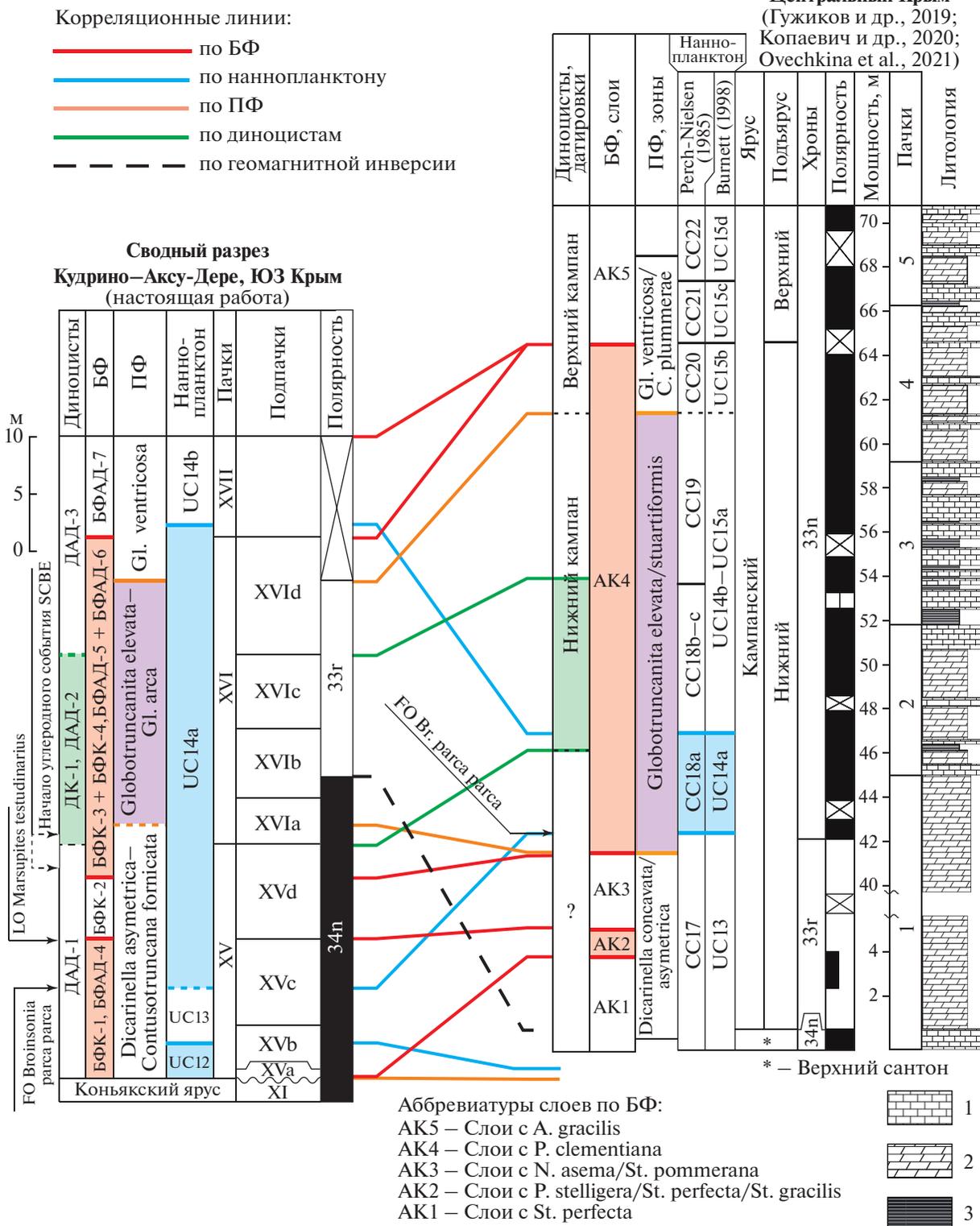


Рис. 7. Сопоставление разрезов пограничного интервала сантона–кампа Юго-Западного и Центрального Крыма. Условные обозначения: 1 – известняки, 2 – мергели, 3 – глины.

ниц, сопоставимый с продолжительностью хрона 33r (~ 4 млн лет), что совершенно нереально.

Нижекампанские отложения Алан-Кыра, в которых следовало бы ожидать намагниченность обратного знака, соответствующую хрону 33r, могли быть полностью перемагничены более поздним полем противоположного знака. Но против такого предположения свидетельствует доскладчатый возраст компонент J_n , соответствующих нормальной полярности (Гужиков и др., 2019), что, впрочем, не исключает возможность перемагничивания в промежутки времени между окончанием литификации осадка и складчатостью.

Поскольку противоречий при сопоставлении пограничного интервала сантона—кампана Юго-Западного и Центрального Крыма по данным разных методов фиксируется очень много, а ни микропалеонтологические, ни палеомагнитные данные по Алан-Кыру не безупречны, без проведения дополнительных, более детальных исследований нельзя безоговорочно принять ни одну версию интерпретации.

Возможное положение границы сантонского и кампанского ярусов

Морские лилии, аммониты, белемниты. Уровень исчезновения (LO) вида-индекса *Marsupites testudinarius* рекомендован в качестве основного критерия для определения нижней границы кампанского яруса (Schulz et al., 1984; Hancock et al., 1996; Hampton et al., 2007; Gale et al., 2008; Ogg, Hinnov, 2012 и др.). В разрезе Аксу-Дере это биособытие выявлено в верхней части подпачки XVc. Таким образом, границу сантона и кампана, по данным распределения морских лилий, следует определить по кровле подпачки XVc (рис. 6).

В разрезе Кудрино-2 находки *M. testudinarius* отсутствуют.

Находка в разрезе Аксу-Дере *Parapuzosia (P.) cf. leptophylla* (Барабошкин, Фокин, 2019) подтверждает отнесение подпачки XVc к сантону. Обнаруженные ростры белемнитов *Actinosama verus* и *A. cf. verus* (Барабошкин, Фокин, 2019) не уточняют положение сантонской—кампанской границы, но и не противоречат датировке пачки XVI ранним кампаном.

Известковый наннопланктон. Результаты определений наннопланктона в узком (полутораметровом) пограничном интервале сантона—кампана, полученные ранее (Фокин и др., 2018), допускали положение ярусной границы в разрезе Аксу-Дере вблизи кровли пачки XV. Согласно новым данным, граница зон UC13 и UC14 приурочена в сводном разрезе Кудрино—Аксу-Дере к середине подпачки XVc, а подошва UC13 располагается внутри подпачки XVb (рис. 6).

Если исходить из принятых в Шкале геологического времени (GTS-2016) (Ogg et al., 2016) соотношений наннопланктонных зон и ярусов (рис. 8), то подошва кампана располагается внутри подпачки XVb, по крайней мере на уровне подошвы зоны UC13 или еще ниже по разрезу. Однако при сопоставлении этих данных с аналогичными материалами по другим регионам ситуация оказывается далеко не столь однозначной. Например, в разрезе Сиффорд (Seaford) (Англия) основание зоны UC13 располагается в среднем сантоне, то есть гораздо ниже уровня исчезновения марсупитов, маркирующего подошву кампана (Thibault et al., 2016) (рис. 8), а в иранском разрезе Шахнешин (Shahneshin) и основание зоны UC14 приурочено к средней части сантона (Razmjooei et al., 2014, 2018) (рис. 9). После переинтерпретации стратиграфических данных по разрезу Шахнешин (Razmjooei et al., 2020) подошва UC14 совмещена с основанием кампана. Исходя из этого, уровень сантонской—кампанской границы в сводном разрезе Кудрино—Аксу-Дере расположен в середине подпачки XVc (рис. 6).

Планктонные фораминиферы. Установление границы сантонского и кампанского ярусов в Крыму на основании распределения в разрезах ПФ связано с определенными трудностями. Использование тетических зональных шкал по ПФ в Перитетической области (Маслакова, 1967, 1978; Caron, 1985; Robaszynski, Caron, 1995; Premoli Silva, Sliter, 1999; Кобаевич, 2010; Кобаевич, Vishnevskaya, 2016; Кобаевич, Алексеев, 2019; Coccioni, Premoli Silva, 2015) осложняется тем, что виды-индексы ПФ представлены, как правило, единичными экземплярами. В Крыму они крайне редки или отсутствуют вовсе, как, например, *Dicarinella concavata/asymetrica* (Маслакова, 1967, 1978). В таких случаях приходится использовать другие таксоны, пользующиеся более широким географическим распространением, как, например, *Contusotruncana fornicata* (Walaszczyk, Peryt, 1998; Кобаевич, 2010; Кобаевич, Vishnevskaya, 2016; Vishnevskaya, Kobaevich, 2020). Другой причиной является несовпадение зональных границ с ярусной границей, если ее принимать по распространению *Marsupites*. Критерии проведения границ также не всегда выглядят однозначно. Выделяемые зоны вполне обоснованно носят названия видов, которые являются наиболее яркими “морфотипами”, характеризующими именно этот стратиграфический интервал. Но в начале своего появления они весьма редки, а первые экземпляры зачастую указываются в составе ассоциаций ПФ предшествующей зоны. Все это существенно осложняет даже выбор положения границы между зонами, а не только их корреляцию. В разрезе Боттаччоне (Италия) (Premoli Silva, Sliter, 1995) подошва кампана соответствует LO *Dicarinella concavata/asymetrica* при постоянном присутствии *Globotruncanita eleva-*

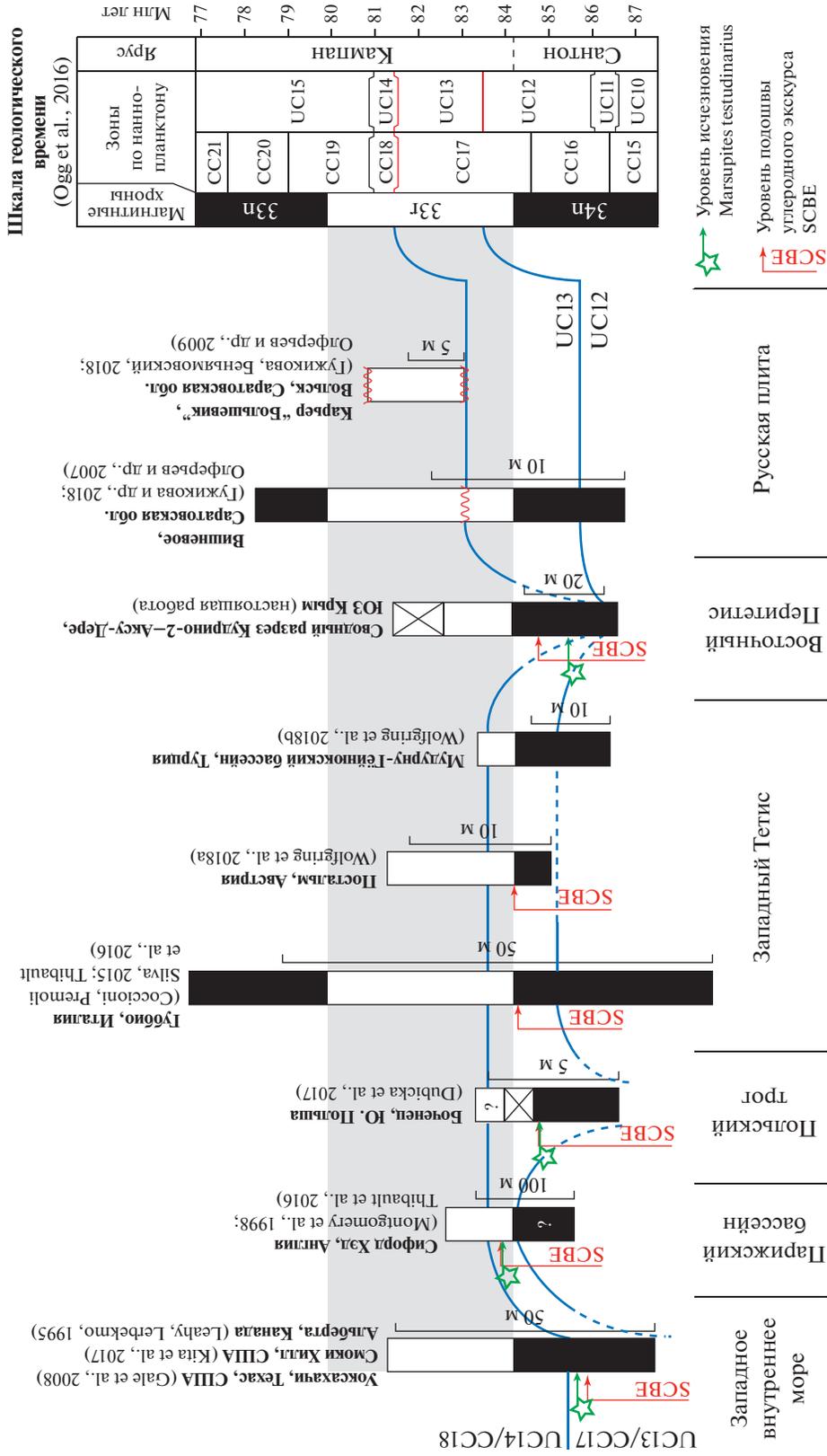


Рис. 8. Результаты калибровки биостратиграфических границ (по наннопланктону и LO M. testudinarius) относительно инверсии 34п–33г и углеродного события SCBE.

ta/stuartiformis, первые экземпляры которых могут появляться в отложениях предшествующей зоны. В разрезе Кудрино-2 граница между ярусами (подошва зоны Gl. elevata) проведена именно по этому признаку в середине подпачки XVIa (рис. 6).

В разрезе Аксу-Дере виды-индексы отсутствуют и зоны выделены на основании вторичных признаков, то есть на основании появления сопутствующих видов. Граница сантона—кампана в этом разрезе может быть проведена по подошве зоны Globotruncana arca, соответствующей по своему объему зоне Gl. elevata (Маслакова, 1978; Брагина и др., 2016; Беньямовский, Копаевич, 2016; Копаевич и др., 2020) (рис. 6).

Бентосные фораминиферы. Подпачки XVb и XVc в разрезе Аксу-Дере содержат комплекс бентосных фораминифер БФАД-4, отвечающий верхнесантонской подзоне Pseudovalvulineria stelligera LC10a по схеме В.Н. Беньямовского (2008), а пачке XVI соответствуют слои БФАД-5 и БФАД-6, сопоставляемые с нижнекампанской зоной Pseudogavelinella clementiana LC12 по схеме В.Н. Беньямовского (2008). Кроме того, в слоях БФАД-5 отмечается совместное присутствие видов Bolivinoides strigillatus (Chapman) и Bolivoides culverensis (Barr), что позволяет соотнести эти слои с нижнекампанской зоной B. culverensis (Walaszczyk et al., 2016). Несмотря на датировки, приведенные в шкалах для Европейской палеогеографической области (Беньямовский, 2008; Walaszczyk et al., 2016) и Южной Англии (Jenkins, Murray, 1989), в пределах Крыма нельзя с уверенностью говорить о раннекампанском возрасте слоев БФАД-5 и БФАД-6, поскольку распространение B. culverensis (Barr) охватывает не только нижний кампан, но и терминальный сантон (Petters, 1977), а Pseudovalvulineria clementiana (d'Orbigny) встречены в марсупитовых, то есть заведомо сантонских, слоях Крыма (Маслакова, 1959). Таким образом, интервал слоев БФАД-5, БФАД-6 относится к пограничному интервалу сантона—кампана, но основание кампана при этом не может располагаться ниже подошвы слоев БФАД-5. Это не противоречит прочим данным, за исключением наннопланктона.

В разрезе Кудрино-2 возраст слоев БФК-1 и БФК-2 определен как позднесантонский, и, следовательно, в сводном разрезе подошва кампана не может располагаться ниже средней части подпачки XVd, что не противоречит данным по БФ в разрезе Аксу-Дере. Слои БФК-3, БФК-4 в разрезе Кудрино-2 соответствуют слоям БФАД-5, БФАД-6 из разреза Аксу-Дере, и, таким образом, граница сантона—кампана может располагаться в интервале от верхов подпачки XVd до кровли пачки XVI (рис. 6).

Диноцисты. Палинологические данные допускают проведение ярусной границы в интерва-

ле от подошвы подпачки XVIa до кровли XVIc, отнесенном, на основании корреляции с опорными английскими разрезами, к терминальной части верхнего сантона—подошве кампана (рис. 6) (см. раздел “Палинология” в (Гужиков и др., 2021)).

Углеродно-изотопная стратиграфия. В разрезе Кудрино-2 при сопоставлении С-изотопных данных с компилятивной кривой $\delta^{13}\text{C}$ (Wendler, 2013) опознается событие SCBE (Santonian—Campanian Boundary Event). Резкое увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$ (то есть подошва SCBE) в разрезе Кудрино-2 располагается несколько ниже основания хрона 33г, так же как и на глобальной кривой $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 9). Отметим, что различие между минимумом и максимумом $\delta^{13}\text{C}$ в пределах SCBE практически одинаково (около 0.7‰) в крымском разрезе и на осредненной глобальной кривой $\delta^{13}\text{C}$. Появившиеся после 2013 г. С-хемостратиграфические данные из разных регионов, с разной степенью выразительности, также фиксируют положительный углеродный экскурс вблизи сантонской—кампанской границы (Wolfgring et al., 2018a). При этом значения $\delta^{13}\text{C}$ в австрийском разрезе Постальм (Postalm), как и в разрезе Кудрино—Аксу-Дере Крыма, начинают возрастать несколько ниже подошвы хрона 33г (рис. 8, 9). Дополнительным доказательством валидности С-изотопных данных по сводному разрезу Кудрино—Аксу-Дере служат повышенные значения $\delta^{13}\text{C}$ в подстилающих коньякских отложениях (пачка XI), соответствующие позднеконьякскому или/и среднеконьякскому положительным изотопным экскурсам (рис. 9).

Изотопный экскурс SCBE предложен в качестве одного из маркеров границы сантона—кампана (Gale et al., 1995, 2008), и по этому признаку нижняя граница кампана в разрезе Кудрино-2 находится в пограничном интервале подпачек XVd и XVIa (рис. 6).

Стронциевая изотопная стратиграфия. На глобальной кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в меловом океане граница сантона—кампана приурочена к смене значений с 0.70744—0.70748 на 0.70750—0.70751 (McArthur et al., 2012). Подобное изменение величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ происходит в верхах подпачки XVb в разрезе Аксу-Дере (рис. 5). Уровень этого изотопного перехода близок к подошве наннопланктонной зоны UC13, но располагается ниже уровня исчезновения Marsupites, приуроченного к кровле подпачки XVc (рис. 6). В разрезе Кудрино-2, где Sr был изучен только в вышележащих отложениях (подпачки XVc, XVd и пачка XVI), все образцы формально попадают в область кампанских значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70750—0.70755). Это несколько выше величин, свойственных морской воде в сантонском веке — 0.70740—0.70748 (McArthur et al., 2012). Такое различие, при условии ненарушенности стронциевой изотопной системы, можно интерпретировать как кампанский воз-

раст верхов подпачки XVb и пачки XVc либо как частичную изоляцию палеобассейна во время накопления позднеантонских карбонатных осадков. Последний вариант маловероятен, поскольку, как показывает пример современных внутриконтинентальных морей Средиземноморья, гомогенизация изотопного состава стронция достигается при относительно высокой степени изоляции бассейнов и солености вплоть до 10–18‰ (Кузнецов и др., 2012). Обсуждению проблем возраста отложений и положения ярусной границы в сводном разрезе Кудрино–Аксу-Дере на основе Sr-изотопных данных препятствует отмеченное выше несоответствие изученных образцов геохимическим критериям. Сопоставление полученных определений изотопного состава стронция с аналогичными материалами по разновозрастным отложениям ряда других регионов (например, по опорным разрезам сантона–кампана в австрийских Альпах) затруднено ввиду отсутствия по ним геохимического подтверждения сохранности Sr-изотопных систем (Wagreich et al., 2010; Wolfgring et al., 2018a).

Магнитостратиграфия. Низы сводного разреза Кудрино–Аксу-Дере (пачка XV, подпачка XVIa и низы подпачки XVIb) охвачены нормальной полярностью, а верхи (верхние две трети пачки XVIb, подпачки XVIc, XVI d и, вероятно, пачка XVII) – обратной полярностью. Это согласуется с традиционными представлениями о палеомагнитной структуре пограничного интервала сантона–кампана, отраженными в Шкале геомагнитной полярности – GPTS (Gradstein et al., 2020): согласно им, сантону соответствуют верхи хрона 34n, а основанию кампана – низы 33g (рис. 8). Общепринятой точки зрения на соотношение нижних границ кампанского яруса и магнитного хрона 33g в настоящее время не существует (ввиду того, что GSSP кампана еще не определен). По аналогии с последней версией Шкалы геологического времени (Gradstein et al., 2020), где основание хрона 33g совпадает с подошвой кампана, этот ярусный рубеж в разрезе Кудрино-2 устанавливается внутри подпачки XVIb (уровень между обр. 24 и 25) по нижней границе магнитозоны R1 (рис. 6).

Проблемы глобального трассирования стратиграфических границ в пограничном интервале сантона–кампана и выбора первичного маркера ярусной границы

Морские лилии. Калибровка уровня исчезновения *Marsupites testudinarius* относительно геомагнитной инверсии 34n–33g показывает, что в сводном разрезе сантона–кампана Южной Англии он расположен выше инверсии, в польском разрезе Боченец (Boceniec) примерно на уровне инверсии, а в Юго-Западном Крыму и Северной Америке ниже палеомагнитной границы (рис. 8).

Следует отметить, что в североамериканских разрезах отмечены находения не самого *Marsupites testudinarius*, а *Marsupites sp.* в комплексе с *Uintacrinus socialis*. Исходя из постулата о глобальной синхронности инверсионных событий, следует заключить, что *M. testudinarius* исчезли в Англии позже, чем в остальных регионах. К сожалению, в Америке находки *Marsupites* и палеомагнитные определения сделаны в разных, удаленных друг от друга разрезах, а о положении подошвы хрона 33g в разрезе Боченец можно судить лишь предположительно, потому что зона обратной полярности обоснована аномальными палеомагнитными направлениями всего с двух уровней. Но исключение этих ненадежных данных не влияет на вывод о том, что уровень LO *M. testudinarius* в Англии моложе, чем в Крыму.

Диахронность LO *M. testudinarius* устанавливается также относительно начала положительного углеродного экскурса SCBE. В сводном разрезе Кудрино–Аксу-Дере пики SCBE-a и SCBE-b опознать невозможно из-за ограниченного числа изотопных определений. Поэтому хемотратиграфическая корреляция проводилась нами не по углеродным максимумам, как это принято, а по характерному возрастанию значений $\delta^{13}\text{C}$, фиксирующему начало события SCBE. В разрезах Сиффорд (Англия), Боченец (Польша) и Уоксахачи (Waxahachie) (Северный Техас) LO *Marsupites* располагается выше уровня, соответствующего началу SCBE, на ~2, ~0.5 и ~8 м соответственно, а в Юго-Западном Крыму – минимум на 6 м ниже изотопного репера (рис. 6). Таким образом, результаты калибровок, проведенных независимыми способами (по геомагнитной инверсии и изотопному событию), приводят к одинаковому выводу: в Крыму *M. testudinarius* исчезли раньше, чем в Англии.

В Англии уровни исчезновения марсупитов и начала SCBE моложе геомагнитной инверсии на ~450 тыс. лет (временной интервал, эквивалентный продолжительности зоны *M. testudinarius* и части зоны *Uintacrinus socialis* или наннопланктонной подзоны UC13ii), согласно результатам астрохронологической калибровки разреза Сиффорд (Thibault et al., 2016).

В Техасе время, прошедшее после начала углеродного события и до исчезновения марсупитов, меньше длительности наннопланктонной подзоны UC13a (Gale et al., 2008) (~0.5 млн лет, если предположить, что длительность всех трех подзон примерно одинакова), то есть порядка первых сотен тысяч лет.

В разрезе Кудрино–Аксу-Дере интервалу от исчезновения *M. testudinarius* до начала углеродного экскурса и геомагнитной инверсии соответствует только часть наннопланктонной подзоны UC14a. Если ориентироваться на GTS-2016 (Ogg

et al., 2016), в которой продолжительность зоны UC14 ~200 тыс. лет, то длительность каждой из четырех наннопланктонных подзон составит не более 50 тыс. лет. Эта оценка является верхним пределом длительности временного сдвига между LO M. testudinarius и началом SCBE (или между LO M. testudinarius и геомагнитной инверсией) в Крыму.

Полученные нами оценки диахронности, возникающей при глобальном прослеживании уровня вымирания Marsupites, весьма приблизительны. Тем не менее они подтверждают сомнения в надежности вымирания, как маркирующего события для определения стратиграфических границ, отраженного в правилах выбора лимитотипа (Дополнения..., 2000; Remane et al., 1996). В любом случае, неустранимыми недостатками уровня исчезновения M. testudinarius, как главного признака для определения нижней границы кампана, остаются относительно ограниченный ареал и редкая встречаемость этого вида (см. раздел “Иглокожие” в (Гужиков и др., 2021)).

Наннопланктон. Результаты палеомагнитной калибровки наннопланктонных зон, выделенных в разрезах разных регионов (рис. 8), на наш взгляд, свидетельствуют о непригодности известковых наннофоссилий в качестве первичных маркеров подошвы кампанского яруса. Обращает на себя внимание, что границы зон могут быть изохронны в пределах одного палеобассейна, например Западного Тетиса. Но при прослеживании в другие регионы (например, от Западного Внутреннего бассейна (Western Interior) к Тетису или от Западного Тетиса к Восточному Перитетису) диахронность границы зон UC13–UC14 (CC17–CC18) относительно геомагнитной инверсии документируется однозначно (рис. 8). Диахронность границы UC12–UC13 фиксируется при сопоставлении с GTS-2016 (Ogg et al., 2016), однако ее трудно комментировать, потому что непонятен механизм калибровки последовательности зон по наннопланктону с палеомагнитной шкалой. Указание на то, что результаты этой калибровки утверждены на заседании рабочей группы по поздне меловым фоссилиям в Лондоне в 2011 г. (Ogg, Hinnov, 2012), не проясняет ситуации.

Независимо разновозрастность бореальных и тетических зон по наннопланктону в пограничном интервале сантона–кампана была установлена по результатам комплексного изучения разреза Шахнешин (Shahneshin) в Иране и трассирования сантонской–кампанской границы от Северо-Западной Европы до Загроса по данным углеродной изотопии (Razmjooei et al., 2014). Оценка временного сдвига при прослеживании границ наннопланктонных зон в разных палеобиогеографических провинциях, полученная и нами, и исследователями иранского разреза, состав-

ляет несколько миллионов лет. Подобная диахронность неприемлема для стратиграфии сантона, имеющего продолжительность около 2 млн лет (Gradstein et al., 2020). Несмотря на то, что стратификация разреза Шахнешин в настоящее время пересмотрена в пользу изохронности события появления (FO) Broinsonia parca parca, маркирующего подошву наннопланктонной зоны UC14 (Razmjooei et al., 2020), возможность подобных ошибок предостерегает от выбора наннопланктонных событий в качестве главных маркеров при глобальном прослеживании нижней границы кампана.

Планктонные фораминиферы. По современным представлениям, рубеж между сантоном и кампаном близок к границе между зонами Dicarinella asymetrica и Globotruncanita elevata (Ogg et al., 2016). По результатам палеомагнитной калибровки (рис. 10), диахронность границы зон D. asymetrica и Gl. elevata относительно геомагнитной инверсии невелика. Повсеместно она приурочена либо к верхам хрона 34n, либо к низам хрона 33r, а в разрезе Губбио (Gubbio) практически совпадает с уровнем геомагнитной инверсии (рис. 10).

Однако использование ПФ в качестве одного из главных маркеров границы сантона–кампана сильно осложняется при исследованиях в тех регионах, где руководящие виды не встречаются или встречаются крайне редко. В разрезе верхнего мела Туаркыра (Туркменистан) граница сантонского и кампанского ярусов, приуроченная к средней части хрона 33r, обоснована Л.Ф. Копаевич по планктонным фораминиферам (Гужиков и др., 2003), но при этом не были обнаружены виды D. asymetrica и Gl. elevata. По результатам магнитохронологической калибровки следует заключить, что установленные по ПФ нижние границы кампана в Северном Средиземноморье и на Туранской плите разнятся по времени на порядок первых млн лет (рис. 10). Комплексы ПФ, выявленные в имеющих палеомагнитную характеристику разрезах сантона–кампана Русской плиты – с. Вишнево (Гужикова и др., 2018) и карьера “Большевик” в Вольске (Гужикова, Беньямовский, 2018), не представляется пока возможным сопоставить со стандартной последовательностью тетических зон по ПФ (рис. 10).

Таким образом, в настоящее время планктонные фораминиферы вряд ли можно рассматривать как один из главных маркеров подошвы кампана в глобальном масштабе. С этим приходится сталкиваться постоянно, так как ПФ весьма зависимы от характера водных масс: температуры, глубины, солености, удаленности от береговой линии и т.д. (Копаевич, Вишнево, 2016; Копаевич, Горбачик, 2017).

Бентосные фораминиферы. Организмы, ведущие придонный образ жизни, сильнее зависят от

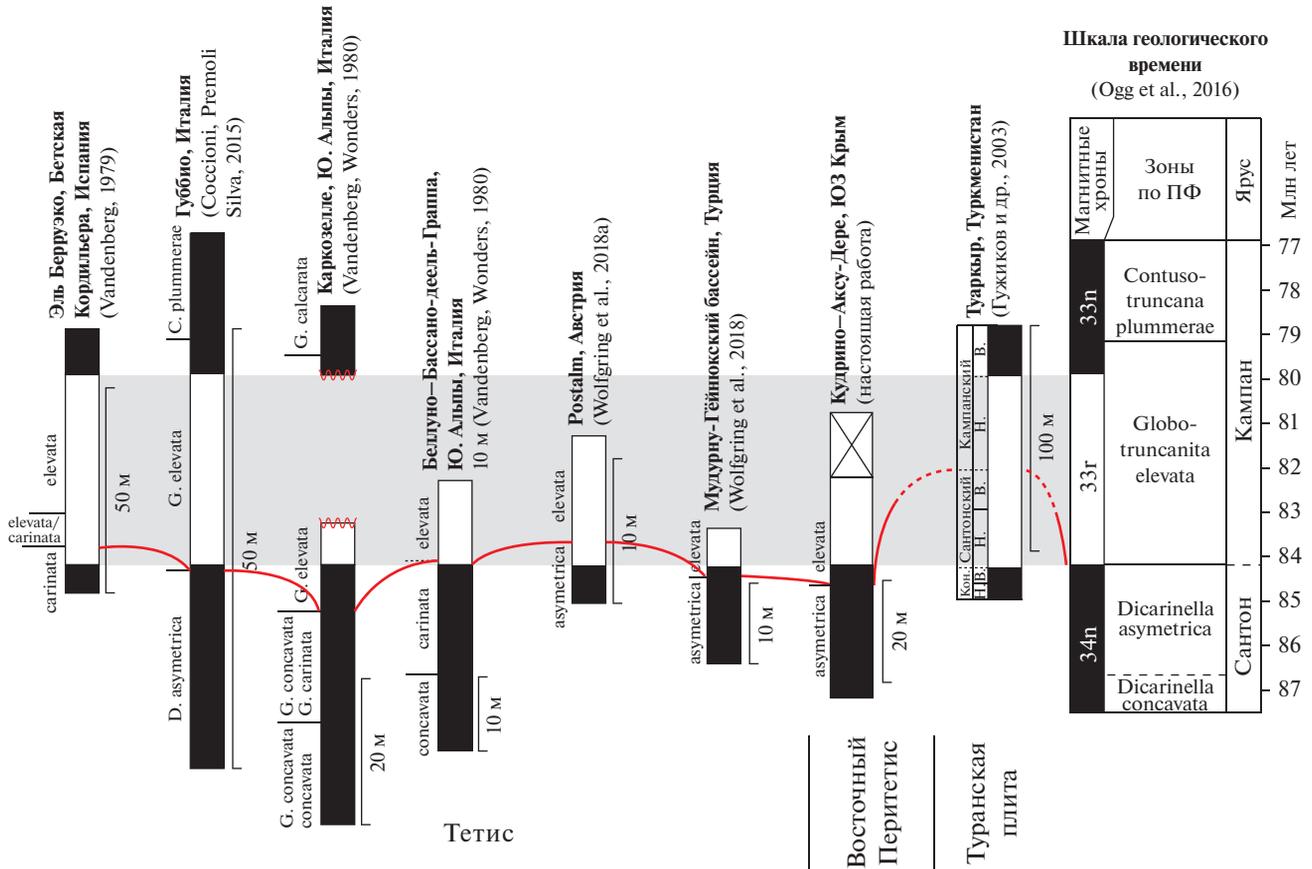


Рис. 10. Результаты палеомагнитной калибровки биостратиграфических границ, обоснованных по планктонным фораминиферам.

фациальных условий, чем планктонные, и поэтому обоснованные по ним границы стратиграфических подразделений ожидаемо диахронны относительно инверсионного уровня в разных регионах (рис. 11). Разное положение уровня появления *P. clementiana* (о чем говорилось выше), с которым связана подошва одноименной зоны нижнего кампана, в разных регионах можно объяснить миграцией вида, начавшейся с юга. В Крыму этот вид установлен в марсупитовых слоях сантона (Маслакова, 1959), а на Русской плите он является маркером нижнего кампана (Беньямовский, 2008), что подтверждает тенденцию проникновения *P. clementiana* в северные широты с юга.

Корреляция зональных шкал по БФ разных регионов приводит к заключению о наличии перерыва в разрезе Кудрино-2, эквивалентного по объему одной или нескольким зонам из схем по БФ, используемых в Англии, Польше и в европейской части России (рис. 11). Это представляется сомнительным, потому что уровень предполагаемого перерыва приходится на середину подпачки XVd (рис. 6), внутри которой видимых следов перерыва не замечено. Более вероятно, что использование зональных схем по БФ эффективно только в пределах

определенных палеобиогеографических провинций, а при сопоставлении различных палеобассейнов в лучшем случае могут быть прослежены только отдельные уровни, например подошва *P. clementiana*.

В целом вопрос о значимости данных по БФ для глобальных корреляций остается открытым, но на данный момент рассматривать БФ в качестве ведущих маркеров нижней границы кампана преждевременно.

Диноцисты. Первые детальные сводки по уровням появления и исчезновения ключевых видов диноцист в верхнем мелу в различных полушариях Земли приведены в работах (Foucher, Monteil, 1998; Williams et al., 2004). В отличие от наннопланктона и планктонных фораминифер, по диноцистам не существует стандартной зональной шкалы. Это обусловлено тем, что их стратиграфическое распространение зависит от физико-химических характеристик водных масс, а также схемы циркуляции поверхностных вод (Norris, 1975; Davies, Norris, 1980; Lentin, Williams, 1980; Williams et al., 1990, 2004; Mudie, 1992; Arai et al., 2000; Лебедева, 2006), поэтому диапазоны

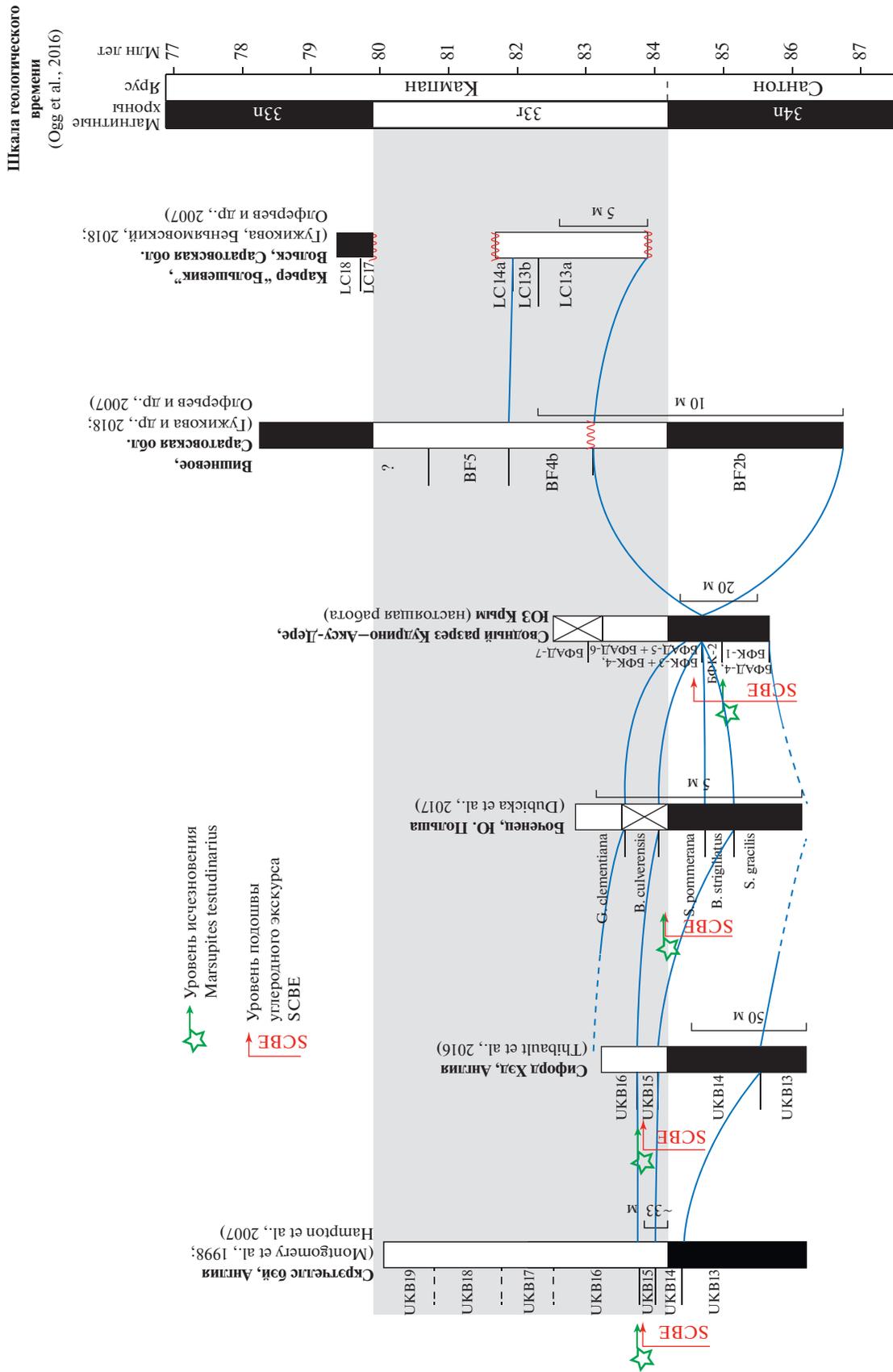


Рис. 11. Результаты палеомагнитной калибровки биостратиграфических границ, обоснованных по бентосным фораминиферам.

видов различны в низких, средних и высоких широтах.

Несмотря на значительный прогресс в изучении верхнемеловых динофлагеллат (Aurisano, 1989; Prince et al., 1999; Ghasemi-Nejada et al., 2006; Davtalab et al., 2018; Razmjooei et al., 2018; Pearce et al., 2020), результатов детальных комплексных стратиграфических исследований ассоциаций сантонских—кампанских диноцист, совместно с ортостратиграфическими группами фауны, изотопными и палеомагнитными данными, не так много. В одной из наиболее полных сводок (Pearce et al., 2020) проведена оценка стратиграфического и палеогеографического распределения ключевых видов диноцист на рубеже сантона и кампана совместно с другими био- и изотопными событиями. Были подтверждены закономерности палеоширотного распространения диноцист: многие виды ограничены Северным полушарием или конкретными климатическими поясами, лишь некоторые оказываются космополитами. Большинство межрегиональных биособытий по диноцистам выявлено для Северо-Западной Европы, что в целом объясняется ее более детальной изученностью. Из 13 диноцистовых уровней для позднесантонского—раннекампанского времени, потенциально рассматриваемых как межрегиональные стратиграфические реперы, только исчезновение *Heterosphaeridium difficile* имеет субглобальное распространение. Возраст данного события устанавливается как 84.61 млн лет (Pearce et al., 2020), что близко к возрасту основания кампана, оцениваемого в последнем варианте шкалы геологического времени (GTS-2020) как 83.7 ± 0.5 млн лет (Gradstein et al., 2020).

Хемо- и магнитостратиграфия. Изотопно-стратиграфические и палеомагнитные реперы изохронны в глобальном масштабе и, в силу этого, используются для калибровки биостратиграфических границ в разных регионах. Теоретически хемо- и магнитостратиграфические характеристики могут быть получены повсеместно, но практически этому препятствуют разнообразные факторы, влияющие на сохранность первичных сигналов.

Как было показано, положения нижней границы кампана, определяемые разными методами, не только не совпадают между собой в Юго-Западном Крыму, но даже с помощью одного и того же метода могут определяться по-разному, потому что трассирование границы зависит от выбора шкалы или опорного разреза.

Подобные расхождения являются следствием диахронности биостратиграфических границ. Поэтому для изохронной корреляции стратиграфических границ должны привлекаться непалеонтологические признаки. В качестве главного критерия для обоснования уровня нижней границы кампана целесообразно использовать основа-

ние магнитного хрона 33г, что неоднократно предлагалось авторами Шкалы геологического времени (Ogg et al., 2016; Gradstein et al., 2020) и другими исследователями (Wolfgring et al., 2018a, 2018b; Гужиков и др., 2020 и др.), и положительный углеродный экскурс SCBE.

Палеомагнитный критерий представляется нам более предпочтительным. Вариации стабильных изотопов в пограничном интервале сантона—кампана разных регионов, как показывает опыт, могут сильно различаться. Например, изотопные события (SCBE, MCE, LCE) нельзя однозначно идентифицировать в Иране (Razmjooei et al., 2014, 2018, 2020), причем исследователи разреза Шахншин не связывают эти расхождения с эпигенетическими изменениями и техническими причинами, а допускают их обусловленность особенностями эволюции Загросского бассейна (Razmjooei et al., 2020). Уровни же геомагнитных инверсий по своей природе обладают безусловной глобальной изохронностью.

Выбор геомагнитной инверсии в качестве маркера нижней границы кампанского яруса допускается правилами выбора лимитотипа (Дополнения..., 2000). Важно подчеркнуть, что палеомагнитный признак предлагается для обоснования уровня границы, но не для определения пограничного интервала сантона—кампана. Магнитостратиграфический метод не пригоден для самостоятельного датирования пород, и его эффективность проявляется только при условии синтеза палеонтологических и физико-химических данных.

*Сводный разрез Кудрино—Аксу-Дере —
возможный кандидат в лимитотипы
нижней границы кампанского яруса*

По результатам палеонтологических, седиментологических и физико-химических исследований установлено, что пограничный интервал сантона—кампана в окрестностях с. Кудрино представлен весьма полно. Наличие перерывов в осадконакоплении и конденсации в подпачках XVb—XVIa в разрезе Аксу-Дере компенсируются присутствием аналогов этого интервала в разрезе Кудрино-2 (рис. 6, 12). В обоих разрезах отсутствуют тектонические нарушения и сильные диагенетические изменения.

Сводный разрез Кудрино—Аксу-Дере охарактеризован разнообразными палеонтологическими остатками макро- и микроорганизмов, представлен карбонатными фациями, соответствующими условиям открытого моря шельфового типа, благоприятным для стратиграфических корреляций. В нем зафиксировано большинство биотических событий, рассматриваемых в настоящее время в качестве потенциальных критериев нижней границы кампанского яруса, а именно (рис. 12):

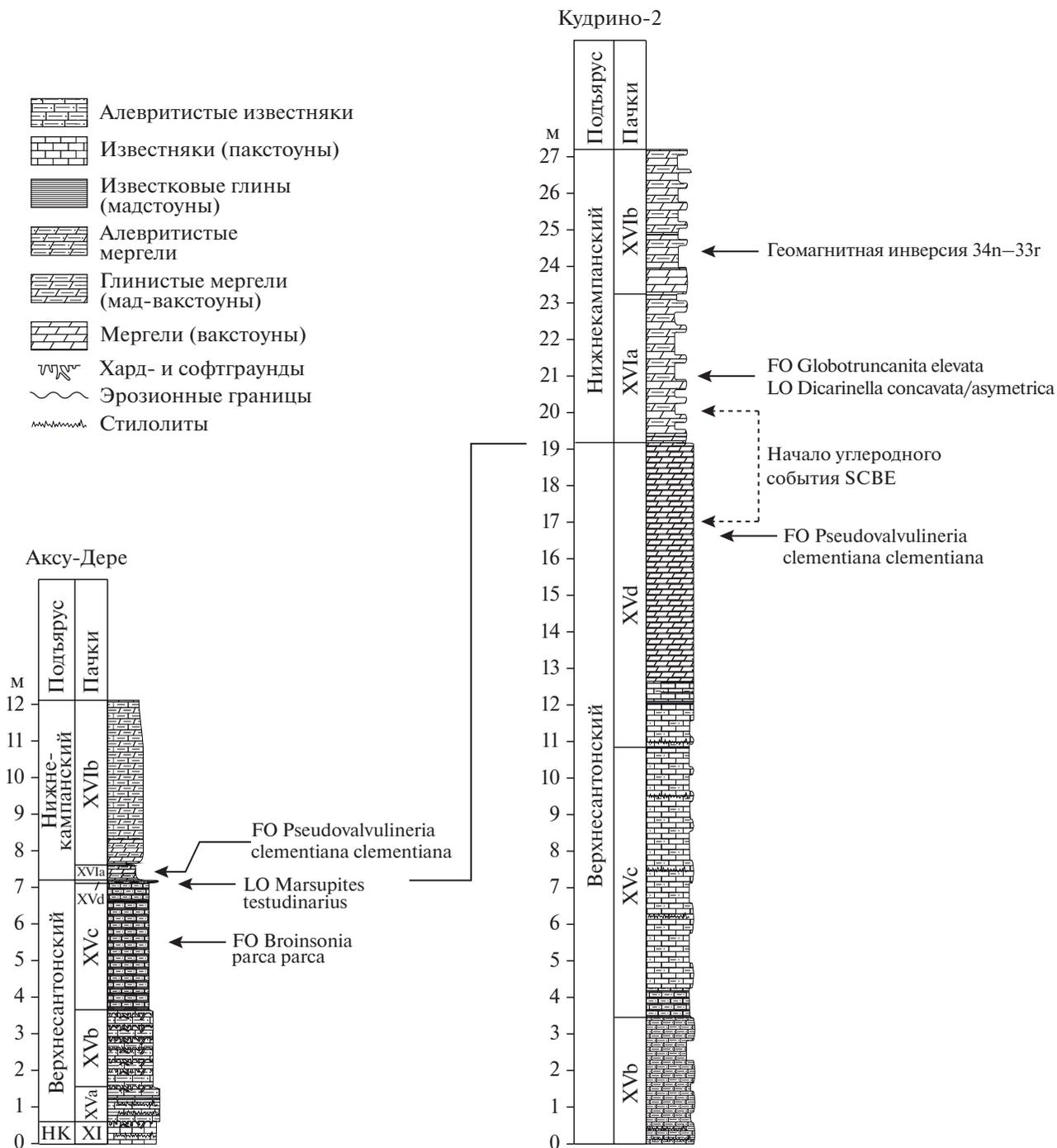


Рис. 12. Последовательность событий в пограничном интервале сантона–кампа разрезв Кудрино-2 и Аксу-Дере.

- уровень LO криноидей *M. testudinarius*;
- FO *B. parca parca* (основание зоны UC14/CC18 по наннопланктону);
- LO *D. concavata/asymetrica* при постоянном присутствии *Gl. elevata/stuartiformis* (основание зоны *Gl. elevata* по ПФ).

Породы пригодны для магнито- и хемотратиграфического изучения. В сводном разрезе выде-

лены две магнитозоны – прямой и обратной полярности. Магнитозона обратного знака однозначно идентифицируется как аналог хрона 33r, поскольку другие хроны обратной полярности вблизи границы сантона и кампа отсутствуют. Характеристических компонент намагниченности, соответствующих обратной полярности, в чистом виде выделить пока не удалось, но существует высокая вероятность того, что увеличение детально-

сти опробования и повторный отбор ориентированных образцов на значительном удалении от дневной поверхности позволят получить более надежную палеомагнитную характеристику разреза.

Вариации $\delta^{13}\text{C}$ по разрезу четко фиксируют событие SCBE, несмотря на рекогносцировочный характер данных, что позволяет обоснованно рассчитывать в перспективе на получение более детальной изотопной характеристики.

Геомагнитная инверсия 34n–33g и положительный углеродный экскурс SCBE могут рассматриваться как главные индикаторы нижней границы кампана среди абиотических событий.

Таким образом, сводный разрез Кудрино–Аксу–Дере отвечает практически всем требованиям, предъявляемым к лимитотипу яруса, в том числе к его расположению в доступном для посещения районе (Remane et al., 1996). Главные кандидаты на роль GSSP кампана в Северном Техасе и Южной Англии (stratigraphy.org) превосходят пока крымский разрез в плане детальности биостратиграфических характеристик, но эта разница представляется не принципиальной. В ближайшей перспективе она может быть ликвидирована за счет более детального и интенсивного изучения, потому что по разнообразию ископаемых остатков пограничный интервал сантона–кампана Юго-Западного Крыма сопоставим с возрастными аналогами в Техасе и Англии. В плане возможностей хемотратиграфического изучения российский разрез не уступает своим американским и британским аналогам, а с точки зрения палеомагнитной пригодности превосходит их. Несмотря на пока недостаточно хорошее качество палеомагнитных данных в Крыму, палеомагнитная характеристика сантона–кампана Южной Англии (Montgomery et al., 1998) выглядит еще более проблематичной, ее магнитостратиграфическая интерпретация до сих пор является предметом дискуссий (Razmjooei et al., 2014, 2018; Thibault et al., 2016). Палеомагнитные данные по разрезу Уоксахачи в Техасе (Gale et al., 2008) отсутствуют вовсе.

ВЫВОДЫ

Главные результаты комплексных исследований сводного разреза Кудрино–Аксу–Дере следующие:

1. Существенно дополнена палеонтологическая и биостратиграфическая характеристика пограничного интервала сантона–кампана Юго-Западного Крыма. Установлены последовательности зон по наннопланктону: UC12, UC13 и UC14 (подзоны UC14a и UC14b) и планктонным фораминиферам: *C. fornicata*, *D. asymetrica*, *Gl. elevata*–*Gl. arca*, *Gl. ventricosa*; слоев с комплексами бентосных фораминифер, характерных для верхнего санто-

на–нижнего кампана Русской плиты и других регионов. Впервые получены палинологические данные и установлена идентичность комплексов диноцист в изученных отложениях и пограничном интервале сантона–кампана Западной Европы.

В сводном разрезе зафиксированы важнейшие биотические события, маркирующие границу сантона–кампана: *LO* криноидей *Magnipites testudinarius*, *FO V. parca parca* (основание зоны UC14/CC18 по наннопланктону) и *LO D. concavata/asymetrica* при постоянном присутствии *Gl. elevata/stuartiformis* (основание зоны *Gl. elevata* по ПФ).

2. Впервые для сантонских и нижнекампанских отложений Юго-Западного Крыма получены палеомагнитная характеристика и данные по стабильным изотопам углерода, кислорода и стронция.

Установлены магнитозоны прямой и обратной полярности – аналоги хронов 34n и 33g. Уровень геомагнитной инверсии 34n–33g в сводном разрезе Кудрино–Аксу–Дере расположен несколько выше *LO M. testudinarius*, но при этом очень близок к положению подошвы кампана, устанавливаемой по планктонным фораминиферам.

К пограничному интервалу сантона–кампана, обоснованному по фораминиферам и диноцистам, приурочен и положительный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ (до 0.7‰), предположительно соответствующий событию SCBE.

Sr-изотопная характеристика фиксирует возрастание отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вверх по разрезу от 0.70741–0.70748 до 0.70750–0.70753, сходное с изменением, которое маркирует границу сантона и кампана на глобальной кривой вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (McArthur et al., 2012). Этот изотопный переход располагается стратиграфически ниже как уровня исчезновения *M. testudinarius*, предлагаемого в качестве главного признака для определения подошвы кампана, так и появлений типично кампанских комплексов фораминифер. Однако обсуждение разногласий в установлении положения ярусной границы, определяемой по данным стронциевой стратиграфии и других методов, преждевременно из-за возможного нарушения Sr-изотопных систем в изученных образцах за счет взаимодействия пород с поверхностными водами. Не исключено, что более адекватные оценки отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ удастся получить по образцам, извлеченным на значительном удалении от дневной поверхности, или по белемнитам и другим ископаемым остаткам, как наиболее пригодным для оценок изотопного состава стронция морской воды (Jones et al., 1994; Кузнецов и др., 2017, 2018).

3. Проведены калибровки палеонтологических реперных уровней относительно уровней геомагнитной инверсии 34n–33g и изотопного события SCBE. Показано, что временной сдвиг

стратиграфических границ, обоснованных по наннопланктону, в удаленных регионах может иметь порядок 10^6 лет.

Подощву кампанского яруса предлагается определять по основанию магнитного хрона 33г — маркеру, позволяющему наиболее точно синхронизировать ярусную границу в разных регионах.

4. Пограничное сантонское—кампанское изотопное событие SCBE на территории Юго-Западного Крыма обусловлено развитием трансгрессии, которой предшествовало падение уровня моря и похолодание вод. Положительный пик $\delta^{13}\text{C}$ практически совпадает с возрастанием в разрезе роли примеси пирокластического материала, связанным с активизацией вулканизма вдоль пояса Средна-Гора—Понтиды—Транскавказье (Никишин и др., 2013) на рубеже сантонского и кампанского веков.

5. По полноте пограничного интервала сантона—кампана, разнообразию палеонтологических остатков, пригодности отложений для магнито- и хемотратиграфического изучения, а также по доступности для посещения сводный разрез Кудрино—Аксу-Дере сопоставим с кандидатами в GSSP нижней границы кампана в Северном Техасе и Южной Англии. Поэтому потенциально он также может претендовать на роль кандидата в лимитотипы или дополнительного (auxiliary) разреза подошвы кампанского яруса.

Для подготовки представления разреза Кудрино—Аксу-Дере в качестве GSSP в Международную комиссию по стратиграфии необходимо продолжить работы по его комплексному изучению. Полученные рекогносцировочные результаты позволяют обоснованно рассчитывать на то, что по мере детализации исследований крымский разрез будет не уступать, а по ряду показателей превосходить американские и британские аналоги с точки зрения требований, предъявляемых к выбору точки глобального стратотипа.

Следует также продолжить поиски более хорошо экспонированных и не менее полных разрезов в междуречье Качи и Бельбека.

Благодарности. Авторы благодарны А.Г. Маникину, В.А. Грищенко, Е.В. Наумову (СГУ) и Д.С. Болотовой (МГУ) за участие в полевом изучении разреза; В.Э. Павлову, Р.В. Веселовскому, Г.П. Маркову и другим сотрудникам лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН за предоставление возможности измерений на криогенном магнитометре; Д.К. Нургалиеву, Д.М. Кузиной (КФУ) и А.М. Суринскому (СГУ) за содействие в работе на коэрцитометре; О.В. Волиной (МАСВ СПбГУ) за помощь в атомно-эмиссионном анализе, И.В. Смолевой (ЦКП “Геонаука”, ИГ Коми НЦ УрО РАН) за анализ стабильных изотопов.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00784-а). Определения бентосных фораминифер выполнены И.П. Рябовым за счет гранта РНФ (проект № 20-77-00028). Результаты исследований планктонных фораминифер получены за счет средств РФФИ (проект № 18-05-00503-а). Изучение ихнофоссилий и определения головоногих моллюсков выполнены Е.Ю. Барабошкиным в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010096-8 (МГУ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабошкин Е.Ю., Фокин П.А.* Находки головоногих моллюсков из пограничного сантон-кампанского интервала разреза Аксудере (Горный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94. С. 77–84.
- Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Фомин В.А., Покровский Б.Г., Грищенко В.А., Маникин А.Г., Наумов Е.В.* Новые седиментологические, магнито-стратиграфические и биостратиграфические данные по разрезу кампана—маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 125–170.
- Беньямовский В.Н.* Схема инфразонального расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон—маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 5. С. 62–74.
- Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф.* Коньяк-кампанский разрез Алан-Кыр, Горный Крым: аспекты биостратиграфии и палеобиогеографии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 2. С. 3–17.
- Брагина Л.Г., Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф.* Радиоларии и фораминиферы из коньяка—кампана разреза Алан-Кыр, Горный Крым, Россия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 44–53.
- Буров Б.В., Ясонов П.Г.* Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань: Изд-во Казанского гос. ун-та, 1979. 168 с.
- Гужиков А.Ю.* О решении “неразрешимых” стратиграфических задач (комментарии к статье В.Ю. Брагина, О.С. Дзюбы, А.Ю. Казанского и Б.Н. Шурыгина “Новые данные по магнито-стратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири)”) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 456–462.
- Гужиков А.Ю., Федулеев Д.В.* Палеомагнетизм коньякских—сантонских отложений ЮЗ Крыма // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы XXV юбилейной Всероссийской школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород (с международным участием), Москва—Борок, 25–29 сентября 2019 г. Отв. ред. Шербаков В.П. Москва—Ярославль: Филигрань, 2019. С. 103–108.
- Гужиков А.Ю., Молоствовский Э.А., Назаров Х., Фомин В.А., Барабошкин Е.Ю., Копеевич Л.Ф.* Магнито-стратиграфические данные по верхнему мелу Туаркыра (Туркменистан) и их значение для общей палеомагнитной шкалы // Физика Земли. 2003. № 9. С. 31–44.
- Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Барабошкин Е.Ю.* Новые седиментологические, магнито-стратиграфические

ские и палинологические данные для разреза верхнего мела Алан-Кыр (Центральный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 6. С. 24–34.

Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Барабошкин Е.Ю., Рябов И.П., Устинова М.А. Новые данные по био- и магнитостратиграфии пограничного интервала сантона–кампана ЮЗ Крыма // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Десятого Всероссийского совещания, Магадан, 20–25 сентября 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО “МАОБТИ”, 2020. С. 76–80.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копаевич Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона–кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере, Юго-Западный Крым: проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 1. Геологическое описание, седиментология, биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 4. С. 71–117.

Гужикова А.А. Первые магнитостратиграфические данные по маастрихту Горного Крыма (Бахчисарайский район) // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Серия: Науки о Земле. 2019. Т. 18. Вып. 1. С. 41–49.

Гужикова А.А., Беньямовский В.Н. Магнитостратиграфия кампана–маастрихта по разрезам Поволжья (вблизи г. Вольск) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 3. С. 346–356.

Гужикова А.А., Гужиков А.Ю., Грищенко В.А., Маникин А.Г. Магнитостратиграфия верхнего мела Нижнего Поволжья // Проблемы геокосмоса. Материалы 12-й Международной школы-конференции, Санкт-Петербург, Петергоф, 8–12 октября 2018 г. Отв. ред. Бобров Н.Ю., Золотова Н.В., Костеров А.А., Яновская Т.Б. СПб.: Изд-во ВВМ, 2018. С. 78–83.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Зубов А.Г., Кирьянов В.Ю. О возможности использования термомагнитных параметров для идентификации вулканических пеплов // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Отв. ред. Иванов Б.В. Петропавловск-Камчатский: ГЕОС, 2001. С. 267–273.

Копаевич Л. Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 5. С. 40–52.

Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С. Нина Ивановна Маслакова и развитие зональной шкалы верхнего мела юга Европы по планктонным фораминиферам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94. С. 3–13.

Копаевич Л.Ф., Вишневская В.С. Распределение водных масс и динамика палеогеографии Крымско-Северо-Кавказского региона в позднем мелу // Палеонтология. Стратиграфия. Астробиология. К 80-летию А.Ю. Розанова. М.: ПИН РАН, 2016. С. 243–256.

Копаевич Л.Ф., Горбачик Т.Н. Морфология раковины меловых планктонных фораминифер как инструмент для моделирования палеообстановок // Палеонтол. журн. 2017. № 1. С. 3–15.

Копаевич Л.Ф., Прошина П.А., Рябов И.П., Овечкина М.Н., Гречихина Н.О. Новые микропалеонтологические дан-

ные о положении границы сантона и кампана в разрезе Алан-Кыр (Центральный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 2. С. 43–50.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb–Pb возраст // Литология и полезн. ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. Sr- и С-изотопная хемостратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.

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

Кузнецов А.Б., Изох О.П., Дзюба О.С., Шурыгин Б.Н. Изотопный состав Sr в белемнитах из пограничных отложений юры и мела (р. Маурынья, Западная Сибирь) // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 4. С. 455–460.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.

Лебедева Н.К. Диноцисты и биостратиграфия верхнемеловых отложений севера Сибири. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГНИГ СО РАН, 2006. 395 с.

Маслакова Н.И. Крым // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Ред. Москвина М.М. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 60–84.

Маслакова Н.И. Глоботрунканиды и их стратиграфическое значение для верхнемеловых отложений Крыма, Кавказа и Советских Карпат. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. 39 с.

Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 168 с.

Михайлов Г.Г., Леонович Б.И., Кузнецов Ю.С. Термодинамика металлургических процессов и систем. М.: ИД МИСиС, 2009. 519 с.

Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1997. 180 с.

Никишин А.М., Хотылев А.О., Бычков А.Ю., Копаевич Л.Ф., Петров Е.И., Янаскурт В.О. Меловые вулканические пояса и история формирования Черноморского бассейна // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2013. № 2. С. 6–18.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Иванов А.В., Копаевич Л.Ф., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Тесакова Е.М., Харитонов В.М., Щербинина Е.А. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 1. Разрез у д. Вишневое. Лито- и биостратиграфический анализ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 6. С. 62–109.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В., Овечкина М.И., Сельцер В.Б., Харитонов В.М. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 2. Биостратиграфическое расчленение разреза карьера

- “Большевик” в окрестностях Вольска // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. № 4. С. 29–46.
- 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.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Петров О.Л., Колесникова А.А.* С-, О-, Sr- изотопная хемотратиграфия переходных толщ от венда (эдиакария) к кембрию, р. Олекма, западный склон Алданского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 5. С. 26–40.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Пискунов В.К.* Стронциевая изотопная хемотратиграфия верхнеюрских карбонатных отложений плато Демерджи (Горный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 5. С. 52–65.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г.* Sr- и С-хемотратиграфия отложений карбонатной платформы в задуговом бассейне северной окраины Тетиса (поздняя юра Горного Крыма) // Литология и полезн. ископаемые. 2017. № 6. С. 58–77.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В.* Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
- Фокин П.А., Конаевич Л.Ф., Устинова М.А., Косоруков В.Л.* Пограничные отложения сантона и кампана в разрезе Аксудере (Крым, Бахчисарайский район) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всеросс. совещ., Белгород, 17–21 сентября 2018 г. Ред. Барабошкин Е.Ю. Белгород: ПОЛИТЕРРА, 2018. С. 278–282.
- Aquit M., Kuhnt W., Holbourn A., Chellai E.H., Lees J.A., Kluth O., Jabour H.* Complete archive of late Turonian to early Campanian sedimentary deposition in newly drilled cores from the Tarfaya Basin, SW Morocco // Bull. Geol. Soc. Am. 2017. V. 129. P. 137–151.
- Arai M., Neto J.B., Lana C.C., Pedrao E.* Cretaceous dinoflagellate provincialism in Brazilian marginal basins // Cretaceous Res. 2000. V. 21. Iss. 2–3. P. 351–366.
- Aurisano R.W.* Upper Cretaceous dinoflagellate biostratigraphy of the subsurface Atlantic coastal plain of New Jersey and Delaware, U.S.A // Palynology. 1989. V. 13. № 1. P. 143–179.
<https://doi.org/10.1080/01916122.1989.9989359>
- Besse J., Courtillot V.* Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. 2002. V. 107 (11). P. 1–31.
- Caron M.* Cretaceous planktic foraminifera // Plankton stratigraphy. Eds. Bolli H.M., Saunders J., Persh-Nielsen K. Cambridge Univ. Press, 1985. P. 17–86.
- Chadima M., Hroudá F.* Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // Travaux Géophysiques. 2006. V. XXVII. P. 20–21.
- Coccioni R., Premoli Silva I.* Revised Upper Albian–Maastriichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // Newslett. Stratigr. 2015. V. 48. P. 47–90.
- Davies E.H., Norris G.* Latitudinal variations in encystment modes and species diversity in Jurassic dinoflagellates // The Continental Crust and its Mineral Deposits. Ed. Strangway D.W. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 1980. V. 20. P. 361–373.
- Davtalab E., Vahidinia M., Ghasemi-Nejad E., Ashouri A.* Planktonic foraminifera and dinoflagellate cysts, Upper Cretaceous Abderaz Formation, Koppeh-Dagh Basin, NE Iran // Stratigraphy. 2018. V. 15. № 1. P. 47–66.
<https://doi.org/10.29041/strat.15.1.47-66>
- Dubicka Z., Jurkowska A., Thibault N., Razmjooei M.J., Wójcik K., Gorzelak K., Felisiak I.* An integrated stratigraphic study across the Santonian/Campanian boundary at Bocieniec, southern Poland: a new boundary stratotype candidate // Cretaceous Res. 2017. V. 20. P. 61–85.
- Dunlop D.* Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) I. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B3. 2056.
<https://doi.org/10.1029/2001JB000487>
- Foucher J.-C., Monteil E.* Dinoflagellate cysts // Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. Eds. Graciansky P.-C. de, Vail P., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P. SEPM Spec. Publ. 1998. № 60. Ch. 5.
- Gale A.S., Montgomery P., Kennedy W.J., Hancock J.M., Burnett J.A., McArthur J.M.* Definition and global correlation of the Santonian–Campanian Boundary // Terra Nova. 1995. № 7. P. 611–622.
- Gale A.S., Hancock J.M., Kennedy J.W., Petrizzo M.R., Lees J., Walaszczyk I., Wray D.* An integrated study (geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, nannofossils, planktonic foraminifera, inoceramid bivalves, ammonites and crinoids) of the Waxahachie Dam Spillway section, north Texas: a possible boundary stratotype for the base of the Campanian Stage // Cretaceous Res. 2008. V. 29. № 1. P. 131–167.
- Ghasemi-Nejada E., Hobbi M.H., Schioler P.* Dinoflagellate and foraminiferal biostratigraphy of the Gurpi Formation (upper Santonian–upper Maastriichtian), Zagros Mountains, Iran // Cretaceous Res. 2006. V. 27. Iss. 6. P. 828–835.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G. M.* Geologic Time Scale 2020. V. 2. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. 1357 p.
- Hampton M.J., Bailey H.W., Gallagher L.T., Mortimore R.N., Wood C.J.* The biostratigraphy of Seaford Head, Sussex, southern England; an international reference section for the basal boundaries for the Santonian and Campanian Stages in chalk facies // Cretaceous Res. 2007. V. 28. P. 46–60.
- Hancock J.M., Gale A.S., Gardin S., Kennedy W.J., Lamolda M.A., Matsumoto T.M., Naidin D.P.* The Campanian Stage // Proc. Second Int. Symp. on Cretaceous Stage Boundaries. Eds. Rawson P.F., Dhondt J.M., Hancock J.M., Kennedy W.J. Bull. de l’Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 1996. V. 66 (Suppl.). P. 103–109.
- Jackson M., Bowles J.A.* Curie temperatures of titanomagnetite in ignimbrites: effects of emplacement temperatures, cooling rates, exsolution, and cation ordering // Geochem. Geophys. Geosyst. 2014. V. 15. P. 4343–4368.
- Jenkins D.G., Murray J.W. (Eds.).* Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera. 2nd Ed. British Micropalaeontol. Soc. Ser. Ellis Horwood Ltd. Publisher, 1989. 1237 p.
- Jones C.E., Jenkyns H.C., Coe A.L., Hesselbo S.P.* Strontium isotopes in Jurassic and Cretaceous seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 14. P. 3061–3074.

- Kita Z.A., Watkins D.K., Sageman B.B.* High-resolution calcareous nannofossil biostratigraphy of the Santonian/Campanian Stage boundary, Western Interior Basin, USA // *Cretaceous Res.* 2017. V. 69. P. 49–55.
- Kopaevich L.F., Vishnevskaya V.S.* Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea-Caucasus area: palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2016. V. 441. Spec. Iss. P. 493–515.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.09.024>
- Leahy G.D., Lerbekmo J.F.* Macrofossil magnetobiostratigraphy for the upper Santonian–lower Campanian interval in the Western Interior of North America: comparisons with European stage boundaries and planktonic foraminiferal zonal boundaries // *Can. J. Earth Sci.* 1995. V. 32. P. 247–260.
- Lentin J.K., Williams G.L.* Dinoflagellate provincialism with emphasis on Campanian peridiniaceans // *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib. Ser.* 1980. V. 7. P. 1–47.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A.* Strontium isotope stratigraphy // *The Geologic Time Scale 2012*. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. V. 1. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 127–144.
- Montgomery P., Hailwood E.A., Gale A.S., Burnett J.A.* The magnetostratigraphy of Coniacian–Late Campanian chalk sequences in southern England // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 156. P. 209–224.
- Mudie P.J.* Circum-arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis // *Neogene and Quaternary Dinoflagellates Cysts and Acritarchs*. Eds. Head M.J., Wrenn J.H. Dallas: Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Found., 1992. P. 347–390.
- Norris G.* Provincialism of Callovian–Neocomian dinoflagellate cysts in the northern and southern hemispheres // *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib. Ser.* 1975. V. 4. P. 29–35.
- Ogg, J.G., Hinnov, L.A.* Cretaceous // *The Geologic Time Scale*. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 793–855.
- Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M.* A Concise Geologic Time Scale. N.-Y.: Elsevier, 2016. 242 p.
- Ovechkina M.N., Kopaevich L.F., Aleksandrova G.N., Proshina P.A., Ryabov I.A., Baraboshkin E.Yu., Guzhikov A.Yu., Mostovski M.B.* Calcareous nannofossils and other proxies define the Santonian–Campanian boundary in the Central Crimean Mountains (Alan-Kyr section) // *Cretaceous Res.* 2021. V. 119. 104706.
<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104706>
- Pearce M.A., Jarvis I., Ball P.J., Laurin J.* Palynology of the Cenomanian to lowermost Campanian (Upper Cretaceous) chalk of the Trunch Borehole (Norfolk, UK) and a new dinoflagellate cyst bioevent stratigraphy for NW Europe // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2020. V. 278. 104188.
<https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104188>
- Petters S.W.* Bolivinoidea evolution and Upper Cretaceous biostratigraphy of the Atlantic Coastal Plain of New Jersey // *J. Paleontology.* 1977. V. 51. P. 1023–1036.
- Premoli Silva I., Sliter W.V.* Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy // *Palaeontogr. Ital.* 1995. V. 82. P. 1–89.
- Premoli Silva I., Sliter W.V.* Cretaceous paleoceanography: evidence from planktonic foraminiferal evolution // *The Evolution of Cretaceous Ocean-Climatic System*. Eds. Barreira E., Jonson C.C. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1999. V. 332. P. 301–328.
- Prince I.M., Jarvis I., Tocher B.A.* High-resolution dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Santonian–basal Campanian (Upper Cretaceous): new data from Whitecliff, Isle of Wight, England // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 1999. V. 105. P. 143–169.
- Razmjooei M.J., Thibault N., Kani A., Mahanipour A., Bous-saha M., Korte C.* Coniacian–Maastrichtian calcareous nannofossil biostratigraphy and carbon-isotope stratigraphy in the Zagros Basin (Iran): consequences for the correlation of Late Cretaceous stage boundaries between the Tethyan and Boreal realms // *Newslett. Stratigr.* 2014. V. 47/2. P. 183–209.
- Razmjooei M.J., Thibault N., Kani A., Dinarès-Turell J., Pucéat E., Shahriari S., Radmacher W., Jamali A.M., Ullmann C.V., Voigt S., Cocquerez T.* Integrated bio- and carbon-isotope stratigraphy of the Upper Cretaceous Gurpi Formation (Iran): a new reference for the eastern Tethys and its implications for large-scale correlation of stage boundaries // *Cretaceous Res.* 2018. V. 91. P. 312–340.
- Razmjooei M.J., Thibault N., Kani A., Ullmann C.V., Jamali A.M.* Santonian–Maastrichtian carbon-isotope stratigraphy and calcareous nannofossil biostratigraphy of the Zagros Basin: long-range correlation, similarities and differences of carbon-isotope trends at global scale // *Global Planet. Change.* 2020. V. 184. № 103075.
- Remane J., Basset M.G., Cowie J.W., Gohrbandt K.H., Lane H.R., Michelsen O., Wang N.* Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS) // *Episodes.* 1996. V. 19. № 3. P. 77–81.
- Robaszynski F., Caron M.* Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // *Bull. Soc. Geol. France.* 1995. V. 166. № 6. P. 681–692.
- Schulz M.-G., Ernst G., Ernst H., Schmid F.* Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor): definitions and proposals // *Bull. Geol. Soc. Denmark.* 1984. № 33. P. 203–215.
- Thibault N., Jarvis I., Voigt S., Gale A.S., Attree K., Jenkyns H.C.* Astronomical calibration and global correlation of the Santonian (Cretaceous) based on the marine carbon isotope record // *Paleoceanography.* 2016. V. 31. P. 847–865.
- Vandenberg J.* New paleomagnetic data from the Iberian Peninsula // *Paleomagnetism and the changing configuration of the Western Mediterranean area in the Mesozoic and Early Cenozoic Eras* // *Geologica Ultraiectina.* 1979. V. 20. P. 155–178.
- Vandenberg J., Wonders A.A.H.* Paleomagnetism of late Mesozoic pelagic limestones from the southern Alps // *J. Geophysical Res.* 1980. V. 85. № B7. P. 3623–3627.
- Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F.* Microfossil assemblages as key to reconstruct sea-level fluctuations, cooling episodes and palaeogeography: the Albian to Maastrichtian of Boreal and Peri-Tethyan Russia // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2020. V. 498. P. 165–187.
<https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.4737236>
- Wagreich M., Summesberger H., Kroh A.* Late Santonian bioevents in the Schattau section, Gosau Group of Austria – implications for the Santonian–Campanian boundary stratigraphy // *Cretaceous Res.* 2010. V. 31. P. 181–191.

Walszczyk I., Peryt D. Inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian through Santonian deposits of the Middle Vistula Section, Central Poland // *Zbl. Geol. Palaönt.* 1998. Teil. I. H. 11/12. P. 1501–1503.

Walszczyk I., Dubicka Z., Olszewska-Nejbert D., Remin Z. Integrated biostratigraphy of the Santonian through Maastriatian (Upper Cretaceous) of extra-Carpathian Poland // *Acta Geol. Polon.* 2016. V. 66. P. 313–350.

Wendler I. A critical evaluation of carbon isotope stratigraphy and biostratigraphic implications for Late Cretaceous global correlation // *Earth-Sci. Rev.* 2013. V. 126. P. 116–146.

Wierzbowski H., Anczkiewicz R., Pawlak J., Rogov M.A., Kuznetsov A.B. Revised Middle–Upper Jurassic strontium isotope stratigraphy // *Chem. Geol.* 2017. V. 466. P. 239–255.

Williams G.L., Ascoli P., Barss M.S., Bujak J.P., Davies E.H., Fensome R.A., Williamson M.A. Chapter 3. Biostratigraphy and related studies // *Geology of the Continental Margin of Eastern Canada*. Eds. Keen M.J., Williams G.L. *Geol. Surv. Can.* 1990. V. 2. P. 87–137.

Williams G.L., Brinkhuis H., Pearce M.A., Fensome R.A., Weegink J.W. Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared: index events for the Late Cretaceous–Neogene // Eds. Exon N.F., Kennett J.P., Malone M.J. *Proc. Ocean Drill. Program. Sci. Res.* 2004. V. 189. P. 1–98.

Wolfgring E., Wagreich M., Dinarés-Turell J., Gier S., Böhm K., Sames B., Spötl K. The Santonian–Campanian boundary and the end of the Long Cretaceous Normal Polarity-Chron: isotope and plankton stratigraphy of a pelagic reference section in NW Tethys (Austria) // *Newslett. Stratigr. Prepubl. Article*. Published online May, 2018a. <https://www.researchgate.net/publication/325022888>

Wolfgring E., Wagreich M., Dinarés-Turell J., Yilmaz I.O., Böhm K. Plankton biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Santonian–Campanian boundary interval in the Mudurnu–Göynük Basin, northwestern Turkey // *Cretaceous Res.* 2018b. V. 87. P. 296–311.

Zakharov Y.D., Baraboshkin E.Y., Weissert H., Michailova I.A., Smyshyaeva O.P., Safronov P.P. Late Barremian–early Aptian climate of the northern middle latitudes: stable isotope evidence from bivalve and cephalopod molluscs of the Russian Platform // *Cretaceous Res.* 2013. V. 44. P. 183–201.

Stratigraphy.org – International Commission on Stratigraphy [Электронный ресурс]. URL: <https://stratigraphy.org/gssps/#cretaceous>

agico.com – AGICO (Advanced Geoscience Instruments Company) [Электронный ресурс]. <https://www.agico.com/text/software/anisoft/anisoft.php>

Рецензенты А.Ю. Казанский,
Б.Г. Покровский, В.С. Вишневецкая

New Bio-, Chemo- and Magnetostratigraphy of the Santonian–Campanian Boundary in the Kudrino and Aksu-Dere Sections (SW Crimea): Problems of Global Correlation and Selection of the Lower Boundary Stratotype of the Campanian.

2. Magneto- and Chemostratigraphy, Discussion

A. Yu. Guzhikov^{a, #}, E. Yu. Baraboshkin^{b, c}, G. N. Aleksandrova^c, I. P. Ryabov^a, M. A. Ustinova^c, L. F. Kopaeovich^b, G. V. Mirantsev^d, A. B. Kuznetsov^e, P. A. Fokin^b, and V. L. Kosorukov^b

^aSaratov State University, Saratov, Russia

^bLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^cGeological Institute of RAS, Moscow, Russia

^dPaleontological Institute of RAS, Moscow, Russia

^eInstitute of Precambrian Geology and Geochronology of RAS, Saint Petersburg, Russia

[#]e-mail: aguzhikov@yandex.ru

The article continues the publication of a complex study of the Santonian–Campanian boundary of the Aksu-Dere and Kudrino-2 sections (Bakhchisarai region, SW Crimea), sedimentological and biostratigraphic data on which are given in the part 1. Paleomagnetic, petromagnetic, geochemical data on stable isotopes of carbon and oxygen are presented. The measured values of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in limestones increase upsection: in Aksu-Dere from 0.70741 to 0.70752 and in Kudrino-2 from 0.70750 to 0.70755. Based on the results of the studies, a detailed correlation of the outcrops was carried out and a composite section Kudrino–Aksu-Dere was compiled, in which paleontological, paleomagnetic, and isotopic markers were established, which were discussed when fixing the Santonian–Campanian boundary. The biostratigraphic boundaries were calibrated with respect to the 34n–33r geomagnetic reversal and the SCBE carbon-isotope event, based on the results of which the Campanian basement is recommended to be determined by the base of chron 33r. The composite section in terms of completeness of the geological record of the Santonian–Campanian boundary interval, saturation with leading forms of fossils and comprehensive study is not inferior to applicants for the role of the Campanian GSSP in North Texas and Southern England. This allows us to propose it as one of the candidates for the limit type or auxiliary section of the lower boundary of the Campanian Stage.

Keywords: Upper Cretaceous, Santonian, Campanian, magnetostratigraphy, dinocysts, benthic foraminifers, planktonic foraminifers, nannoplankton, crinoids, stable carbon isotopes, oxygen isotopes, strontium, GSSP, Crimea