

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ «САРАТОВСКИЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ Н.Г. ЧЕРНЫШЕВСКОГО»
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи



ШЕЛЕПОВ ДМИТРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ

**МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ДАТСКОГО ЯРУСА
САРАТОВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ**

1.6.2 – Палеонтология и стратиграфия

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель

Гужиков Андрей Юрьевич

доктор геолого-минералогических
наук, профессор

Саратов

2025

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ	10
1.1. История изучения палеоценовых отложений	10
1.2. Мировые магнитостратиграфические данные по датскому ярусу	15
1.2.1. Магнитостратиграфические данные по колонкам глубоководного бурения	16
1.2.2. Магнитостратиграфические данные по разрезам на континентах	20
1.3. Датский ярус Саратовского Поволжья.....	30
ГЛАВА 2. МЕТОДИКА РАБОТ	36
2.1. Выбор объектов исследования и полевые работы	36
2.2. Лабораторные исследования, анализ и интерпретация данных	41
2.2.1. Петромагнитные и магнито-минералогические исследования	41
2.2.2. Палеомагнитные исследования	54
2.2.3. Геохимические исследования	60
2.2.4. Литолого-петрографические исследования	61
2.2.5. Микропалеонтологические исследования	62
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	64
3.1. Юг Саратовского Правобережья (Приволжская моноклираль)	64
3.1.1. Разрез гора Сырт	64
3.1.2. Разрезы пограничного интервала мела–палеогена Елшанка, Поворот	73
3.1.3. Разрезы Садовое 1, -2, Ваулино	79
3.2. Центр Саратовского Правобережья (сочленение Елшано-Сергиевского вала и южного края зоны Саратовских дислокаций)	86
3.2.1. Разрез Лысая гора – Стрельбище	86
3.2.2. Разрез Песчаный Умет	94
3.3. Север Саратовского Правобережья (северный край зоны Саратовских дислокаций и Вольская впадина)	101
3.3.1. Разрезы Тепловка, Ключи	101
3.3.2. Разрезы свиты Белогродни	112

3.3.3. Разрезы Гремячка Ключи	138
3.3.4. Разрезы Ключи-Вольск, Воскресенское, Красный Октябрь (Вольский район)	149
ГЛАВА 4. РЕШЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ПЕТРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ	157
4.1. Магнитостратиграфическая схема датского яруса Саратовского Поволжья	157
4.2. Уточнение возраста местных стратиграфических подразделений (ключевская пачка, свита Белогродня, подошва нижнесызранской подсвиты) путем магнитостратиграфической калибровки	161
4.2.1. Обоснование уровня верхней границы свиты Белогродни	178
4.2.2. О возрастных соотношениях ключевской пачки и свиты Белогродни	181
4.2.3. Корректировка представлений о соотношении верхнемаастрихтских зон по наннопланктону и бентосным фораминиферам	182
4.3. Реконструкция некоторых условий формирования датских отложений Саратовского Поволжья	183
4.3.1. Оценка длительности перерыва в осадконакоплении	183
4.3.2. К вопросу о гидродинамических условиях формирования ключевской пачки и свиты Белогродни	188
4.3.3. Об особенностях тектонического режима территории Саратовского Правобережья в датском веке	195
4.3.4. Оценка скоростей формирования разных типов пород (циклостратиграфический анализ)	196
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	202
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ	204
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	207

ВВЕДЕНИЕ

Палеоген Нижнего – Среднего Поволжья, как и всего юго-востока Русской плиты, до сих пор не изучен в палеомагнитном отношении. По этой причине в унифицированной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона [Унифицированная ..., 2015] отсутствуют магнитостратиграфические материалы, хотя де-юре они являются неотъемлемым атрибутом подобных схем, согласно Стратиграфическому кодексу РФ [Стратиграфический ..., 2019]. Де факто неимение палеомагнитных данных препятствует выполнению детальных межрегиональных корреляций и изохронному трассированию стратиграфических границ.

До настоящего времени однозначные сопоставления датских отложений Саратовского Поволжья с возрастными аналогами стратотипических областей затруднены или невозможны из-за недостаточности палеонтологического материала. Например, ключевская пачка предположительно отнесена к средней части дания, при этом остаются неизвестными ее взаимоотношения со свитой Белогродни и нижнесызранской подсвитой. Поскольку перечисленные местные подразделения слагают подошву палеоцена, то остается открытым вопрос о стратиграфическом объеме гиагуса на границе мела–палеогена в регионе. Граница датского и зеландского ярусов лишь с большой долей условности совмещена с границей нижнесызранской и верхнесызранской подсвит. Палеомагнитные данные, благодаря глобальной изохронности уровней геомагнитных инверсий, могут сыграть важную (возможно, решающую) роль в калибровке местных и региональных подразделений палеогена юго-востока Русской плиты с детальными шкалами палеогена других регионов, в том числе с лимитотипами палеогеновых ярусов в Средиземноморье. Использование палеомагнитных маркеров способно снять многие спорные вопросы, возникающие при расхождении положения границ общих стратиграфических подразделений, определяемых по разным палеонтологическим группам.

Датский ярус характеризуется в первом приближении двучленным палеомагнитным строением: нижней половине яруса свойственна преимущественно прямая (N) полярность, а верхней – преимущественно обратная (R) полярность. Согласно шкале геомагнитной полярности (GPTS), в первой половине датского века отношение длительностей эпох прямой (хроны **C29n**, **C28n**) и обратной полярности (хроны **C29r**, **C28r**) составляет 89%/11%. Во второй половине датского века доминирование обратного знака полярности (**C27r**, **C26r**) над прямым (**C27n**) выражается отношением 76%/24%.

Относительно простая магнитополярная структура датского яруса способствует однозначной идентификации хронов GPTS с магнитозонами, выделенными в конкретных разрезах, и создает благоприятные предпосылки для уточнения возраста отложений, обоснования корреляционных реперов и решения других стратиграфических задач на основе палеомагнитного метода.

Однако использование данных о магнитной полярности палеоценовых отложений Саратовского Поволжья, как и Русской плиты в целом, до последнего времени было невозможно по причине их отсутствия. Главной причиной сложившейся ситуации было плохое палеомагнитное качество пород, из-за чего немногочисленные попытки исследований, предпринятые ранее [Gabdullin et al., 1999; Molostovsky et al., 2006], заканчивались безрезультатно. Наличие современного высокочувствительного магнитометрического оборудования и новых методик исследований дает шанс на получение магнитостратиграфической характеристики датского яруса. Тем более, что даже частичный успех в палеомагнитном изучении палеоцена Поволжья, может иметь важное значение для решения актуальных стратиграфических проблем.

Важным в практическом отношении аспектом магнитостратиграфических исследований, помимо магнитополярной характеристики, является получение петромагнитных данных (магнитной восприимчивости, ее анизотропии, термокаппаметрических и гистерезисных данных) позволяющих судить об условиях формирования и особенностях вещественного состава осадочных толщ. Принципы геологической интерпретации петромагнитных данных и

примеры их успешного использования в стратиграфии и палеогеографии изложены в многочисленных статьях и монографиях [Молостовский, 1986; Гужиков, Молостовский, 1995; Молостовский, Храмов, 1997; Evans, Heller, 2003; Tarling, Hrouda, 1993; Kodama, 2015 и многие другие]. Благодаря петромагнитным данным, геологическая информативность магнитостратиграфических исследований нередко оказывается высокой, даже в случае отсутствия сведений о магнитной полярности.

Все вышесказанное в совокупности определяет актуальность получения палеомагнитных и петромагнитных данных по датскому ярусу Саратовского Правобережья и их использования для уточнения строения палеоцена Поволжья и условий его формирования.

Цели исследований. Построение магнитостратиграфической схемы датского яруса Саратовского Правобережья и решение на ее основе задач региональной геологии, таких как выполнение детальных корреляций разрезов, уточнение возраста отложений путем магнитохронологической калибровки, выявление перерывов в осадконакоплении и оценка их длительности, реконструкция условий седиментации.

Для достижения поставленных целей необходимо было решить следующие **задачи**:

1. Провести полевое изучение и детальное опробование опорных разрезов датского яруса Саратовского Правобережья, включая их детальные геологические описания. Опробование разрезов предусматривает отбор проб по системе «образец в образец»: кроме ориентированных штуфов, предназначенных для палеомагнитных исследований и получения данных по анизотропии магнитной восприимчивости, с тех же уровней берутся образцы для микропалеонтологических (известковый наннопланктон), литолого-минералогических (шлифы) и геохимических (элементный состав) анализов.
2. Выполнить лабораторные палеомагнитные и петромагнитные исследования. Провести компонентный анализ и выделить магнитополярные определения. Получить широкий спектр петромагнитных характеристик: магнитная

восприимчивость, естественная остаточная намагниченность, гистерезисные параметры, термокаппаметрические в том числе анизотропию магнитной восприимчивости, построить магнитостратиграфические разрезы. Провести шлифовой анализ, изучить элементный состав, получить новые микропалеонтологические данные.

3. Провести стратиграфическую и геологическую интерпретацию комплексных материалов, с учетом биостратиграфических и литолого-минералогических данных по палеоцену Саратовского Поволжья, полученных ранее другими исследователями.

Фактический материал. Магнитостратиграфические исследования палеоценовых отложений на территории Саратовского Правобережья ведутся автором с 2021 года. За время полевых работ 2021-2024 гг. была собрана представительная коллекция ориентированных образцов из 25 опорных разрезов. Изученные разрезы сызранской свиты находятся на юге Саратовского Правобережья (Елшанка, Поворот, гора Сырт, Садовое, Ваулино) и в пределах городского округа Саратова (Лысая гора, Песчаный Умет). На севере Саратовского Правобережья исследовались разрезы ключевской пачки (с.Ключи, с.Тепловка), свиты Белогродни (Вольский район). В общей сложности, к настоящему времени опробовано 830 стратиграфических уровней. Суммарная мощность опробованных палеоценовых отложений составила 450 м. В общей сложности, палео- и петромагнитным исследованиям подвергнуто более 950 образцов.

Защищаемые положения.

1. Впервые построена магнитостратиграфическая схема датского яруса Саратовского Правобережья, в которой обоснованы аналоги хронов **C29n**, **C28r**, **C28n** и **C27r**.
2. По результатам палеомагнитной корреляции установлено отсутствие низов сызранской свиты в зоне Саратовских дислокаций, по результатам магнитохронологической калибровки обосновано соответствие ключевской пачки пограничному интервалу зон NP2–NP3 по известковому наннопланктону

и доказано, что свита Белогродни не может быть моложе зоны NP3 по наннопланктону.

3. На основе комплексных био-, хемо-, цикло- и магнитостратиграфических данных получены количественные оценки длительности перерывов в осадконакоплении и темпов формирования датских отложений на территории Саратовского Правобережья: временной hiatus на границе мела–палеогена варьирует от ~ 1 млн. лет до ~ 3 млн. лет, а скорости седиментации изменяются от ~1 см/тыс. лет в глауконититах до 2.8 см/тыс. лет в опоках.

Научная новизна.

1. Впервые получены палео- и петромагнитные данные по опорным разрезам палеоценовых отложений юга, севера Саратовского Поволжья и территории г. Саратова и установлена возможность их использования в магнитостратиграфических целях, несмотря на частичное перемагничивание пород.
2. Палео- и петромагнитные данные позволили провести детальную корреляцию разрезов нижнесызранской подсвиты, из которой следует, что низы свиты на территории г. Саратова моложе, чем на юге и севере области.
3. Магнитохронологическая калибровка зоны LC22 по БФ, выделенной на юге Саратовского Правобережья, позволила скорректировать существующие представления о соотношениях детальных микропалеонтологических подразделений в разрезах маастрихта Русской плиты.
4. На основании палео- и биостратиграфических данных сделаны предположения о дифференцированных тектонических подвижках на Севере Саратовского Правобережья в стратотипическом районе распространения ключевской пачки.
5. Предложен петромагнитный критерий для обоснования верхней границы свиты Белогродни.
6. По результатам детальной корреляции разрезов с использованием литологических, магнитостратиграфических, геохимических данных, минералогического анализа шлифов уточнено строение свиты Белогродни.

7. Данные по анизотропии магнитной восприимчивости позволили реконструировать некоторые условия формирования свиты Белогородни.

Теоретическая и практическая значимость.

Созданная магнитостратиграфическая схема должна стать составной частью унифицированной стратиграфической схемы Саратовского Поволжья, а так же палео- и петромагнитные данные могут быть использованы для проведения среднемасштабных геологосъемочных работ в регионе и служить инструментом для детального расчленения и корреляции палеоценовых отложений, в том числе и с недостаточным палеонтологическим обоснованием. Данные о магнитной текстуре пород (анизотропии) могут быть использованы для реконструкций условия формирования пород.

Апробация работы.

Основные положения диссертационного исследования докладывались автором на Всероссийских совещаниях «Меловая система России» (Томск, 2022; Южно-Сахалинск, 2024). Всероссийских совещаниях «Геологические науки» (Саратов, 2021, 2023), Всероссийской научно–практической конференция (Ульяновск, 2023), научной конференции «Палеострат – 2023» (Москва, 2023), Всероссийской конференция с международным участием «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород» (Казань, 2023). Результаты исследований использовались в научном отчете гранта Российского научного фонда № 23-27-00159. По теме диссертации опубликовано 15 работ: 7 статей в журналах из списка ВАК, из них 4 в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базах данных Web of Science, Scopus, RSCI и 8 публикаций – в сборниках и материалах конференций.

Структура и объем работы.

Диссертация, объемом 226 страниц, состоит из 4 глав, введения, заключения, списка литературы, списка сокращений и условных обозначений. Она содержит 6 таблиц и 64 рисунок. Список литературы включает 154 наименования.

Благодарности.

Искреннюю благодарность за всестороннюю помощь в создании работы, терпение, внимательность и поддержку автор выражает своему научному руководителю А.Ю. Гужикову. Автор глубоко признателен В.А. Мусатову (АО «НВНИИГГ», Саратов) за ознакомление в полевых условиях с ключевыми объектами исследований и выполненные микропалеонтологические исследования, Е.М. Первушову и Е.В. Попову (кафедра исторической геологии и палеонтологии СГУ) за полезные консультации, коллегам из учебно-научной лаборатории Петрофизики СГУ А.Г. Маникину, В.А. Фомину, Р.С. Дакирову, К.В. Андрюхину, А.А. Корчагину, Н.С. Кравцову, И.С. Ошкину, И.М. Тонкошкурову (СГУ) за помощь в полевых и лабораторных исследованиях, Д.К. Нургалиеву и Д.М. Кузиной (лаборатория палеомагнетизма и магнетизма горных пород КФУ, Казань) за предоставленную возможность измерений на коэрцитометре и авторегистрирующих крутильных магнитных весах. В.Э. Павлову и И.Е. Лебедеву (ИФЗ РАН, Москва) за содействие в измерениях на криогенном магнитометре. За финансовую поддержку исследований автор признателен Российскому научному фонду (проект № 23-27-00159).

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

1.1. История изучения палеоценовых отложений

Датский ярус – нижний ярус палеоцена и кайнозоя в целом. Исторически стратотип датского яруса был выделен Э. Дезором в 1846 г. в датских разрезах карьера Факсе и обнажениях мыса Стевнс (на востоке о. Зеландия) в качестве самого верхнего подразделения меловой системы. В 1959 г. Ф. Бротцен предложил расширить стратотипическую местность яруса включением в нее карьеров Лимхамн и Клагсхамн в Южной Швеции, расположенных в 45-50 км от мыса Стевнс и вскрывающих тот же стратиграфический уровень, что и в восточной части о. Зеландия. Единого мнения о принадлежности датского яруса не было в течение почти целого века, и до 1983 г. в международной стратиграфической шкале датский относился к мезозою. [Desor, 1847; Brotzen, 1956]. Породы датского яруса, внешне и по фаунистической характеристике напоминают туфы стратотипического разреза маастрихтского яруса, из-за чего в свое время они и были отнесены к мелу. Еще в 1897 г. А. Гроссувр на основе анализа макрофауны из датских отложений приходит к выводу о переносе датского яруса в третичную систему [Найдин, 1972].

Детальное описание разрезов датских отложений и характерной для них фауны отражено в работах А. Розенкранца, Ф. Бротцена, И. Трельсена, В. Берггрена, М. М. Москвина и Д. П. Найдина, В. В. Меннера и А. Л. Яншина [Найдин, 1972]. Стратотип представлен коралловыми и мшанковыми известняками с прослоями кремней, отделенными от верхнемаастрихтского писчего мела перерывом и несогласно перекрывается глауконитовыми песками и глинами зеландского яруса. Они характеризуются мелкими глобигеринидами, глобороталидами, своеобразными комплексами иглокожих (*Bourgueticrinus danicus* Niels. и др.) и брахиопод (*Chatwinothyris*, *Crania* и др.). В составе головоногих моллюсков отсутствуют аммониты и белемниты, Кокколиты датских известняков и подстилающего маастрихтского мела резко различны.

Точка глобального стратотипа границы (ТГСГ, GSSP, лектостратотип) датского яруса расположен в Уэде Джерфане, к западу от Эль-Кефа на северо-

западе Туниса [Molina et al., 2009]. Лектостратотип является частью формации Эль-Хария, относящейся к верхнему маастрихту и палеоцену, которая подстилается формацией Абиод (верхний кампана – нижний маастрихт) и перекрывается формацией Бу-Даббус/Эль-Гария (нижний – средний эоцен). Уровень нижней подошвы датского яруса определяется по основанию тонкого (несколько миллиметров) ржаво-красноватого глинистого слоя, соответствующего импактному событию.

Основанием для утверждения GSSP в разрезе Эль-Кеф послужило наличие маркеров, которые прослеживаются во многих других разрезах (включая континентальные): ожелезненный прослой, иридиевая аномалия, максимум общего органического углерода (ТОС), отрицательный сдвиг стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$), уменьшение содержания CaCO_3 . Надежной корреляции разрезов способствует присутствие микропалеонтологических комплексов хорошей сохранности выше и ниже установленной границы.

В GSSP датскому ярусу соответствуют зоны по известковому наннопланктону NP1-NP4 [Martini, 1971] или CNP1-CNP6 [по Agnini et al., 2014], зоны по планктонным фораминиферам P0-P2 [Berggren et al., 2005] и диноцистовые зоны Viborg Zone 1 [Heilmann-Clausen, 1988]. Все микропалеонтологические комплексы имеют палеогеновый облик.

Глобально наблюдаемое палеоценовое датское потепление (событие LDE) совпадает с первым появлением *Igorina albeari* и вымиранием рода *Praemurica* [Bornemann et al., 2009]. Согласно возрастной модели Динаре-Турелл и др. [Dinares-Turell et al., 2014] астрономически откалиброванная длительность датского яруса составляет 4,34 млн. лет (66,00–61,66 млн. лет).

Одной из актуальных проблем стратиграфии до недавнего времени было положение датского яруса в общей стратиграфической шкале и границы между мелом и палеогеном. Граница была установлена по наличию самых нижних датских ключевых маркерных видов *C. primus* и *C. Tenuis*, зоны Pa и P1a и проводится в верхней трети зоны обратной полярности хрона C29r [Zachos, et

al., 2004]. После того, как Х.П. Лютербахер и П. Сильва [Luterbacher, Silva, 1964] в центральных Апеннинах выделили биозону *Globigerina eugubina*, вопрос о положении нижней границы датского яруса привлек повышенное внимание научного сообщества и интенсивно обсуждался на Международной геологической конференции в Копенгагене в 1960 году. Несмотря на установление [Alvarez et. al., 1980] иридиевой аномалии в разрезе Губбио (Италия), граница нуждалась в точном определении, поскольку часть исследователей продолжали включать датский ярус в меловой период.

В 1982 году международной комиссией по стратиграфии (ICS) была создана рабочая группа для формального определения GSSP границы мела – палеогена (К/Р), решением которой граница мела–палеогена совмещалась с границей между маастрихтским и датским ярусами [Molina et al., 2009], тем самым положив конец старой традиции включения датского яруса в меловой период.

В настоящее время разрез Эль Кеф изучен большинством современных стратиграфических методов, но палеомагнитные исследования, к сожалению, не проводились. Таким образом, датский ярус является единственным ярусом палеоцена, у которого отсутствуют магнитостратиграфические данные по лектостратотипу. GSSP зеландского и танетского ярусов в разрезе Зумайя на испанском побережье Бискайского залива имеют палеомагнитную характеристику, а уровень геомагнитной инверсии C26r–C26n выбран в качестве первичного признака для обоснования нижней границы танета [Schmitz et al., 2011].

Отсутствие магнитостратиграфических данных в GSSP датского яруса является существенным недостатком, поскольку уровни геомагнитных инверсий являются одним из важнейших инструментов глобальных корреляций. Тем более, что датский ярус хорошо изучен в палеомагнитном отношении во многих разрезах на всех континентах и в колонках глубоководного бурения (см. раздел 1.2.1.).

Возраст границы мела-палеогена. Долгое время спорной оставалась и абсолютная датировка положения границы мела–палеогена. Основываясь на данных о последовательности линейных магнитных аномалий, радиоизотопных датировках и магнитостратиграфических материалах С.К. Кэнди и Д.В. Кент [Cande, 1992] предприняли одну из первых попыток хронологической корректировки возраста пограничного интервала мела-палеогена, установив его в 66 млн., лет. Но из-за неоднозначности полученных данных результаты были отвергнуты. После долгих дискуссий эти авторы зафиксировали возраст границы мела–палеогена 65 млн. лет [Cande, Kent, 1995], что было принято и в шкале геологического времени версии 1995 года [Gradstein et al., 1995]. Впоследствии на основании полученных результатов радиоизотопного датирования ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) из пограничного интервала отложений мела - палеогена классического разреза Зумайя Р. Куипер с соавторами [Kuiper et al., 2008] предложили возраст границы в 65.95 млн. лет. Проведенные циклостратиграфические исследования керн скважин глубоководного бурения профиля 208 (Китовый хребет, Южная Атлантика; скважины 1262 и 1267) [Bralower et al., 2002a] и анализ опубликованных данных по разрезу Зумайя [Dinare`s-Turell et al., 2002; 2003] позволили скорректировать возраст граница до 65.6 млн. лет и расположить ее посередине геомагнитного хрона C29r [Westerhold et al., 2008]. В 2014 году по результатам магнитохронологической калибровки испанских разрезов Зумайя, Сопелана с последовательностью линейных магнитных аномалий по профилю 208 в Атлантическом океане, с учетом новых радиоизотопных данных, возраст границы мела – палеогена был определен в 66.00 млн. лет [Dinare`s-Turell et al., 2014].

1.2. Мировые магнитостратиграфические данные по датскому ярусу

При разработке первых вариантов палеомагнитных шкал [Vine, Matthews, 1963; Зубаков, Молостовский, 1982 и др.] использовались два независимых подхода: магнитохронологический и магнитостратиграфический.

Магнитохронологическая шкала базируется на данных магнитных съемок дна океанов (линейных магнитных аномалиях), абсолютных датировках пород океанской коры и предположении о равномерной скорости спрединга. Она может быть построена только для последних ~ 180 млн. лет, потому что записи линейных магнитных аномалий досреднеюрского возраста не сохранилось.

В основе шкалы линейных магнитных аномалий лежит гипотеза Вайна-Мэтьюса формирования магнитоактивного слоя океанской литосферы в процессе спрединга [Vine, Matews, 1963]. Считается, что высокая термоостаточная намагниченность, приобретенная базальтовым слоем в геологическом прошлом, сохраняет информацию об эволюции магнитного поля. Инверсии магнитного поля являются главными событиями этой эволюции, приводящие к образованию чередующихся положительных и отрицательных полосовых магнитных аномалий, которые образуют характерную линейно-упорядоченную структуру, соответствующую зонам аномалий прямой и обратной полярности палеомагнитной шкалы.

Сделав предположения о постоянной скорости спрединга в Южной Атлантике, Ж. Р. Хайртцлер с соавторами путем линейной экстраполяции произвели расчет возраста для позднемезозойских – кайнозойских аномалий, установив их возраст ~75 млн. лет [Heirtzler et al, 1968].

Магнитные аномалии были пронумерованы с 1 по 32, такие же номера получили и соответствующие им хроны магнитохронологических шкал различных авторов С.К. Кенде, ЛаБрекью и др. [Berggren, 1995]. Дальнейшее изучение магнитного поля дна океанов и выявление линейно-полосчатых аномалий в наиболее крупных рифтовых зонах Атлантического, Тихого и Индийского океанов позволило расширить возрастной диапазон шкалы линейных магнитных аномалий до 160 млн. лет [Larson, 1972].

В настоящее время в качестве наиболее полной и достоверной шкалы линейных магнитных аномалий принят вариант У.Б. Харленда и А.В. Кокса [Харленд и др., 1985]. После уточнения радиометрических датировок

обновленный вариант магнитохронологической шкалы был разработан В.А. Берггренем, Д.В. Кентом [Berggren et al., 1995].

Источником данных для магнитостратиграфической шкалы служат разрезы, расположенные на континентах (в первую очередь, стратотипические и опорные разрезы, в которых имеется возможность надежной увязки магнитозон с биостратиграфическими данными) или океанском дне (керна скважин глубоководного бурения).

Современная шкала геомагнитной полярности (GPTS) [Gradstein et al., 2020] в интервале от средней юры до современности создается путем магнитохронологической калибровки последовательности линейных аномалий с данными по разрезам осадочного слоя как континентальной, так и океанской коры.

Изучение палеомагнетизма палеоценовых отложений началось в 60-х годах работами, проводимыми на континентах, но по мере развития морских магнитных съемок и глубоководного бурения мировая шкала магнитной полярности стала базироваться на материалах океанских исследований.

1.2.1. Магнитостратиграфические данные по колонкам глубоководного бурения

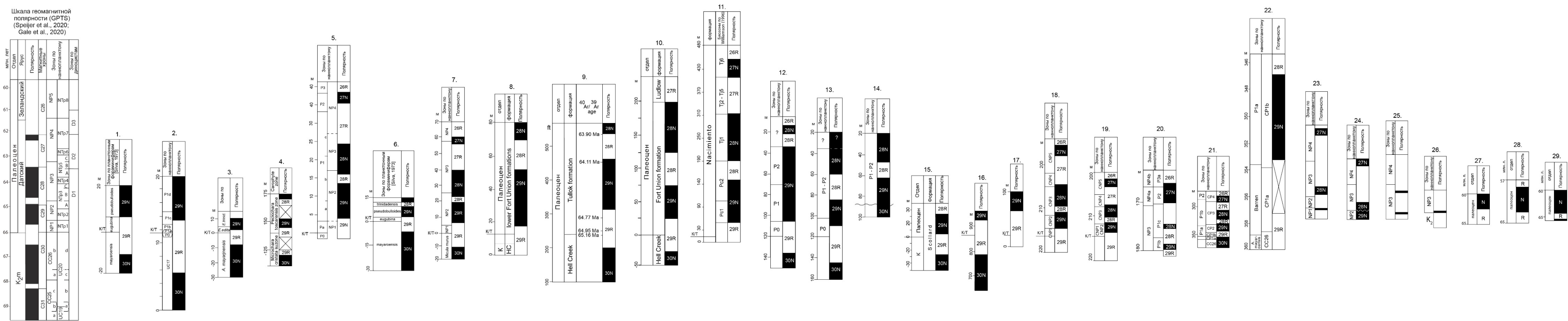
Глубоководное морское бурение проводится с 60-х годов по проектам ODP и DSDP. К настоящему времени пробурено более 1000 скважин в акваториях Атлантического и Индийского океанов. Скважины, как правило, расположены на профилях магнитных съемок и привязаны к наиболее четким линейным аномалиям.

Полные разрезы для раннего палеогена были получены на основании данных глубоководного бурения нескольких скважин во время двух экспедиций ODP начатых в 2001 году: профиль 208 (Китовый хребет, юго-восток Атлантического океана). Эти записи являются основой для надежной хроностратиграфии и позволили с высокой точностью построить полную

стратиграфическую структуру, охватывающую всю эпоху палеоцена для Атлантического и получить магнитостратиграфические данные.

Выявленные в разрезах скважин интервалы прямой и обратной полярности палеонтологически охарактеризованы зональными комплексами фораминифер, радиолярий и наннопланктона. Комплексная палеонтологическая характеристика позволяет надежно сопоставить магнитозоны с выявленными ранее хронами магнитохронологической шкалы [Gradstein et al., 2020] (Рисунок 1).

Скважины 1262 – 1267 расположены в Ангольском бассейне вблизи основания северо-западного фланга хребта Уолфиш и представляют практически полную палеоцен–эоценовую последовательность отложений. Литологически они представлены глинами, карбонатными илами, мелом [Zachos et al., 2004]. Граница мела–палеогена была установлена по хорошо сохранившимся *Parvularugoglobigerina eugubina* в базальной зоне палеогена. Палеоценовые комплексы разнообразны и хорошей сохранности. Интервал границы мела – палеогена отмечен массовым вымиранием меловых таксонов наннофоссилий, а также значительным увеличением численности *Thoracosphaera spp.*, *Biantholithus sparsus* и др. За этими событиями следует появление новых таксонов, таких как *Cruciplacolithus primus* (64,8 млн. лет) и *Cruciplacolithus tenuis s.s.* (64,5 млн. лет). Самый верхний маастрихтский комплекс наннофоссилий *Micula prinsii* (зона CC26) присутствует в низах скважин 1262-1267. В обеих скважинах установлены хроны C25n по C28n. Основание хрона C29n (64,745 млн. лет) расположено выше границы мела – палеогена и попадает в разрыв керна скважины 1262. На основе данных о циклах эксцентриситета земной орбиты установлено, что возраст геомагнитной инверсии C29r–C29n на ~ 300 тыс. лет моложе границы мела – палеогена.



Скважина глубоководного бурения (участок 122, скважина 761) была пробурена на плато Вомбат в северной части Плато Эксмут в восточной части Индийского океана. Проведенные ранее исследования указывали на практическую полную палеоценовую летопись [Quillevere, 2020]. Дальнейшее комплексное изучение керна скважины с помощью методов магнитостратиграфии, биостратиграфии и изотопной стратиграфии показали, что многочисленные глубоководные участки, считающиеся с непрерывным или почти непрерывным осадконакоплением, перемежаются серией перерывов, некоторые из которых превышают продолжительность 1 млн. лет. В связи с этим установление границ между зонами в некоторых случаях затруднительно.

Но, несмотря на наличие крупного перерыва на границе хронов C28n/29r, верхняя граница хрона C29r устанавливается по наличию маркеров *Subbotina triloculinoides* и *C. danicus*, что соответствует зонам по наннопланктону NP2/NP3 и зоне P1b по планктонным фораминиферам. Базальные формы палеоценовых зон и подзон P0, PK и P1a отсутствуют. Граница мела – палеогена (65,1 млн. лет) проводится исчезновению (LO) *Abathomphalus mayaroensis* и уровню геомагнитной инверсии C30n/C29r.

Мелководное плато Брокен-Ридж, простирается с востока на запад в восточной части Индийского океана. Сохранившаяся в этих отложениях последовательность магнитных аномалий в совокупности с биостратиграфическими данными обеспечивает хорошую датировку [Gee, 1991]. Отложения хребта Брокен-Ридж представлены горизонтально залегающими верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями (скв. 752), которые несогласно перекрываются неогеновыми и верхнеэоценовыми илами (скв. 752А и 752В). Данные о магнитной полярности отложений скважины 752 в целом высокого качества. Граница мела–палеогена установлена в пределах хрона C29r. Идентификация хрона C28r является предварительной, но согласуется с первым появлением *Chiasmolithus danicus*, основание зоны CP2 (65,0 млн. лет) [Berggren et al., 1985].

1.2.2. Магнитостратиграфические данные по разрезам на континентах

Палеомагнитные исследования палеоценовых отложений на континентах до 1970-х годов проводились эпизодически и носили рекогносцировочный характер. Но, с появлением высокочувствительной измерительной аппаратуры появилась возможность их системного изучения. В первую очередь внимание исследователей привлекли Средиземноморские разрезы, как наиболее стратиграфически полные и палеонтологически охарактеризованные зональными комплексами нанопланктона и фораминифер (рисунок 1). Палеомагнитное опробование разрезов этого региона позволило провести детальную увязку магнитозон с зональными микропалеонтологическими комплексами. Пограничный мел–палеогеновый интервал хорошо изучен в Европе на территории Средиземноморского региона (Италия), Пиренейского (Испания) и Балканского (Болгария) полуостровов.

Италия. В работе В. Альвареза [Alvarez et al., 1977] приведены результаты магнитостратиграфического изучения разреза Губбио, расположенного в Апенинах (регион Умбрия) на севере Италии. В результате исследований пелагических известняков Росса, были зафиксированы магнитозоны, которые соответствуют последовательности полярностей полученных на основе профилей морских магнитных аномалий. Эти исследования показывают наличие непрерывных магнитозон хронов с C34n–C29r. Магнитополярные определения сопоставлены с биозонами, выделенными по микрофауне и наннопланктону. Положение границы мелового и палеогенового периодов установлено вблизи верхней границы хрона C29r по появлению *Globigerina eugubina*.

Болгария. В пределах Балканского полуострова известен один разрез, охватывающий непосредственно интервал границы мела и палеогена. Разрез границы мела-палеогена Баяла расположен в районе восточной Стара-Планины (Болгария) г. Бяла, в 35 км от г. Варна. Отложения хорошо изучены биостратиграфическими, минералогическими, геохимическими и магнитостратиграфическими методами [Preisinger et. al., 1993], которые

позволили установить магнитополярную характеристику и выделить магнитозоны с C30n по C26r. Пограничный интервал отмечен обогащением иридием, хромом, появлением ударного кварца. Граница проведена в пределах магнитохрона C29r и маркируется появлением первого датского индекса *Biantholithus sparsus*, *Crucioplacolithus tenuis*, зон NP1/ NP2.

Испания. На территории Пиренейского полуострова отложения мела-палеогена изучены наиболее широко. Пограничный интервал отмечается в разрезах Зумайя, Сопелана, Агост, Фотлонга, Каравака.

Разрез **Зумайя** вскрывается в морском обрыве на мысе Аицгорри и пляже Ицурун в провинции Гипускоа на севере Испании. Он является наиболее изученным различными методами, включая био-, цикло- и магнитостратиграфические [Dinarès-Turell et al., 2007]. Разрез, мощностью 54 м, представляет собой весьма полную палеоценовую последовательность, в которой установлены аналоги магнитополярных хроны с C29r по C24r, что делает Зумайю ключевым опорным разрезом палеоцена. На основании полученных результатов радиоизотопного датирования ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) из пограничного интервала отложений мела – палеогена разреза Зумайя возраст границы мела–палеогена был предложен в 65.95 млн. лет [Kuiper et al., 2008], а впоследствии уточнен до 66.00 млн. лет. [Dinare`s-Turell et al., 2014].

Фотлонга. Разрез расположен на северо-востоке Испании в провинции Лерида, детально описан в работе Б. Гальбруна [Galbrun et al., 1992], и представляет собой почти непрерывный стратиграфический интервал континентальных отложений от маастрихта до танета. Несмотря на отсутствие горизонтов, обогащенных иридием, здесь присутствует полная последовательность аналогов хронов от C32r по C26r (верхняя часть нижнего маастрихта – нижний танет). Хрон C29r, в котором проходит граница мела-палеогена, однозначно устанавливается с учетом биостратиграфических данных (харофиты, остракоды, палиноморфы). Граница проводится в самой верхней части подзоны *Microchara cristata*, которая включает виды, как позднего мела, так и раннего палеоцена.

Разрез *Сопелана* представлен верхнемеловыми и палеоценовыми отложениями, которые выходят на поверхность на северном побережье Страны Басков (Испания). Результаты подробных био- и магнитостратиграфических исследований отражены в работе К. Мэри [Mary et al., 1993] и охватывают промежуток от среднего маастрихта (71 млн. лет) до нижнего палеоцена (66 млн лет). Биостратиграфические исследования позволили выявить ряд зон *Gansserina gansseri*, *Abathomphalus mayaroensis*, *Globigerina eugubina*, и др., что позволило в совокупности с полученными палеомагнитными данными идентифицировать аналоги магнитных хронов с C31r по C29r. Граница мела–палеогена в разрезе Сопелана установлена на уровне, соответствующим нижним 3/5 частям от объема хрона обратной полярности C29r.

Разрез *Агост* был впервые описан А. Хиллебрандтом [Hillebrandt, 1974], но в его работах не было уделено внимание детальному изучению границы мела и палеогена. Разрез Агост расположен в Бетской Кордильере на юго-востоке Испании, недалеко от одноименной деревни региона Аликанте. В 115км. от разреза Агост, в провинции Мурсия располагается полностью идентичный разрез *Каравака*, в котором так же отмечается пограничный интервал мела-палеогена. Пограничный интервал в этих разрезах представлен верхнемаастрихтскими (верхний мел) светло-серыми мергелями, перекрывающимися нижнедатскими (нижний палеоцен) черно-серыми глинами с высоким содержанием ирридия, микротектитов и элементов платиновой группы. Несмотря на небольшую мощность разреза Агост (около 22м) его сопоставление с другими более полными последовательностями имеет важное значение для идентификации границы мела–палеогена. В разрезах Европы с границей мела – палеогена, в таких как Губбио, Зумайя и Каравака, граница мела – палеогена проходит примерно на две трети от нижней границы хрона C29r, что хорошо согласуется с данными полученными в разрезе Агост.

Проведенные детальные магнитостратиграфические исследования, подтвержденные биостратиграфическими данными, позволили установить палеомагнитную структуру разреза Агост, которая представлена аналогами

хронов – C30n, C29r, C29n, соответствующие 7 зонам по планктонным фораминиферам. В основании разреза отмечается присутствие *Abathomphalus mayaroensis*. Зона *A. mayaroensis* содержит фауну, богатую планктонными фораминиферами. Большинство видов исчезают выше границы мела – палеогена и только *Guembelitra cretacea* (зона P0) встречается во всех образцах разреза. Первые палеогеновые виды появляются выше по разрезу, к ним относятся *Globigerina eugubina* (зона P1a), *Eoglobigerina taurica* (P1b) и *Morozovella pseudobulloides* (P1c). Основание зоны *Morozovella trinidadensis* (P1d) идентифицировано по маркерному виду *M. trinidadensis* Bolli.

Северная Америка. США. В работе Р. ЛеКейн [LeCain et al., 2014] приведена магнитостратиграфическая оценка трех хорошо обнаженных в северо-восточной Монтане разрезов формаций Хелл-Крик и Форт-Юнион, простирающихся через Монтану, Вайоминг, Северную Дакоту и Южную Дакоту в пределах бассейна Уиллистоун. Здесь отмечен хорошо сохранившийся пограничный интервал мела и палеогена, в котором отмечаются индикаторы импактного события и массового вымирания. В связи с этим эта область представляет интерес для идентификации возрастного интервала массового мел-палеогенового вымирания и исследования эволюционной динамики, связанной с этим крупномасштабным событием.

Граница мела и палеогена хорошо проявлена в разрезе Ист-Рид и диагностируется в основании лигнитов по наличию иридиевой аномалии, а соответствующая ей обратная полярность интерпретируется как хрон C29r. Ниже границы мела палеогена отмечается зона прямой полярности хрон C30n.

В северном разрезе Пер Лэйк граница мела–палеогена проводится по основанию углей и начинается с зоны обратной полярности хрона C29r, меняющуюся выше по разрезу на зону прямой полярности хрон C29n.

Палеомагнитные результаты разреза Гарбани Хилл показывают, что нижняя часть разреза имеет прямую полярность и, учитывая его перекрытие с разрезом Пер Лэйк коррелируется с хроном C29n. Выше по разрезу отмечается зоны обратной C28r и прямой C28n полярности.

Многочисленные останки млекопитающих в северо-западной части Северной Америки выше границы мела и палеогена отмечаются в породах яруса Пуэркан. Ярус Пуэркан – это формация Таллок, которая широко обнажается в округах Гарфилд и Маккоун (восточная Монтана). Формация Таллок залегает над содержащей останки динозавров формацией Хелл-Крик и состоит из серии русловых и пойменных отложений. Эти русловые отложения обычно заключены в мощные угольные пласты. Угли маркируют основание Пуэркан на границе мела – палеогена и содержат аномально высокие концентрации иридия [Swisher, 1993]. Палеомагнитные данные, полученные из пластов углей различных разрезов формации Таллок, позволили установить последовательность магнитохронов C29r, C29n, C28n. Радиоизотопные ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) датирования различных угольных слоев дают средневзвешенные возрасты от 63,90 до 65,16 млн. лет.

В верхнемеловой формации Хелл-Крик и палеоценовых пачках Ладлоу и Тонг-Ривер формации Форт-Юнион в долине реки Литл-Миссури в Северной Дакоте для установления магнитной полярности был изучен 325-метровый сводный разрез Ладлоу, в котором установлены магнитохроны C29r–C27r составной разрез [Peppe et al., 2009].

Нижнепалеоценовые песчаники Охо Аламо (формация Насименто из бассейна Сан-Хуан (SJB) на северо-западе Нью-Мексико) являются стратотипом для пуэрканского (Pu) и торрехонского (To) ярусов, содержащих останки наземных млекопитающих (NALMA). На основании магнитостратиграфических и радиоизотопных данных ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) по семи изученным разрезам была построена возрастная модель, охватывающую первые ~3,5 млн. лет. палеоцена. Путем сопоставления со шкалой геомагнитной полярности в ней были установлены магнитные хроны с C29r–C27r [Flynn et al., 2020].

Канада. Магнитополярные данные, полученные в результате изучения 350-метровой толщи позднекампанских – раннепалеоценовых отложений флювиально-дельтового типа Эдмонтон в долине Ред-Дир, позволили выявить

смену полярности, коррелируемую с морскими магнитными аномалиями 29 – 33 [Lerbekmo, 1984]. Породы представлены аргиллитами, разномерными песчаниками, углистыми сланцами и углями, аргиллитами. Верхняя часть маастрихта установлена приблизительно по уровню исчезновения останков динозавров и палинофлоры мелового периода, в частности, многих видов рода *Aquilapollenites* [Lerbekmo et al., 1979a]. Кроме останков динозавров и микрофлоры, в отложениях долины Ред-Дир присутствует значительное количество слоев вулканического пепла, подходящего для радиометрического датирования [Lerbekmo et al., 1979b]. Установление границы маастрихта и палеоцена основано на присутствии иридиевой аномалии и коррелируется с магнитостратиграфическими данными в разрезе Губбио (Италия). Радиометрическое датирование показало, что возраст этой границы около 64 млн. лет.

В рамках проекта по изучению границы мелового и палеогенового периодов Канадской программы континентального бурения (CCDP) в южной Альберте, Саскачеване и Манитобе были пробурены три скважины глубиной 160, 188 и 170 м. [Lerbekmo, 1998].

Палеомагнитные и палинологические исследования в формациях Ravenscrag, Frenchman, Battle, Whitemud и Eastend, позволили установить магнитохроны с C29n–C30r. Скважина Wood Mountain охватывает интервал от магнитозоны C28n до C30r в формациях Ravenscrag, Frenchman, Battle, Whitemud, Eastend и Bearpaw. Изученный интервал в скважине Elkwater характеризуется магнитохронами C30n–C26r. Граница между мелом и палеогеном проводится по хрону C29r и хорошо согласуется с палинологическими данными. Скважина Turtle Mountain имеет ряд существенных несогласий, в ней отмечаются магнитозоны отождествляемые с хронами C28n, C28r, C29n, C30n.

Антарктида. На острове Сеймур (Антарктический полуостров), формация Лопес де Бертодано, представленная мощной толщей аргиллитов с включениями конкреций и хорошо сохранившейся фауной, является одним из

самых южных объектов, где отмечается граница мела – палеогена. На острове Сеймур формация Лопес-де-Бертодано (маастрихт – низы дания), которая несогласно перекрыта формацией Собрал палеоценового возраста.

Используя магнитостратиграфические, изотопные и макрофаунистические данные, было установлено два заметных события потепления, синхронных с тремя основными фазами траппового вулканизма и локальным вымиранием, которое предшествует импактному событию [Tobin et al., 2012]. Реконструированная палеоширота (62°) похожа на текущую широту и согласуется с реконструкциями плит, что делает остров Сеймур одним из самых высокопалеоширотных выходов границы мела – палеогена. Граница мела – палеогена определяется первым появлением палеогеновых диноцист, которые совпадают с иридиевой аномалией [Elliot et al., 1994]. Полученные магнитостратиграфические данные и их корреляция с GPTS позволили идентифицировать в последовательности магнитозон аналоги хронов C30n, C29r, C29n.

Азия. Индия. Морские мел-палеогеновые разрезы были изучены, в районе реки Ум Сохрингкью (USR) на юге плато Шиллонг (северо-восток Индии). Для установления границы мела–палеогена и расшифровки палеоэкологических/климатических условий были проведены комплексные литологические, биостратиграфические и геохимические исследования [Bhandari et al., 1994]. В разрезе USR граница мела-палеогена устанавливается по лимонитовому слою толщиной 1,5 см, обогащенному иридием и элементами платиновой группы. В работе [Debarati Nag et al., 2024] по разрезу USR представлена первая попытка дать палеомагнитную характеристику границы мела – палеогена в Мегхалае. Согласно выводам авторов, уровень инверсии C29r/29n (65,688 млн. лет) расположен на 61 м выше иридиевого слоя, который датируется 66,043 млн. лет.

Территория России и сопредельных государств. Кавказ. В северокавказских разрезах палеоценовые отложения представлены переслаиванием известняков, мергелей, карбонатных и некарбонатных глин. В

различных регионах Северного Кавказа в связи с некоторой фациальной изменчивостью по латерали с запада на восток породы этого стратиграфического диапазона выделены в различные свиты: эльбурганская, нальчикская (разрезы р. Кубань и р. Хеу), в закавказье (Азербайджан) сумгаитская (п. Насосный). Как правило, в этих отложениях отмечаются богатые микропалеонтологические комплексы сопоставимые со Средиземноморскими биостратиграфическими шкалами [Martini, 1970; Okada et al., 1980].

Палеомагнитная характеристика палеогеновых отложений Кавказа основана на обобщении палеомагнитных данных по северокавказским разрезам р. Хеу, р. Кубань, Аймаки-Охли и закавказскому разрезу п. Насосный (Азербайджан) [Богачкин, 2004]. В петромагнитном отношении палеогеновые отложения Северного Кавказа слабомагнитны. Сводный палеомагнитный разрез характеризуется доминирующей обратной полярностью, на фоне которой отмечаются зоны прямого знака. В сводной палеомагнитной колонке датского яруса на фоне доминирующей обратной полярности фиксируются три интервала прямой полярности, которые наиболее достоверно представлены в опорных разрезах р. Хеу и р. Кубань [Богачкин, 2004]. В них к датскому возрасту относят нижнюю часть эльбурганской свиты охарактеризованной наннопланктоном зон NP1/NP2, NP3/NP4 и фораминифер зон *Globigerina taurica* и *Globoconusa daubjergensis*. Граница датского и зеландского ярусов, согласно принятой МСК схеме палеогена (2001 г.) [Постановление...2001], проводится по кровле зоны *Acarinina inconstans*, которая соответствует середине наннопланктонной зоны *Ellipsolithus macellus* (NP4). Нижняя зона прямой полярности в разрезах р. Хеу, р. Кубань и р. Аймаки-Охли, документируется по единичным образцам в самом основании эльбурганской свиты близ границы меловых и палеогеновых отложений. В первых двух разрезах интервалы прямой полярности приурочены к нижней половине фораминиферовой зоны *Globigerina taurica*, а в разрезе Аймаки-Охли

магнитозона прямого знака выделяется вблизи мел-палеогеновой границы, в слоях с фауной ежей *Cyclaster danicus*.

Средняя зона прямой полярности выявлена в разрезах р. Хей, р. Кубань, где границе фораминиферовых зон *Globigerina taurica* и *Globoconusa daubjergensis* и в верхней части нерасчлененных нанопланктонных подзон *Cruciplacolithus tenuis s.str* и *Chiasmolithus danicus* (NP1-NP2).

Верхняя зона прямой полярности уверенно документируется в палеомагнитных колонках упомянутых разрезов. Интервалы прямой полярности приурочены к границе зон *Acarinina inconstans* и *Globorotalia angulata* и основанию наннопланктонной подзоны *Ellipsolithus macellus* (NP4).

Таким образом, по занимаемому стратиграфическому положению установленные магнитозоны сопоставляются с хронами C29n, C28n и C27n GPTS.

Для составления опорной палеомагнитной шкалы палеогена *Армении* [Минасян и др., 1981] было изучено около 30 разрезов вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений, охватывающих временной интервал от палеоцена до олигоцен-миоцена включительно. Выявление палеомагнитных горизонтов разной полярности дало возможность провести корреляцию палеогеновых образований Армении. На основании данных о полярности горизонтов рассчитаны координаты палеомагнитного полюса, которые послужили параметрами при корреляции с палеомагнитными шкалами Туркмении [Назаров, 1973] и Азербайджана [Гасанов, 1975].

Полученные в 1970-80-х годах прошлого века магнитостратиграфические данные по Закавказью нельзя признать надежными. Это связано со стратиграфической неполнотой изученных разрезов, низкой разрешающей способностью измерительной магнитометрической аппаратуры и, используемой в то время, и отсутствием многих методических приемов анализа данных, которые появились позже.

Магнитостратиграфические исследования мел-палеогеновых отложений *Западной Сибири* освещены в работах З.Н. Гнибиденко с соавторами

[Гнибиденко и др., 2020; Левичева, 2017]. В них отражены результаты магнитостратиграфических исследований, полученные при изучении верхнего мела и палеоцена в трех районах на юге Западной Сибири (Омской впадине, Бакcharском железорудном бассейне, Кулундинской впадине). На основе комплексных палеомагнитных и палеонтологических данных разработан региональный магнитостратиграфический разрез верхнего мела – палеоцена юга Западной Сибири, в котором зафиксированы четыре верхнемеловые магнитозоны, идентифицируемые с хронами C34, C33r, C31r, C30n, и две палеоценовые магнитозоны, соответствующие зеландской и танетской частям хронов C26r и C25r соответственно. Датский ярус на юге Западной Сибири отсутствует.

* * *

Подводя итог аналитическому обзору данных по магнитостратиграфии датского яруса (палеоцена), как по линейным магнитным аномалиям, скважинам глубоководного бурения, так и разрезам, расположенным на континентах, следует заключить, что магнитополярная характеристика датского интервала GPTS является надежно обоснованной и заслуживает доверия в качестве использования инструмента для решения стратиграфических задач (уточнения возраста и проведения глобальных корреляций).

Датский ярус характеризуется достаточно простой палеомагнитной структурой, имеющей в первом приближении отчетливое двучленное строение: нижняя часть представлена преимущественно прямой полярностью (хронами C29n, C28n и кратковременными C29r, C28r), а верхняя половина яруса отмечена доминирующей обратной полярностью (хроном C27r, низами хрона C26r и кратковременным C27n). Доля прямой полярности в низах датского яруса (наннопланктонные зоны NP1 – NP3) составляет 89 %, а доля обратной полярности в верхах яруса (наннопланктонные зоны NP3 – NP4) – 76 % [Gradstein, et. al., 2020].

1.3. Датский ярус Саратовского Поволжья

В последней версии унифицированной схемы палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона в палеоцене выделяются сызранский и камышинский горизонты [Унифицированная ..., 2015] (рисунок 2).

Сызранский горизонт выделяется по одноименной свите [Павлов, 1896] и подразделяется на два подгоризонта: ниже- и верхнесызранский в объеме нанопланктонных зон NP2-NP4 (даний) и зоны NP5 (зеландий) соответственно. Стратотипом сызранского горизонта является ряд карьеров и обнажений сызранской свиты в западной части Ульяновской структурной фациальной зоны в окрестностях г. Инза. Разрезы представлены кремнистыми отложениями – диатомитами, диатомовыми и опоковидными глинами, опоками. В Саратовской структурной фациальной зоне (СФЗ) сызранский горизонт представлен опоковидными песчаниками, песчанистыми опоками, алевролитами.

Камышинский горизонт назван по одноименной свите [Милановский, 1940]. Стратотипом является ряд разрезов на правом берегу р. Волги между г. Камышин и Балыклей [Леонов, 1961]. Литологически они представлены песчаными отложениями (пески, алевроиты, песчаники), в нижней части отмечается горизонт глин. Вопрос о положении нижней границы горизонта остается дискуссионным и условно она сопоставляется с границей зеландия и танета. Горизонт охарактеризован наннопланктоном, диноцистами, диатомеями, радиоляриями, бентосными фораминиферами, спорами и пылью и принимается в объеме зон по наннопланктону NP6–NP9 и сопоставляется с танетским ярусом.

Продолжительная история изучения палеогеновых отложений Поволжья и Прикаспия привела к появлению многочисленных, в разной степени обоснованности стратиграфических схем [Унифицированная ..., 2015]. Расчленение палеогеновых отложений, не вызывает затруднений, но вопрос об объемах выделяемых стратонов и их возрастной принадлежности к ярусам ОСШ до сих пор остается дискуссионным.

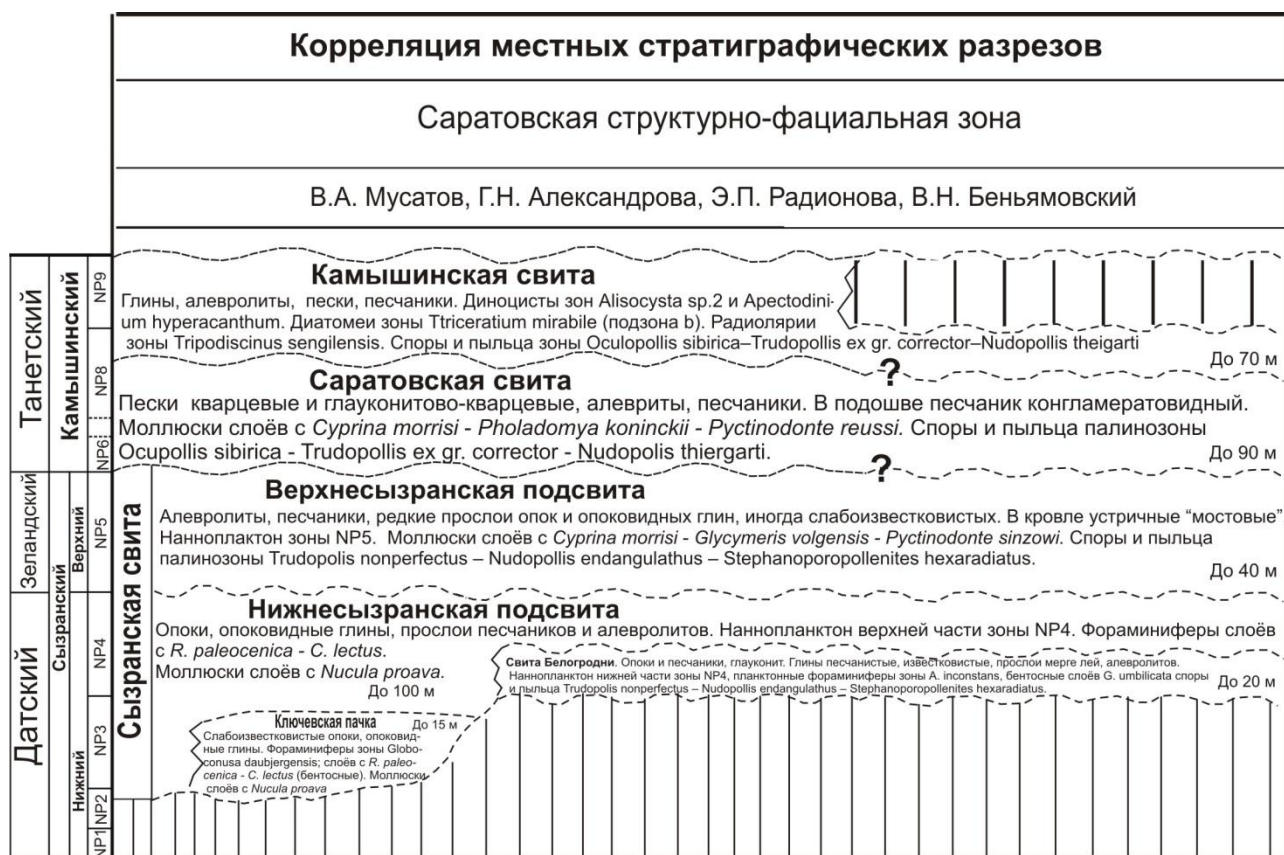


Рисунок 2. Унифицированная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона (Саратовская структурно-фациальная зона) [2015].

Это связано с неудовлетворительным палеонтологическим обоснованием выделяемых стратиграфических подразделений, отсутствием детального описания стратотипов, установление нижних и верхних границ свит, подсвит, пачек. Так же не уделялось должного внимания изучению перерывов в осадконакоплении.

В Саратовской структурно-фациальной зоне к датскому ярусу отнесены следующие местные стратиграфические подразделения: ключевская пачка, свита Белогородни и нижнесызранская подсвита. Подошва зеландского яруса условно совмещена с границей между нижнесызранской и верхнесызранской подсвитами. В восточных районах Саратовской СФЗ (Саратовское Заволжье), примыкающих с севера к прибортовой зоне Прикаспийской впадины, присутствуют также отложения алгайской свиты, имеющей преимущественное распространение в Прикаспийской зоне.

Ключевская пачка, являющаяся предположительно самыми древними отложениями датского яруса Саратовского Правобережья [Александрова, 2013], представляет собой толщу сильно карбонатных опок в основании сызранской свиты, мощностью до 15 м. Стратотипический район распространения ключевской пачки находится в окрестностях с. Ключи Базарнокарабулакского района Саратовской области. Датский возраст пачки обоснован микропалеонтологическими данными (планктонные и бентосные фораминиферы, наннопланктон) и комплексами моллюсков, но не может быть надежно определен точнее, чем в пределах наннопланктонных зон NP1–NP3. С долей условности в унифицированной схеме ключевская пачка отнесена к зоне NP3 по наннопланктону.

Свита Белогродни. Впервые отложения, слагающие свиту Белогродни, были описаны А.П. Павловым (1896) как “*Glaucionie de Grodnia* – глаукониты Гродни” и отнесены к датскому ярусу с оговоркой об их самостоятельности и резком отличии от подстилающих верхнемеловых мелоподобных известняков. Впоследствии эта глауконитовая толща рассматривалась различными авторами как базальный горизонт сызранских (нижнепалеоценовых) опок или как слои Белогродни, слагающие низы палеоцена [Архангельский, 1952, 1955; Кузнецова, 1971; Курлаев, Ахлестина, 1988]. В 1998 г. В.А. Мусатов и Л.И. Ермохина предложили выделять слои Белогродни в ранге свиты. Подробно эволюция взглядов на возраст и стратиграфическую самостоятельность слоев Белогродни рассмотрена в работах В.А. Мусатова и др. [Мусатов, Ермохина, 1998; Мусатов и др., 2004].

В “Унифицированной стратиграфической схеме палеогена Поволжско-Прикаспийского субрегиона” [2015] свита Белогродни на основании микропалеонтологических данных предположительно сопоставляется с верхней частью датского яруса (не древнее зоны NP4 по наннопланктону). Однако позже О.Н. Васильевой [Васильева, 2017] в стратотипе свиты Белогродни по результатам палинологического изучения был обоснован возраст отложений в диапазоне от зоны *Xenicodinium lubricum* до зоны *Cerodinium striatum*,

соответствующих в шкале датского яруса стандартным зонам D1–D3 по диноцистам и NP2–NP4 по известковистому наннопланктону [Speijer et al., 2020].

Таким образом, неопределенности с датировкой свиты Белогродни и установлением ее возрастных соотношений с другими стратиграфическими подразделениями, слагающими низы палеоцена на севере Саратовского Правобережья (с ключевской пачкой и нижнесызранской подсвитой), сохраняются.

Сызранская свита первоначально выделялась как сызранские слои, а впоследствии была выделена в сызранский ярус [Павлов, 1897]. В дальнейшем объем данного подразделения был расширен Е.В. Милановским [Милановский, 1927, 1940] и выделялся, как сызранская серия. В настоящее время принято решение возвратиться к первоначальному объему подразделения, предложенному А.П. Павловым, но повысить ранг сызранских слоев до свиты с подразделением на две подсвиты [Мусатов и др., 2004].

Нижнесызранская подсвита выделялась ранее в качестве нижней серии сызранских слоев - нижнесызранских слоев [Павлов, 1896, 1897; Леонов, 1961]; нижнесызранской свиты [Милановский, 1940]. Отложения представлены слабо известковистыми и неизвестковистыми серыми опоками и опокovidными глинами с прослоями алевролитов, песчаников, песков. Подсвита залегает с размывом на подстилающих отложениях верхнего мела, ключевской пачки или свиты Белогродни, ее мощность колеблется в пределах 30-100 м, увеличиваясь к центральной части структурно-фациальной подзоны и к югу, в сторону борта Прикаспийской синеклизы. На датский возраст указывают редкие находки кораллов, отпечатки морских ежей, обедненные комплексы бентосных фораминифер, радиолярий, диатомовых водорослей, динофлагеллат, спикул губок, моллюски *Nucula proava* Wood., *L. sokolowi* Netsch. и др. [Ермохина, 1990]. Общий спорово-пыльцевой комплекс получен для нижне- и верхнесызранских, а также нижнесаратовских слоев [Кузнецова, 1971].

Верхнесызранская подсвита представлена опоковидными алевролитами, с прослоями песчаников и песков, опоковидных глин и опок, прослоев устричных банок, залегающих в кровле подсвиты и с большой долей условности (по единичным находкам нанноплактона [Мусатов, 1993а, 1996] и комплексам моллюсков [Ермохина, 1990; Мороз, Ермохина, 1998] отнесена уже к зеландскому ярусу. Залегает без видимых следов перерыва на подстилающих породах нижнесызранской подсвиты. Граница между нижнесызранской и верхнесызранской подсвитой нечеткая и проводится по возрастанию содержания песчано-алевритовой составляющей. Мощность подсвиты до 30-40м.

Датский ярус Саратовского Поволжья, как и весь палеоген Нижнего–юго-востока Русской плиты, до сих пор не изучен в палеомагнитном отношении. Поэтому в стратиграфической схеме палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона (2015) отсутствуют магнитостратиграфические материалы, хотя де-юре они являются неотъемлемым атрибутом унифицированных схем, согласно Стратиграфическому кодексу РФ (2019). Де факто неимение палеомагнитных данных препятствует выполнению детальных межрегиональных корреляций и изохронному трассированию стратиграфических границ.

До 2021 года о магнитных свойствах палеоценовых отложений Саратовского Поволжья имелись только фрагментарные сведения, основанные на данных лабораторных исследований 20-30-летней давности и носившие ярко выраженный рекогносцировочный характер. Данные о палеомагнитной зональности палеоценовых отложений Саратовского Поволжья отсутствуют вообще, что является существенным недостатком, поскольку имеют важное значение для решения задач региональной геологии, связанных как обоснованием границы мела-палеогена, так и с уточнением условий формирования отложений датского яруса.

Кремнистые отложения палеоцена являются сложным объектом в плане палеомагнитного изучения. Систематическое изучение, сильная дезинтеграция,

гипергенные изменения, малые величины естественной остаточной намагниченности (ниже пороговой чувствительности измерительной аппаратуры, используемой в 1970-90-х годах), свойственные силицитам, являются одними из главных причин отсутствия палео- и петромагнитной информации. Вплоть до сегодняшнего дня вопрос о минералах-носителях остаточной намагниченности силицитов остается мало изученным. Повышенное содержание парамагнитного галауконита в низах палеоцена (свита Белогродни) также негативно сказывается на качестве палеомагнитной информации.

Одной из первых попыток магнитостратиграфического изучения палеоцена Поволжья можно считать исследования А.Б. Богачкина [Gabdullin et al., 1999], результатом которых стало получение сведений о петромагнитной характеристике свиты Белогродни и нижнесызранской подсвиты на севере Саратовского Правобережья. Позднее Э.А. Молостовским были получены петромагнитные данные в пограничном интервале мел- палеогеновых отложений в районе сёл Ключи и Тепловка Новобурасского района [Molostovsky et al., 2006]. По данным ДТМА и микрозондовых исследований были выявлены уровни с повышенной концентрацией вещества предположительно космогенной природы. Однако магнитополярных данных в обоих случаях получить не удалось.

В настоящее время с появлением современного высокочувствительного оборудования для палеомагнитных измерений появилась возможность дальнейшего их изучения, которая позволила автору попытаться восполнить этот пробел. В 2021 году, автором были начаты первые целенаправленные магнитостратиграфические исследования палеоцена Поволжья, результаты которых представлены в настоящей работе.

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА РАБОТ

2.1. Выбор объектов исследования и полевые работы

Основным объектом исследований выбран датский ярус Саратовского Правобережья, представленный ключевской пачкой, свитой Белогродни и нижнесызранской подсвитой. Кроме того, в нескольких разрезах изучены верхи маастрихтского яруса (карамышская свита и верхи лохской, николаевской и радищевской свит) и верхнесызранская подсвита, условно сопоставляемая с зеландским ярусом. В Саратовском Заволжье пригодных для изучения разрезов алгайской свиты не было обнаружено, в том числе по причине ограниченного доступа в район исследований (та часть Озинского района Саратовской области, где были известны выходы на дневную поверхность датского яруса, находится сейчас в пограничной зоне с ограниченным свободным перемещением).

Ключевская пачка и свита Белогродни распространены только на севере Саратовского Правобережья, в районах стратотипического развития этих местных стратиграфических подразделений. Нижнесызранская подсвита широко распространена на территории всего Саратовского Правобережья, и объекты для ее изучения выбирались с тем, чтобы данные о магнетизме этих отложений были получены в разных геоструктурах. Разрезы нижнесызранской подсвиты изучены в пределах Приволжской моноклинали, зоны Саратовских дислокаций и зоне ее сочленения с Елшано-Сергиевским валом, Вольской впадине (рисунок 3). В географическом плане изученные разрезы расположены на юге, в центре и на севере Саратовского Правобережья соответственно. В первую очередь сызранская свита подвергалась опробованию в хорошо известных по литературе разрезах Лысая гора, Сырт и других [Милановский, 1940]. Перечень разрезов с указанием их местоположений приведен на рисунке 4 (рисунок 4).

Все разрезы, опробованы в естественных обнажениях или карьерах.

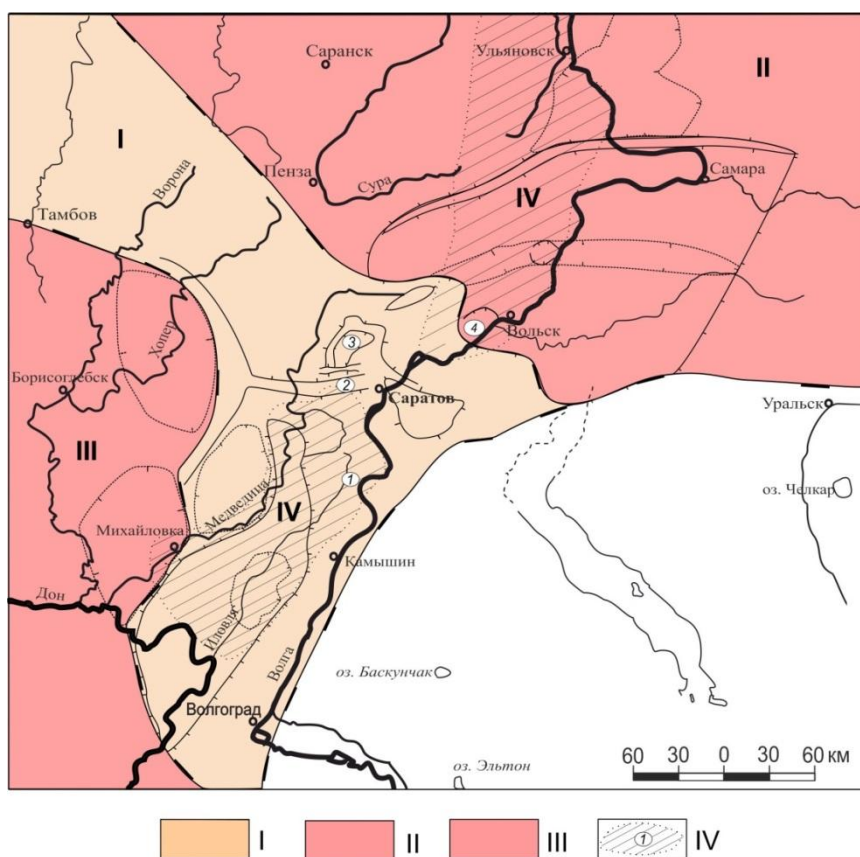


Рисунок 3 – Структурно-тектоническая схема Правобережного Поволжья [по Шебалдин, 2008; Первушов и др., 2022]. Условные обозначения: I – Рязано-Саратовский прогиб, II – Воронежская антеклиза, III – Волго-Уральская антеклиза, IV – Ульяновско-Саратовский прогиб. 1 – Приволжская моноклираль, 2 – Елшано-Сергиевский вал, 3 – зона Саратовских дислокаций, 4 – Вольская впадина.

Полевое исследование разрезов носило комплексный характер в соответствии с современными требованиями стратиграфических исследований и включало в себя детальное описание разрезов, отбор проб по системе «образец в образец» (для привязки магнитозон к слоям и палеонтологическим находкам) на палеонтологический, палеомагнитный, петромагнитный, литолого-минералогический, геохимический и другие виды анализов.

Отбор образцов осуществлялся с помощью кайлы и раскопного ножа, с шагом от 0.25 м до 0.9 м, в зависимости от мощности стратиграфического подразделения. Замеренные азимуты и углы падения каждого штуфа фиксировались в полевых дневниках. Элементы залегания измерялись по

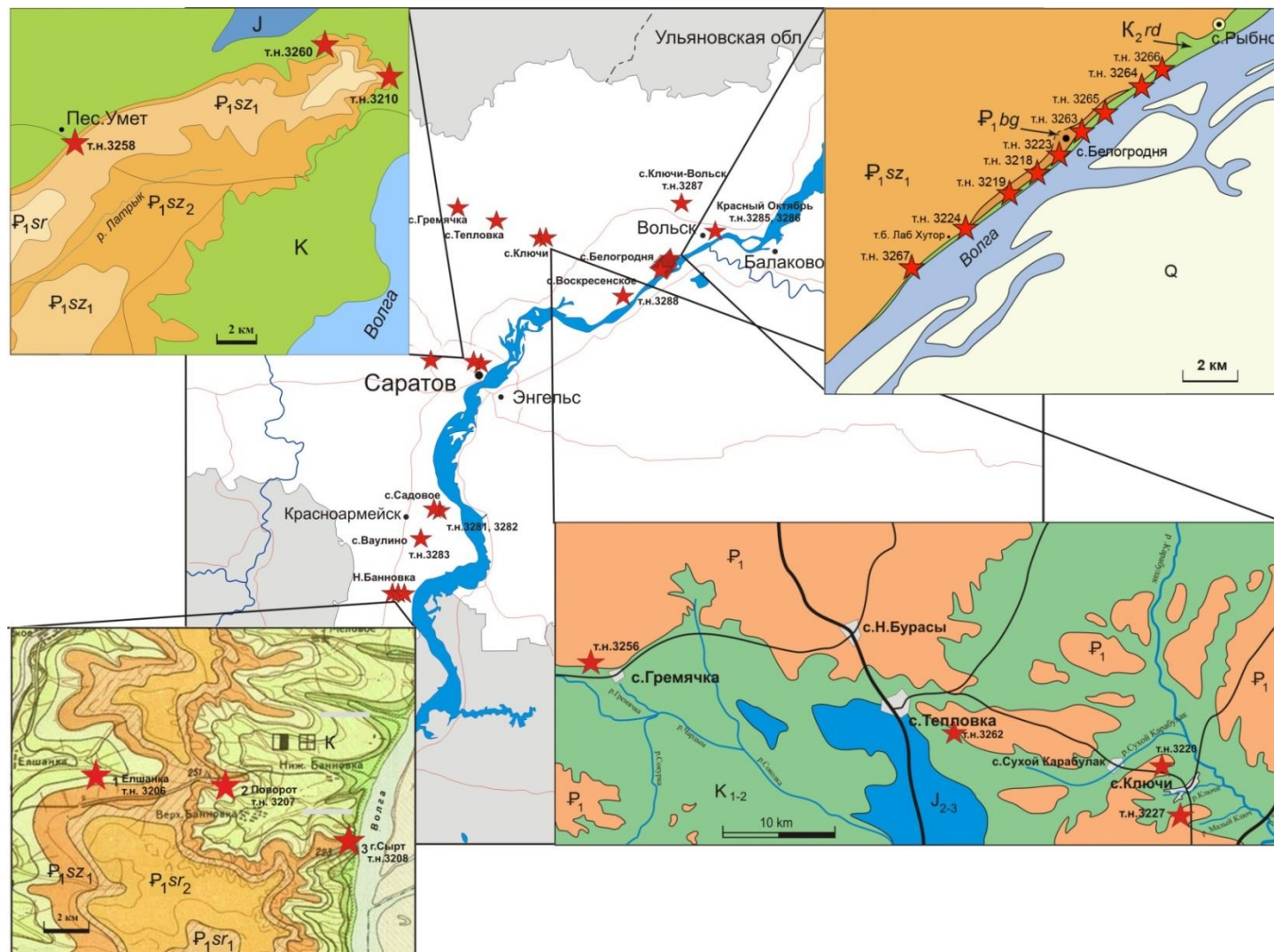


Рисунок 4 – Схема местоположений изученных разрезов

произвольно выбранной плоскости на поверхности штуфа, после чего на нее наносилась стрелка, направление которой соответствовало линии падения. Изученные разрезы в основном, представлены твердыми породами (силицитами). Для уменьшения вероятности отбора пород, подвергшихся гипергенным изменениям, в некоторых случаях приходилось извлекать образцы с глубины 0.5–0.8 м. Отдельные штуфы (сильно трещиноватые, глинистые породы) во избежание дезинтеграции парафинировались. В дальнейшем из каждого штуфа на камнерезном станке с сохранением ориентировки выпиливались 3–4 образца кубической формы с размерами ребер 2 см. С каждого уровня, для палеомагнитного анализа использовалось по 2–3 кубика, петромагнитных исследований – по 1–2.

В опробовании разрезов, кроме автора, принимали участие А.Ю. Гужиков, А.Г. Маникин, В.А. Фомин, Р.С. Дакиров, К.А. Андрюхин, И.М. Тонкошуров, И.С. Ошкин (все СГУ, Саратов), В.А. Мусатов (НВНИИГТ, Саратов) и С.С. Гаврилов (МиМГО, Москва). Литологические описания разрезов выполнены А.Ю. Гужиковым и Д.А. Шелеповым. Предварительная подготовка (распиловка) образцов, лабораторные магнито-минералогические (коэрцитометрические и термомагнитные), петромагнитные и палеомагнитные измерения проведены автором с помощью И.В. Ошкина. Микропалеонтологические определения (наннопланктон и фораминиферы) предоставлены В.А. Мусатовым, И.П. Рябовым. Геохимические данные получены автором, А.М. Суринским (СГУ, Саратов) и И.С. Уховым (АО “Институт геологии и разработки горючих ископаемых”, Москва). Шлифовой анализ сделан автором. Количество образцов отобранных в изученных разрезах для магнитостратиграфических исследований, представлено на рисунке 5 (рисунок 5). Описание изученных разрезов приведено в главе 3 «Результаты работ».

	Юг Саратовского Правобережья (Приволжская моноклиналь)					г. Саратов (Елшано -Сергиевский Вал)		Север Саратовского Правобережья (Север - Саратовских дислокаций)																
Разрезы Свита / пачка	Елшанка обн. 3206, 3284	Поворот обн. 3207, 3253	гора Сырт обн. 3208, 3208a	Садовое обн. 3281,3282	Ваулино обн. 3283	Лысая гора обн. 3210	Песчаный Умет обн. 3258	Стрельбище обн. 3255	с.Ключи обн. 3220	Ключи обн. 3226, 3227	Тепловка обн. 3262	Гремячка обн. 3256	Белогродня обн. 3218	Белогродня обн. 3219	Белогродня обн. 3223	Белогродня обн. 3224	Белогродня обн. 3263	Белогродня обн. 3264	Белогродня обн. 3265	Белогродня обн. 3266	Белогродня обн. 3267	Красный Октябрь обн. 3284	Ключи-Вольск обн. 3287	Воскресенск обн. 3288
Нижнесызранская подсвита	36 / 9	34 / 8	45 / 12	45 / 19.8	13 / 5.4	53 / 14	29 / 25	17 / 14.5				23 / 19.6										17 / 14	12 / 28	16 / 13
свита Белогродни													31 / 13.6	21 / 9.1	50 / 26	10 / 4.5	60 / 29.8	52 / 34.2	54 / 35.5	48 / 24.1	18 / 11.3			
Ключевская пачка									8 / 2.5	37 / 31.5	30 / 26													

Рисунок 5 – Характеристика степени палеомагнитной изученности разрезов палеоценовых отложений Саратовского Правобережья. В числителе количество стратиграфических уровней, в знаменателе мощность изученных отложений (м).

2.2. Лабораторные исследования, анализ и интерпретация данных

2.2.1. Петромагнитные и магнито-минералогические исследования

Во всех разрезах с целью оценки пригодности отложений для палеомагнитных исследований и обоснования возраста намагниченности, а также получения дополнительной информации о составе и условиях формирования пород, были проведены измерения различных петромагнитных параметров. У образцов с каждого стратиграфического уровня (как ориентированных, так и неориентированных) изучался широкий спектр петромагнитных характеристик: Измерения магнитной восприимчивости (K) до и после нагрева (K_t) (каппаметрия и термокаппаметрия), анизотропии магнитной восприимчивости (AMB), естественной остаточной намагниченности (J_n); опыты магнитного насыщения по результатам, которых фиксировались и впоследствии анализировались величины значений остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}), остаточной коэрцитивной силы (H_{cr}) и других параметров магнитного насыщения. У выборочных образцов, отражающих различные литологические и петромагнитные типы горных пород, в каждом разрезе осуществлялся дифференциальный терромагнитный анализ (ДТМА).

Магнитная восприимчивость (K) физическая величина, характеризующая способность вещества намагничиваться (приобретать индуктивную намагниченность – J_i) под действием внешнего магнитного поля (H); $J_i = K \cdot H$ и зависящая, главным образом, от концентрации пара- и ферромагнетиков в породе. При значениях $> 30-40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ магнитная восприимчивость определяется, практически, только ферромагнетиками. При очень малой их концентрации порода может обладать диамагнитным эффектом – отрицательными значениями K .

Каппаметрические исследования заключались в измерениях и анализе распределения величин магнитной восприимчивости по разрезу. Каппаметрия широко применяется для получения оперативной информации о концентрации

пара- и ферромагнитных минералов в породе, ее использование позволяет в короткие сроки и при минимальных затратах детально расчленять и коррелировать толщи пород [Печерский, Соколов, 2011].

Термокаппаметрические исследования заключались в измерениях магнитной восприимчивости после прогрева образцов в воздушной среде при температуре 500°C в течение часа (термокаппа или K_t). Прирост $dK = K_t - K$ отражает содержание тонкодисперсных сульфидов железа и/или сидерита в образце, благодаря фазовым переходам минералов в магнетит при нагревах. При отсутствии других магнитных фаз, кроме магнетита, после нагрева происходит спад величин K , за счет частичного окисления Fe_3O_4 .

Анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ) является индикатором магнитной текстуры пород. Данные магнитной восприимчивости, измеренные согласно методике [Tarling, Hrouda, 1993] по 15 разным направлениям представляются в виде трехосного эллипсоида с максимальной (длинной) – K_1 , промежуточной (средней) – K_2 и минимальной (короткой) – K_3 осями восприимчивости (рисунок 6а). По значениям осей рассчитывают многочисленные параметры, характеризующие степень анизотропии, форму зерен и другие черты магнитной текстуры. Например, параметр $P=K_1/K_3$, отложенный по горизонтальной оси диаграммы Желинека указывает на степень анизотропии магнитных частиц. Расположение фигуративных точек в нижней части этой диаграммы служит индикатором вытянутой формы магнитных частиц, а в верхней части – уплощенной формы (рисунок 6б).

При интерпретации материалов АМВ анализируются также проекции K_1 , K_2 и K_3 , которые выносятся на стереограмму в виде квадратов, треугольников и кругов, соответственно (рисунок 6 в) [Tarling, Hrouda, 1993; Lanza, Meloni, 2006; Chadima, 2008 и др.]. Магнитная текстура (характер расположения осей эллипсоидов магнитной восприимчивости) может быть индикатором гидродинамического режима среды осадконакопления и многих других особенностей формирования отложений, что позволяет реконструировать палеогеографические обстановки на основе данных АМВ.

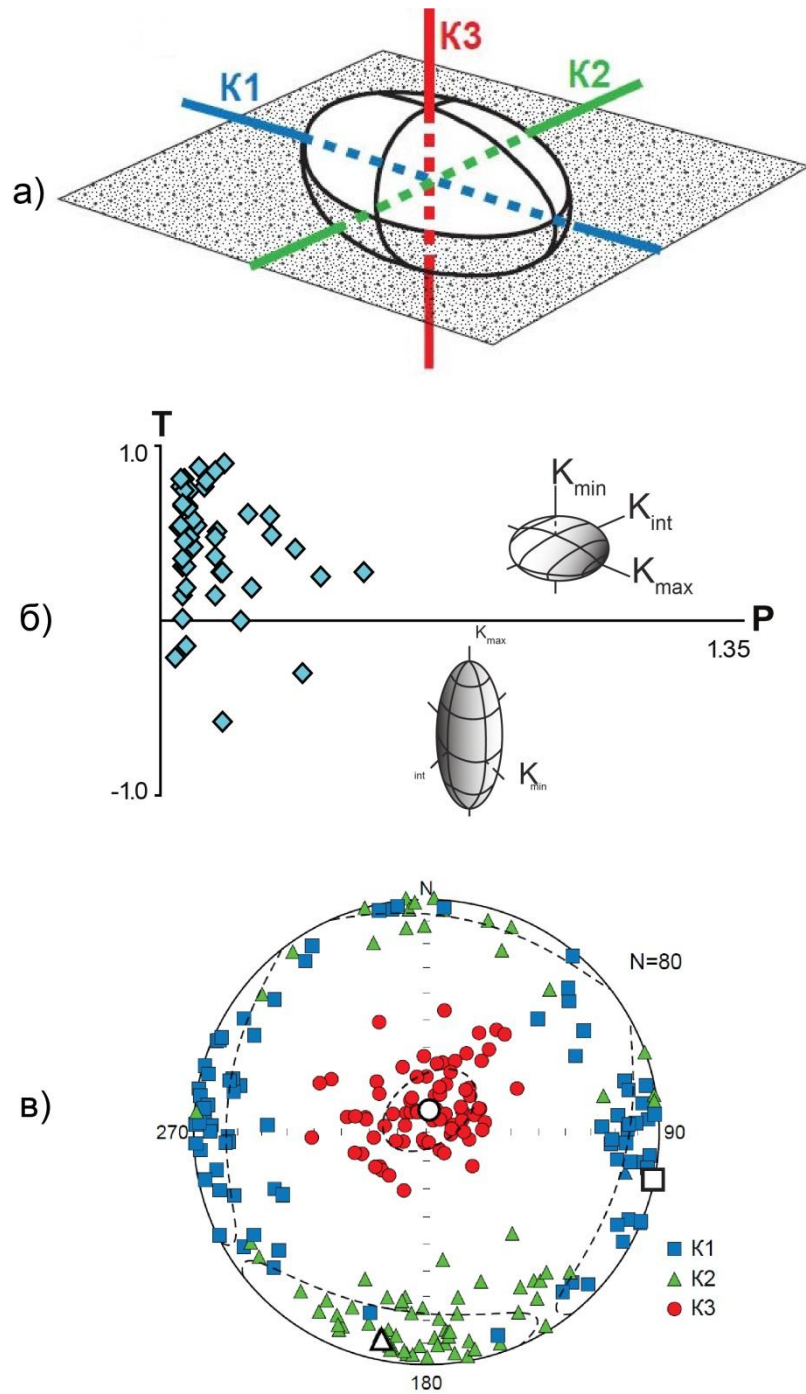


Рисунок 6 – Трёхосный эллипсоид анизотропии магнитной восприимчивости (а), диаграмма Желинека (б), стереограмма распределения главных осей магнитных эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости (в) [Chadima, 2008].

Например, в низах палеоцена (ключевской пачке, свите Белогродни и низах нижнесызранской подсвиты) в основном фиксируются магнитные текстуры, близкие к первичным осадочным текстурам, которые формировались в спокойной гидродинамической обстановке (рисунок 7а, б). Для этих текстур проекции длинных K1 и средних осей K2 равномерно распределяются вдоль экватора и располагаются субгоризонтально, а большинство проекций коротких осей магнитных эллипсоидов K3 концентрируются в центре стереопроекции занимая субвертикальное положение. Тем не менее, в ряде разрезов наблюдаются незначительные отклонения средних проекций K3 от вертикального положения, сопровождающиеся слабыми тенденциями к ориентировкам K1 и K2, что позволяет предположительно интерпретировать эти текстуры, как соответствующие условиям слабых течений или слабому наклону поверхности осадконакопления (морского дна) [Tarling, Hrouda, 1993] (рисунок 7в, г, д, е). Однозначные заключения об отличии этих текстур от первичных осадочных, соответствующих спокойным гидродинамической обстановке и горизонтальной поверхности осадконакопления, не позволяют сделать большие радиусы эллипсов доверия для средних направлений осей магнитных эллипсоидов. Полные результаты измерений анизотропии магнитной восприимчивости по всем разрезам приведены в главе 3 и 4.

Измерения анизотропии магнитной восприимчивости проводились как до, так после прогрева пород при 500°C. Опыт исследований [Шелепов, Гужиков, 2022, 2023] свидетельствует о целесообразности такого подхода для геологической интерпретации данных по АМВ, поскольку при этом происходит улучшение качества магнитных текстур пород (рисунок 7а-д), вероятно, за счет выгорания органики и парамагнитных минералов. Поэтому в настоящей работе геологическая интерпретация магнитных текстур проводится по результатам измерений АМВ после нагрева.

Измерения магнитной восприимчивости и ее анизотропии проводились в лаборатории Петрофизики СГУ (г. Саратов) на каппабридже MFK1–FB (AGICO, Чехия). Для нагрева образцов для проведения термокаппаметрических

исследований использовалась муфельная печь с программным регулятором температуры СНОЛ 6/11–В. Анализ данных анизотропии магнитной восприимчивости осуществлялся с помощью программы Anisoft 4.2.

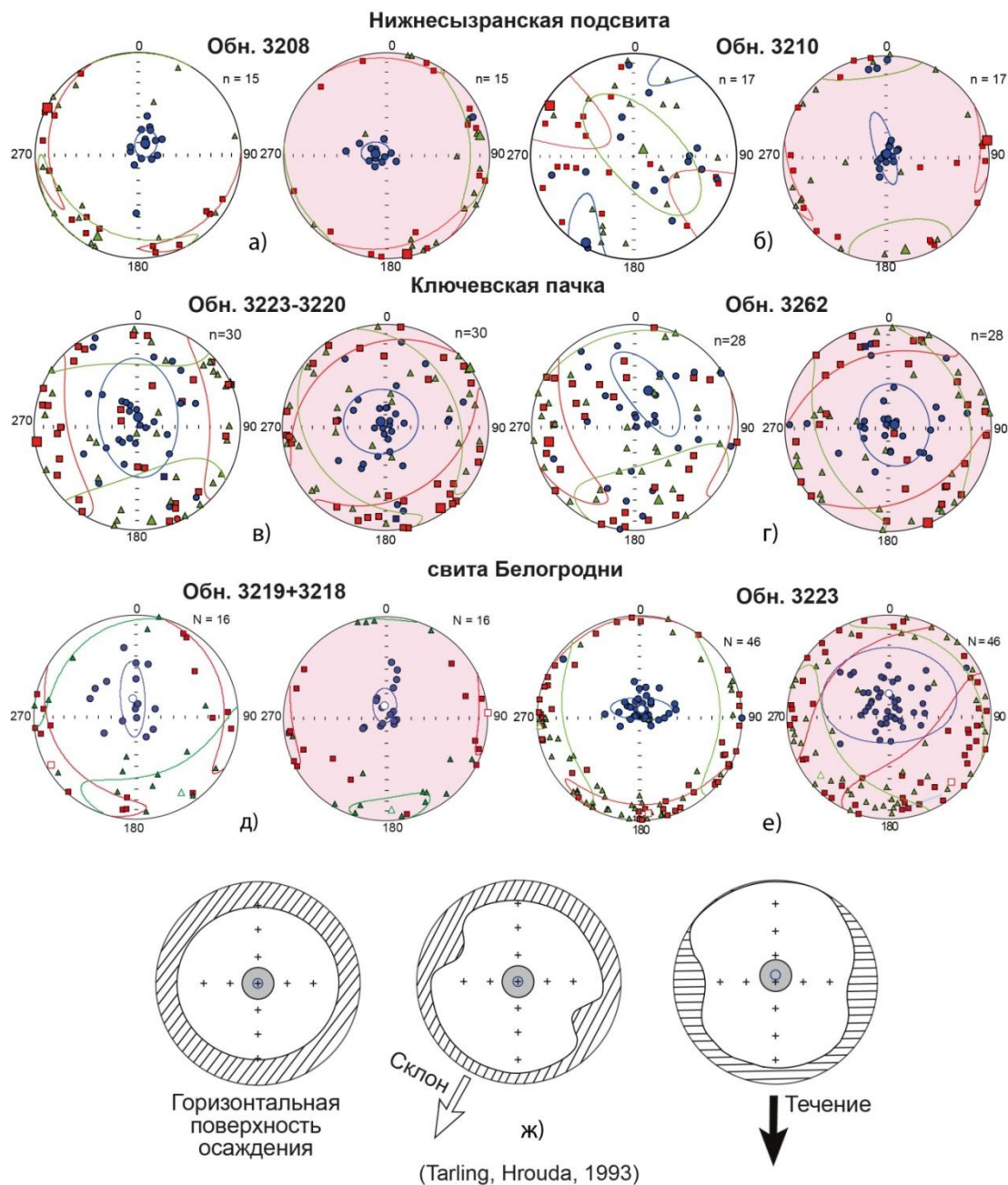


Рисунок 7 – Примеры результатов измерений анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) до (на белом фоне) и после (на розовом фоне) прогрева при 500°C в течение часа: (а-е) стереопроекции осей эллипсоидов АМВ (в проекции на нижнюю полусферу) в географической системе координат, n – количество образцов, (ж) – схематичные магнитные текстуры отложений, формировавшиеся в различных условиях [Tarling, Hrouda, 1993].

Естественная остаточная намагниченность (ЕОН, NRM, J_n) – Величина J_n зависит не только от концентрации магнитных минералов–носителей в горной породе, но и от степени упорядоченности магнитных моментов минеральных частиц и является важным источником как палеомагнитной, так петромагнитной информации [Печерский, Соколов, 2011].

Параметр Кенигсбергера (фактор Q) – отношение естественной остаточной намагниченности к индуктивной ($Q = J_n / J_i$). Параметр позволяет предположительно судить о генезисе ферромагнитных минералов и природе намагниченности. Аутигенным минералам, как правило, соответствуют значения фактора $Q > 1$ (характерно для химической J_n), для аллотигенных ферромагнетиков типичны $Q < 1$ (седиментационная природа J_n) [Молостовский, Храмов, 1997].

Измерения естественной остаточной намагниченности проводились на спин–магнитометре JR–6 (AGICO, Чехия) в лаборатории Петрофизики СГУ (Саратов), а также в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН (Москва) на криогенном магнитометре (SQUID) 2G–Enterprices (USA).

Параметры насыщения позволяют определять магнитную жесткость минералов, способствуя диагностике вида минералов–ферромагнетиков. Магнитное насыщение заключается в последовательном воздействии на образец постоянного магнитного поля (B) по одной и той же оси с последующими замерами остаточной намагниченности (J_r). Магнитное разрушение – аналогичный процесс, но при воздействии на образец поля противоположного направления.

Максимально возможная в образце остаточная намагниченность, создаваемая искусственным магнитным полем, называется остаточной намагниченностью насыщения (J_{rs}). Её значение определяется содержанием концентрацией ферромагнитной фракции и размерностью ферромагнитных зерен. Поле, в котором приобретает максимально возможная намагниченность, называется полем насыщения (B_s). Поле противоположного

направления, которое нужно приложить для того чтобы полностью разрушить остаточную намагниченность насыщения образца называется остаточной коэрцитивной силой (B_{cr}). B_s и B_{cr} зависят от магнитной жесткости носителя намагниченности. Магнитомягкие минералы, к которым относятся магнетит, титаномагнетит, маггемит, магнитные сульфиды железа, насыщаются в полях десятки – первые сотни мТл и характеризуются в основном B_{cr} , от 10 до 60 мТл. Магнитожесткие минералы (гидроксиды железа и гематит) достигают полного магнитного насыщения в полях свыше тысячи мТл и характеризуются B_{cr} 100-300 мТл и более.

Полные циклы магнитного насыщения и разрушения проводятся для образцов, представляющих разные литологические и петромагнитные разности. По всем, без исключения, ориентированным образцам определяются J_{rs} и остаточная намагниченность после воздействия полем 300 мТл, противоположным по направлению полю, при котором достигнуто магнитное насыщение ($J_{r(-300)}$), параметр $S = -J_{r(-300)}/J_{rs}$. Параметр S наиболее информативен для оценки магнитной жесткости образцов: значения S , близкие к единице, свидетельствуют о наличии только магнитомягкой фазы, а близкие к нулю – служат индикатором гематита или сильно дегидратированных гидроксидов железа [Evans, Heller, 2003].

Отношение K/J_{rs} характеризует средний размер ферромагнитных зерен. В диамагнитных разностях пород ($K < 0$), отношение K/J_{rs} не имеет физического смысла и поэтому не рассчитывается.

Опыты магнитного насыщения и разрушения образцов проводились в лаборатории Петрофизики СГУ (г. Саратов) на установке с регулируемым электромагнитом, обеспечивающим интенсивность поля только до 700 мТл. Поэтому за J_{rs} условно принималась намагниченность после воздействия полем 700 мТл. Замеры всех видов остаточной намагниченности проводились на спин-магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия).

Термомагнитный анализ (ТМА). Сущность метода заключается в анализе кривых зависимостей величины намагниченности или магнитной

восприимчивости от температуры – $J(T)$ или $K(T)$. В качестве диагностических признаков минералов ферромагнетиков служат точки Кюри (температуры, выше которой исчезают ферромагнитные свойства) или температуры их фазовых переходов (уникальные для каждого минерала), которые отражаются характерными перегибами на графиках. Для идентификации новообразованных минералов пробы подвергались второму прогреву (при исследованиях зависимостей $J(T)$) [Буров, Ясонов, 1979] или регистрировались величины K при охлаждении образца (при исследованиях зависимостей $K(T)$).

Зависимости $J(T)$ изучались в лаборатории Петрофизики СГУ (г. Саратов) с помощью термоанализатора магнитных фракций ТАФ-2 (магнитные весы, «Борок» ИФЗ РАН). Для исследований зависимости магнитной восприимчивости от температуры проводились – измерения на каппабридже MFK1–FA с приставкой CS3 (в ИФЗ РАН, Москва). Для анализа и интерпретации данных зависимостей $K(T)$ использовалась программа Cureval 8.0.2.

Данные магнитного насыщения в большинстве случаев фиксируют магнитомягкие минералы (магнетит и близкие к нему разновидности): J_{rs} приобретает в полях 100–200 мТл, остаточная коэрцитивная сила составляет 20–40 мТл (рисунок 8а-ж, и). Насыщение образцов, содержащих магнито жесткие минералы (разрез Песчаный Умет; обр. 3258-9, обр. 3258-11, обр. 3258-17), не достигается в полях до 700 мТл, а остаточная коэрцитивная сила варьирует в пределах 100-200 мТл (рисунок 8з).

На кривых ТМА магнетит фиксируется по резкому спаду намагниченности в районе точки Кюри магнетита 578°C (рисунок 9а, б), так и по результатам. В единичных случаях (разрез Белогродня) отмечается прирост намагниченности после 350-400°C, вероятно, связанный с новообразованным магнетитом за счет магнитных сульфидов (типа пирротина, грейгита) или сидерита, обладающих сходными термомагнитными эффектами (рисунок 9в). Отмечаемая иногда магнито жесткая фаза (разрез Лысая Гора обр. 3210-20), представленная вероятнее всего, гематитом или сильно дегидратированными

гидроокислами железа, проявляется на термомагнитных кривых спадом намагниченности в районе 650–670°C (рисунок 9г).

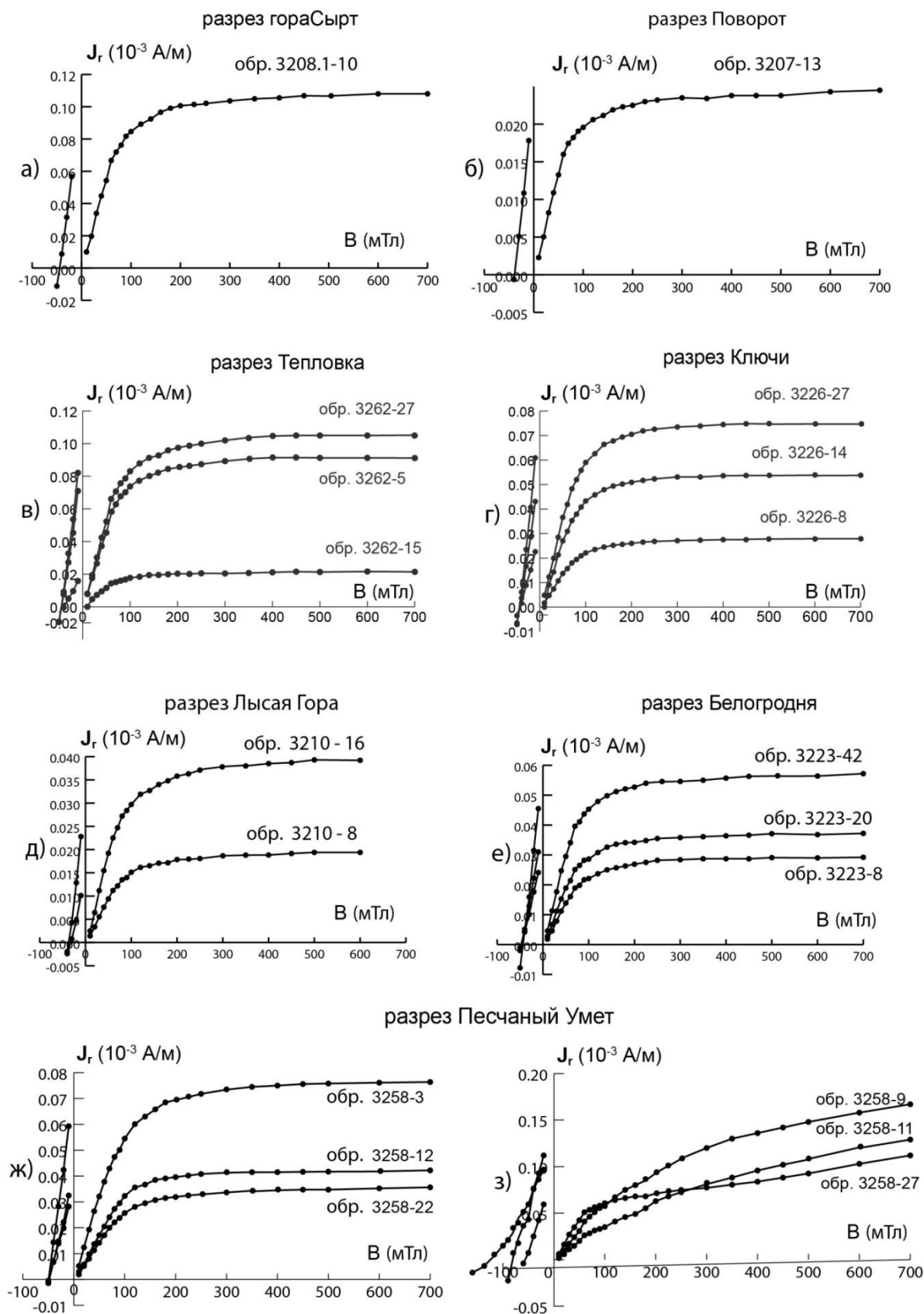


Рисунок 8 – Кривые магнитного насыщения

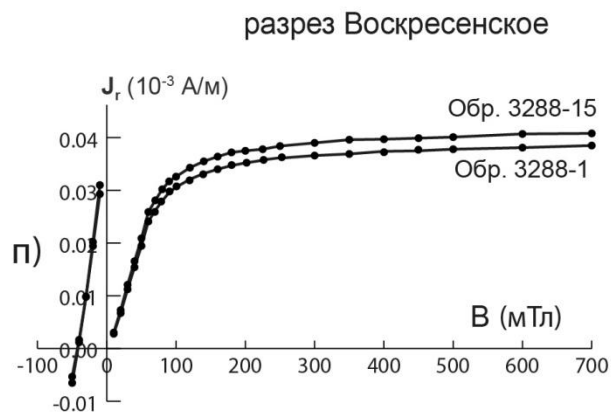
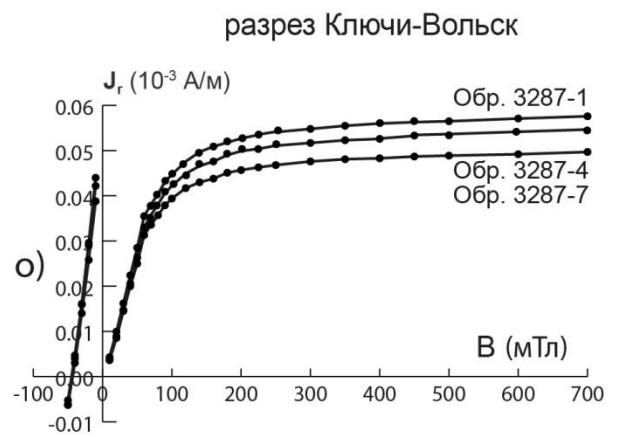
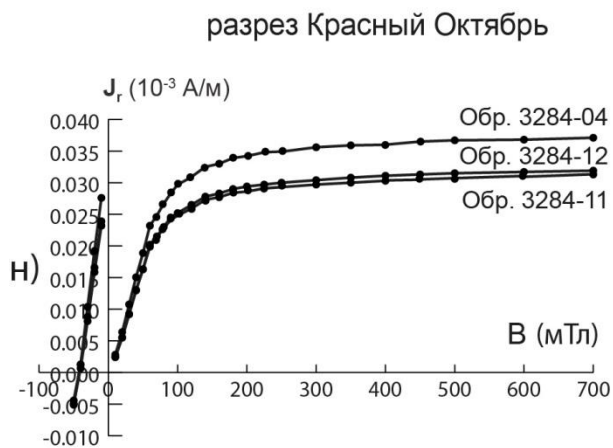
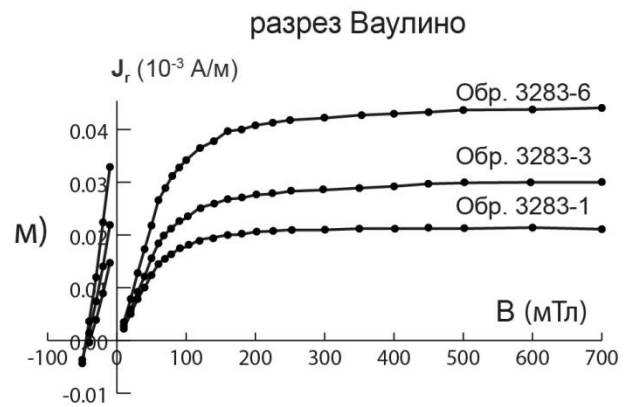
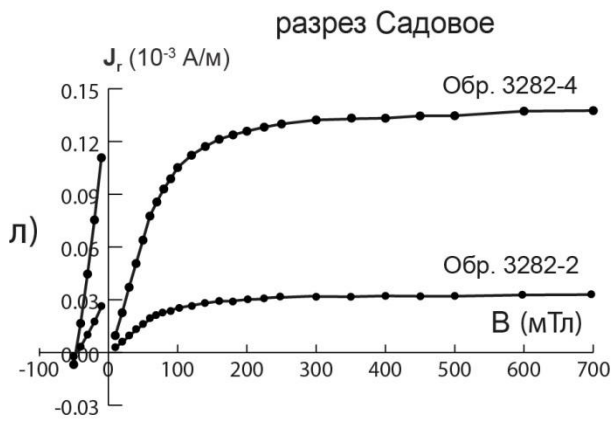
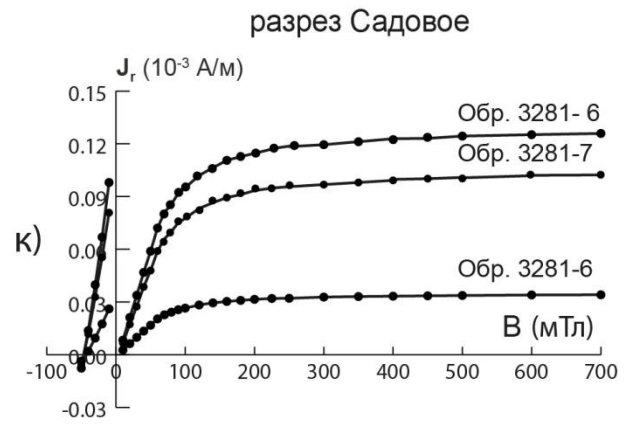
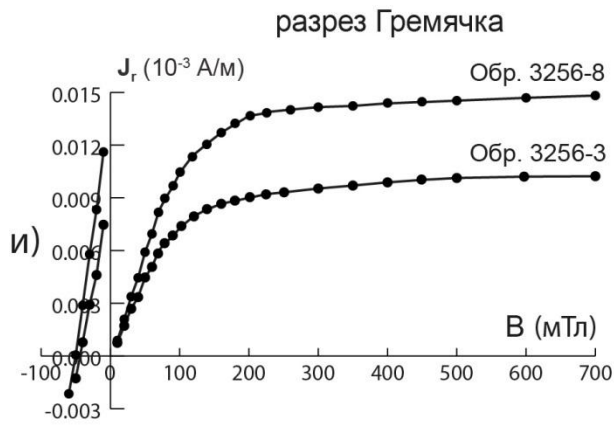
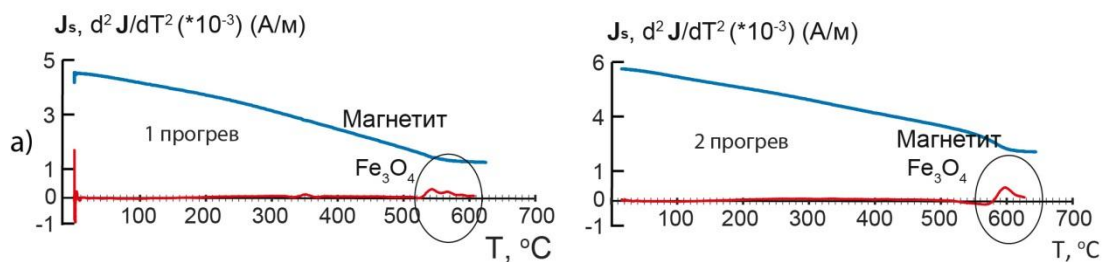
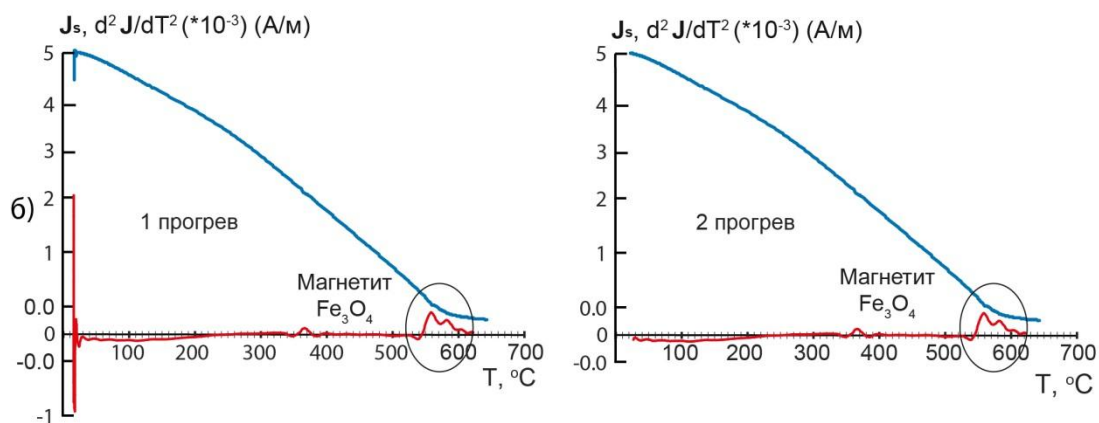


Рисунок 8 – продолжение

Разрез Белгородня Обр. 3223-27



Обр. 3223-37



Обр. 3223-24

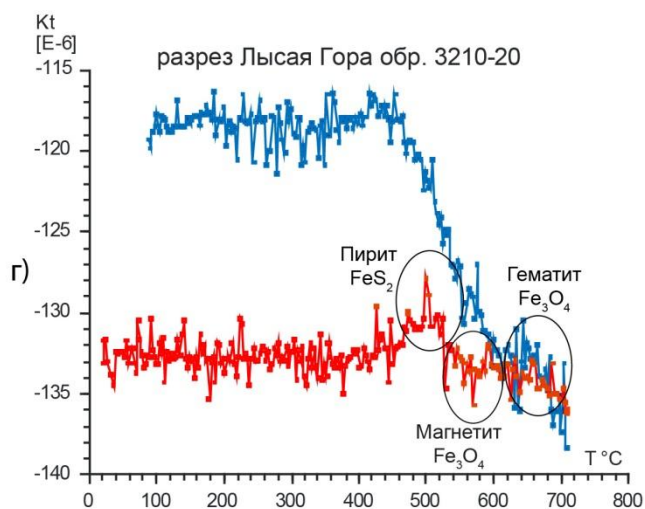
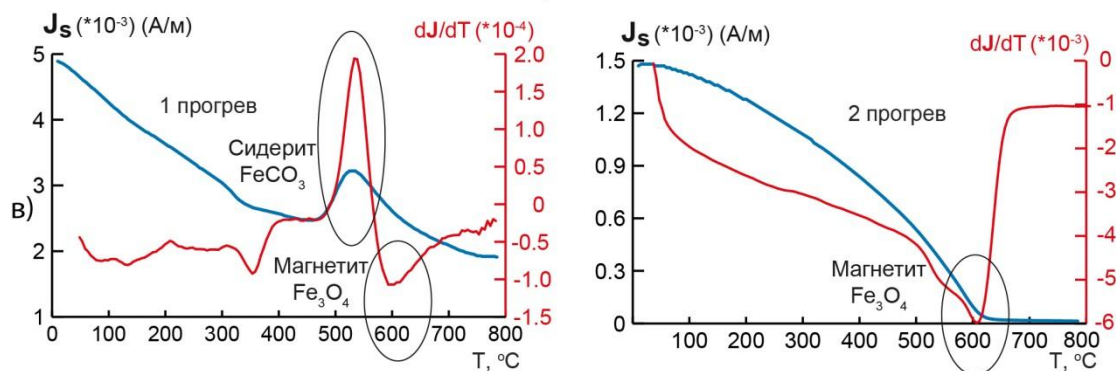


Рисунок 9 – Результаты магнито-минералогического анализа

Коэрцитометрический анализ. Коэрцитометрический анализ выполнялся на коэрцитивном спектрометре J_meter, изготовленном в Казанском федеральном университете (Россия). Для анализа гистерезисных параметров насыщения – J_{rs}/J_s (остаточная намагниченность насыщения/намагниченность насыщения) и B_{cr}/B_c (остаточная коэрцитивная сила/коэрцитивная сила) использовались диаграммы Дзя–Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002], которые позволяют оценить доменную структуру магнетитовых зерен.

Коэрцитометрические характеристики всех образцов ключевской пачки на диаграмме Дзя–Данлопа (рисунок 10а) тяготеют к участку теоретической кривой, соответствующей псевдооднодоменному магнетиту. Другие минералы, влияющие на магнитные свойства пород, практически отсутствуют. Компактное расположение точек на диаграмме свидетельствует об однородности магнитной фракции. Несколько иная ситуация наблюдается в образцах свиты Белогородни. По данным коэрцитометрии величина магнитной восприимчивости в исследуемых отложениях практически полностью определяется ее парамагнитной составляющей (K_p). Глауконит является сильным парамагнетиком [Petrovsky, 2007], и наблюдаемая повсеместно прямая корреляция между концентрациями этого минерала и величинами магнитной восприимчивости указывает на обусловленность вариаций K количеством глауконита.

Вклад ферромагнитной компоненты (K_F) в суммарную K не превышает 1% (рисунок 10б), и, вероятно, определяется наличием тонкодисперсного магнетита. Это предположение отчасти подтверждается приуроченностью коэрцитометрических характеристик образцов с относительно высокой K_F (свыше ~ 0.1 условной единицы) на диаграмме Дзя к участку теоретической кривой, соответствующей псевдооднодоменному магнетиту (рисунок 10в). Наблюдаемые при этом несовпадения фигуративных точек образцов с теоретической кривой могут быть обусловлены магнитожесткими минералами – продуктами окисления тонкодисперсного магнетита, наличие которых предполагалось при анализе данных магнитного насыщения (хотя, нельзя

исключить и другие причины отличия фигуративных точек от теоретической кривой, например, присутствие суперпарамагнитного магнетита).

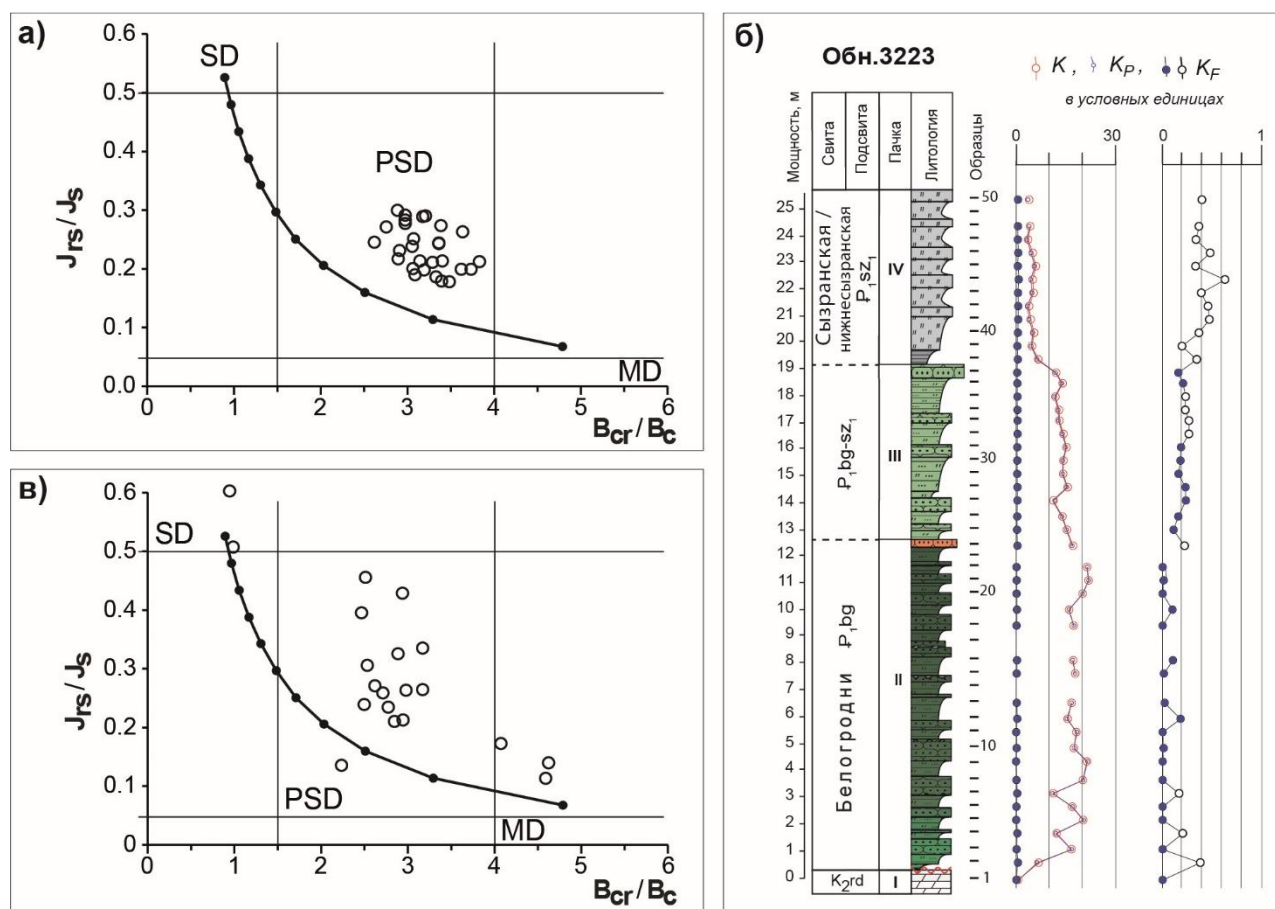


Рисунок 10 – Результаты методов коэрцитометрического анализа образцов: а) – ключевской пачки (Обн. 3226, Ключи); б), в)– свиты Белогородни (Обн. 3223, Белогородня)

Циклостратиграфический анализ. Вариации петромагнитных параметров по разрезу, так же как и геохимических характеристик, отражают важные особенности условий осадконакопления [Гужиков, 2013; Суринский, 2018; Kodama, Hinnov, 2015] и поэтому широко используются в циклостратиграфическом анализе для выявления седиментационной ритмичности. Главным постулатом, положенным в основу циклостратиграфических исследований, является наличие связи между процессами осадконакопления и вариациями орбитальных параметров Земли (циклами Миланковича) [Kodama, Hinnov, 2015; Strasser et al., 2006]. Подобная связь обусловлена перераспределением инсоляции под действием

астрономических факторов, неизбежно приводящим к климатическим изменениям, которые, в свою очередь, оказывают влияние на характер седиментации. Выявленные циклы считаются обусловленными изменениями орбитальных параметров, если отношения их периодов совпадают с кратностями циклов Миланковича. Чаще всего в осадочных последовательностях фиксируются циклы большого и малого эксцентриситетов земной орбиты ($E2$ и $E1$ соответственно), а также циклы наклона оси вращения Земли относительно эклиптики (O). $E2 / E1 \sim 4$, а $E1 / O \sim 2.5$. Фурье преобразованию были подвергнуты как исходные вертикальные последовательности всех полученных петромагнитных и геохимических данных, так и сглаженные путем осреднения значений в скользящем окне (размером 1 м). Для оценки значимости сигнала на частотной спектрограмме использовались значения удвоенного и утроенного стандартного отклонения (2σ и 3σ соответственно) спектра случайного сигнала, сгенерированного на основе свойств конкретной выборки (ее среднего значения и стандартного отклонения). Период выявленных циклов (T) определялся в метрах как величина обратная частоте, количество циклов рассчитывалось путем деления суммарной мощности на T .

Циклостратиграфическому анализу подвергались все более или менее представительные последовательности (объем выборки – $n > 50$) петромагнитных и геохимических данных. К сожалению, единственный положительный результат был получен только в одном наиболее полном разрезе Белогродни (обн. 3223) [Суринский и др. 2023а, б]. Результаты циклостратиграфического анализа представлены в главе 4.

2.2.2. Палеомагнитные исследования

Палеомагнитные исследования выполнялись по стандартной методике [Палеомагнитология, 1982; Молостовский, Храмов, 1997], заключающейся в измерениях J_n ориентированных образцов на спин-магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) после серии последовательных магнитных чисток переменным полем

(Н-чистки) и температурой (Т-чистки). Н-чистки проводились до 30–70 мТл с шагом 2–10 мТл (в зависимости от породы и характера ее кривой размагничивания) в течение 20 секунд на установке LDA–3AF (AGICO, Чехия). Т-чистки осуществлялись в печи конструкции В.П. Апарина с пятислойными пермаллоевыми экранами, ослабляющими воздействие внешнего магнитного поля до нескольких нТл (лаборатория Петрофизики СГУ, г. Саратов), путем поэтапного нагрева образцов от 100°C до 500°C с шагом 25–50°C, в зависимости от динамики размагничивания образца. Термочистки прекращались после того, как происходило подмагничивание образцов остаточным полем в печи или величина J_n становилась ниже пороговой чувствительности прибора (в некоторых случаях это происходило при нагревах 250°C). Фазовые превращения минералов при нагревании контролировались путем измерения K образцов после каждого режима термочистки.

Для контроля качества исследований замеры естественной остаточной намагниченности проводились в различных лабораториях и на разных приборах: на спин-магнитометре JR-6 (лаборатория Петрофизики СГУ, г. Саратов), Н-чисткам были подвергнуты контрольные образцы, выполненные в палеомагнитной лаборатории ИФЗ РАН (г. Москва) в печах MMTD80 (Великобритания), замеры проводились на криогенном магнитометре (SQUID) 2G–Enterprices (USA).

Компонентный анализ. Для компонентного анализа естественной остаточной намагниченности использовалась программа Remasoft 3.0, с помощью которой осуществлялась интерпретации диаграмм Зийдервельда [Zijderveld, 1967], графиков размагничивания и стереографических проекций J_n . В процессе интерпретации рассматривались все присутствующие компоненты намагниченности, а не только характеристические (**ChRM**).

Палеомагнитным исследованиям подвергались по два образца с каждого уровня, один из которых размагничивался переменным полем, другой температурой.

Несмотря на невысокое палеомагнитное качество изученных пород, в большинстве образцов по данным обоих видов размагничивания удалось выделить компоненты намагниченности с максимальными углами отклонения (МУО), не превышающими 15° . Результаты магнитных чисток после замеров J_n на спин- и SQUID магнитометрах обнаружили хорошую сходимость (рисунок 11а), что существенно повышает достоверность палеомагнитных измерений.

Во многих образцах выделялось две компоненты: низкотемпературная (НТК) или низкокоэрцитивная (НКК) и высокотемпературная (ВТК) или высококоэрцитивная (ВКК). НТК и НКК, как правило, близки к направлению современного поля, что свидетельствует в приобретении этих компонент в новейшее время. ВТК или ВКК в одних случаях могли быть характеристическими компонентами (рисунок 11б, в), а в других – нет (рисунок 11а, г).

Данные магнито-минералогического анализа позволяют обоснованно предположить, что компоненты намагниченности, в том числе **ChRM**, представляют собой, в большинстве случаев, стабилизированную векторную сумму первичной компоненты J_n , связанной с магнетитом, и вторичной компоненты химической природы J_c , обусловленной магнитожесткими гидроксидами железа – продуктами гипергенного окисления магнетитовых и/или пиритовых зерен (рисунок 12).

Магнитополярная интерпретация полученных данных базировалась на модели, согласно которой большинство пород частично или полностью перемагничены, а выделенные компоненты J_n представляют собой стабилизированные векторные суммы первичной компоненты, связанной с магнетитом, и вторичной компоненты химической природы, обусловленной гидроксидами железа образующиеся при гипергенном окисления магнетитовых или пиритовых зерен [Шелепов, Гужиков, 2022, 2023; Шелепов, 2024].

В случае прямой полярности древнего геомагнитного поля суммарный вектор древней и современной компонент практически не меняет направления при размагничивании (независимо от доли разрушения той или иной

компоненты) (рисунок 12а), а когда древняя и современная намагниченности примерно антипараллельны, то даже незначительное разрушение одной из них приведет к существенному изменению их векторной суммы (рисунок 12б).

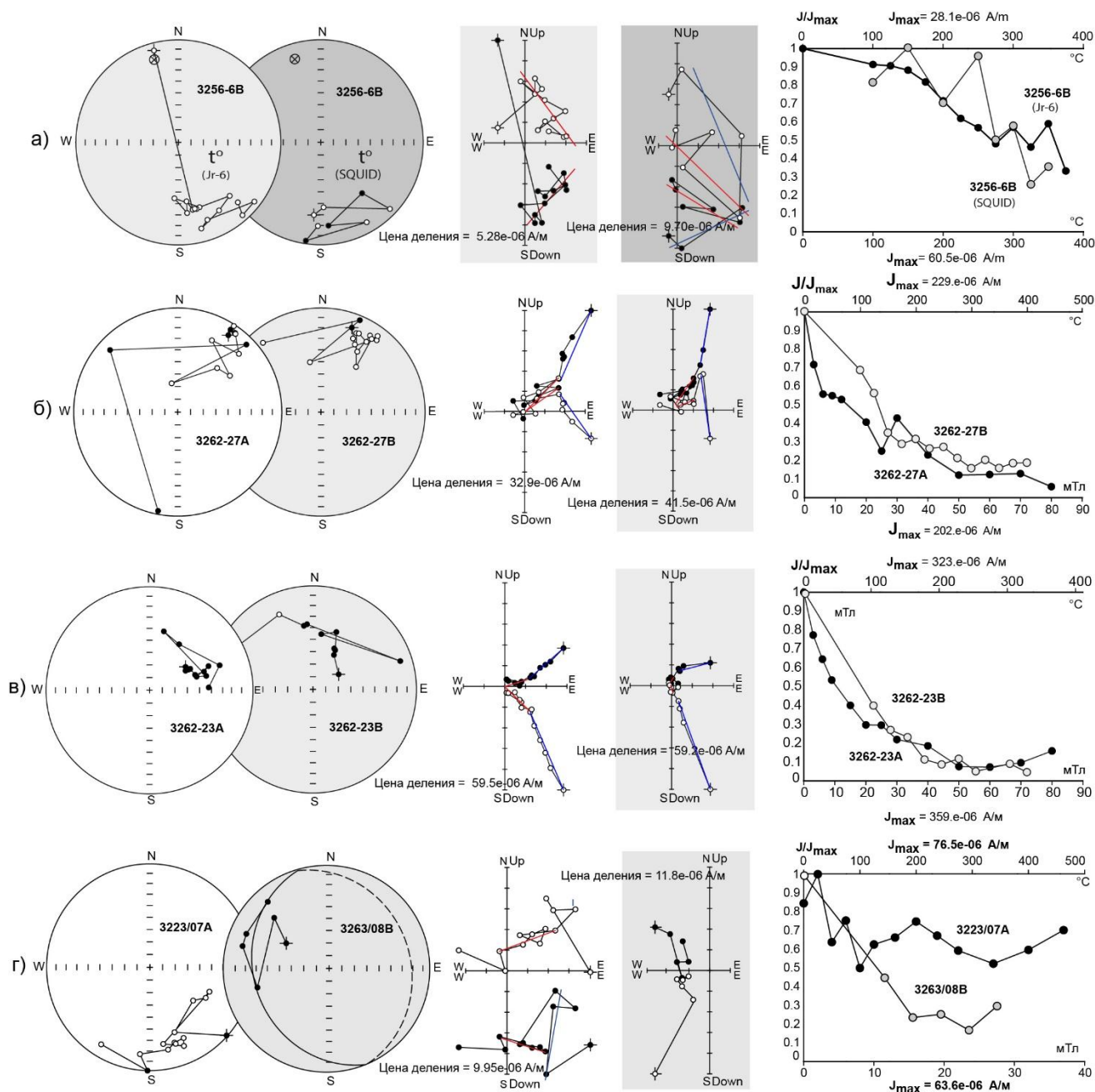


Рисунок 11 – Типичные результаты магнитных чисток и компонентного анализа: стереографические изображения изменения J_n в процессе размагничивания переменным полем (на белом фоне), температурой (на сером фоне) и диаграммы Зийдervельда, графики размагничивания образцов. Все данные приведены в географической системе координат. **НKK** и **НTK** показаны синим цветом, **ВKK** и **ВTK** – красным цветом.

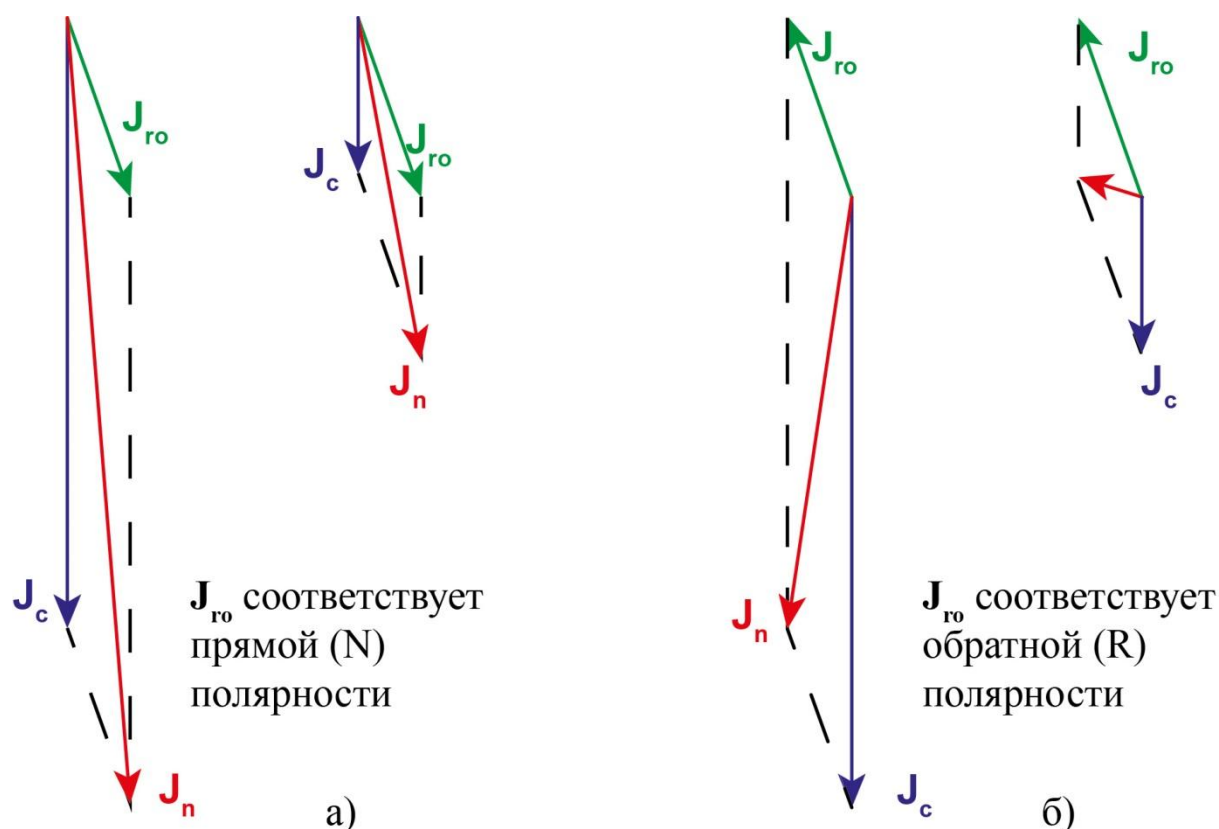


Рисунок 12 – схемы, иллюстрирующие динамику изменения направлений J_n , в зависимости от направления первичных компонент (J_{ro}), соответствующих прямой полярности (а) или обратной полярности (б).

Кроме того, при построении палеомагнитных колонок (выделении магнитозон) магнитополярной интерпретации данных обязательно учитывалась группировка направлений, соответствующих тому или иному знаку полярности, в разрезах. Магнитозона выделялась столько в том случае, если была обоснована определениями одного и того же знака полярности, не менее чем на трех последовательных уровнях [Храмов, Шолпо, 1967].

Уровни, на которых определена прямая полярность, как правило, группируются в интервалы значительной мощности, идентифицируемые как магнитозоны прямой полярности. Уровни, которые, предположительно соответствуют обратной полярности, зачастую чередуются в разрезах с

многочисленными пропусками в определениях полярности или с единичными интервалами прямой полярности, возможно связанными с перемагничиванием.

Механизм перемагничивания пород, вероятно, связан с окислительными процессами магнитных минералов инфильтрационными водами в зоне активного водообмена. Палеоценовые силициты Саратовского Поволжья в большинстве случаев представлены сильно пористыми, трещиноватыми опоками, которые часто служат водоносными горизонтами подземных вод, сформировавшимися уже в новейшее время. Немаловажным фактором, способствовавшим появлению значительной массы воды в Саратовском Правобережье, было таяние ледников, происходившее около 10 тыс. лет (в начале голоцена).

Доказательством значительной роли гипергенных процессов в перемагничивании кремнистых пород служит следующее наблюдение: там, где отбор образцов проводился в свежих вскрытых карьерах и обнажениях, обнаруживалось лучшее палеомагнитное качество пород и ухудшалось при отборе в естественных обнажениях.

Результаты компонентного анализа, приведенные на рисунке 11, не отражают всего многообразия палеомагнитного облика изученных образцов, поэтому результаты магнитных чисток для каждого разреза приведены в главе 3 «Результаты работ».

Природа палеомагнитных зон. Существенной частью палеомагнитных исследований является статистический анализ выделенных компонент, применение тестов и методов обоснования первичности намагниченности: тест конгломератов, тест складки (Грэхема), тест обращения (инверсий). В настоящей работе, к сожалению, ни один из полевых тестов нельзя было применить из-за отсутствия соответствующих предпосылок.

Методика обоснования первичности намагниченности при магнитостратиграфических исследованиях обладает своей спецификой и неоднократно опробовались в ряде работ [Гужиков, 2013б]. В частности, отсутствие результатов полевых тестов или статистически недостоверные

результаты не является основанием для отбраковки данных, если, имеются убедительные объяснения подобной ситуации (например, таких, как группировка аномальных направлений J_n по разрезу, не полное разрушение вязкой компоненты и др.). Можно перечислить следующие критерии, позволяющие считать, что построенные нами палеомагнитные колонки разрезов отражают режим геомагнитной полярности палеоценового поля:

- направления, предположительно соответствующие прямой или обратной полярности, не рассеяны спорадически по отдельным стратиграфическим уровням, а закономерно группируются в разрезе в магнитозоны одного знака.
- отсутствие зависимости геомагнитных инверсий от петромагнитных, литологических и других характеристик вещественного состава пород.
- полученные палеомагнитные результаты согласуются с биостратиграфическими данными и с известными данными о режимах геомагнитного поля.

Важным аргументом в пользу древней природы намагниченности служит так называемый «критерий внешней сходимости», заключающийся в согласованности палеомагнитной структуры одновозрастных отложений в удаленных разрезах. В случаях, когда в отдельно взятом разрезе невозможно обосновать первичность намагниченности, этот критерий является главным, если не единственным, доказательством пригодности магнитополярных определений в стратиграфических целях.

Подробное обсуждение возможного возраста и природы намагниченности, на основе которой определен знак геомагнитной полярности, также приведено в главе 3 «Результаты работ» для каждого изученного разреза.

2.2.3. Геохимические исследования

Содержания химических элементов в породах определялись в пробах, взятых по системе “образец в образец” с палеомагнитными штуфами, методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), основанным на зависимости интенсивности рентгеновской флуоресценции от концентрации элемента в

образце. Метод реализован в портативном рентгенофлуоресцентном анализаторе вторичного излучения X-Met 8000 (производство компании Oxford Instruments Analytical). Для оперативного и относительно высокоточного определения элементного состава, в качестве наиболее оптимального времени замера принято 60 секунд. При калибровке прибора использовались стандартные эталоны OREAS 230 (для Ca) и ARMI|MBH 10000883 E (для Si), поставляемые с прибором. Элементный состав определялся по одному образцу-кубику с каждого уровня. Определения по каждому образцу повторялись три раза и впоследствии усреднялись, с целью повышения точности результатов измерений. Геохимическому изучению были подвергнуты разрезы ключевской пачки, свиты Белогродни и низы нижнесызранской подсвиты на севере Саратовского Правобережья. Наиболее информативными для целей исследований оказались концентрации Ca и Si. В стратотипе свиты Белогродни актуальными для циклостратиграфического анализа оказались K, Fe и Rb, связанные с высоким содержанием глауконита в этих отложениях (см. главу 4).

2.2.4. Литолого-петрографические исследования

Литолого-петрографические исследования проводились в два этапа и включали в себя изготовление шлифов и непосредственное их изучение и описание. Изготовление и описание шлифов проводилось в лаборатории комплексного исследования минералов и горных пород (СГУ). Методика изготовления петрографических шлифов из образцов горных пород на начальном этапе заключается в выборе образца и дальнейшей его распиловки тонким алмазным диском толщиной около 0,5 мм на станке PetroThin (Buehler, USA). Пористые образцы и образцы с низкой механической прочностью запитывались эпоксидной смолой, для чего использовалась вакуумная установка CASTnVAC (Buehler, USA), часто смола подкрашивается контрастным красителем (синим) для лучшей диагностики и изучения порового пространства. После вакуумирования и полимеризации эпоксидной смолы, выбранный участок образца горной породы пришлифовывается на

шлифовальном станке EcoMet300 (Buehler, USA) планшайбой с очень мелкой зернистостью. После шлифовки образец горной породы наклеивается эпоксидной смолой на предметное стекло и прижимается устройством Petro Bond (Buehler, USA) для лучшего склеивания сопрягаемых поверхностей. В дальнейшем, так же на шлифовальном станке EcoMet300 (Buehler, USA) производилось прецизионное стачивание образца до толщины 0,03мм. Толщина стачивания контролируется механическим микрометром или по интерференционной окраске реперных минералов, используя для этого приспособление для контроля толщины шлифа Petro Vue (Buehler, USA). Минералого-петрографические исследования изготовленных шлифов проводились с помощью поляризационного петрографического микроскопа Carl Zeiss Axoplan 40 (Carl Zeiss, Germany), в проходящем свете при увеличении $\times 25 - \times 250$. Непосредственное исследование компонентов их взаимоотношение, вторичные изменения, структурно-текстурные особенности образцов велось по общепринятой методике для минералого-петрографических исследований горных пород и минералов. Параллельно с описанием проводилось фотодокументирование особо важных и информативных участков шлифа с помощью фотокамеры AxioCam RC5 (Carl Zeiss, Germany) подключенной непосредственно к микроскопу. Анализ изображения проводился с помощью программного комплекса AxioVision 4.8.2 (Carl Zeiss, Germany). Изучение шлифов в комплексе с другими методами исследования позволили уточнить минералого-петрографическую характеристику разрезов.

2.2.5. Микропалеонтологические исследования

Микропалеонтологические исследования являются неотъемлемой частью стратиграфических исследований и служат инструментом возрастных датировок. Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья, как отмечалось в главе 1, чрезвычайно скудны палеонтологическим материалом, поэтому актуальность микропалеонтологического изучения проб, взятых по системе «образец в образец» из исследуемых разрезов, сомнений не вызывала.

Исследования известкового наннопланктона в пробах, взятых по системе «образец в образец» из изученных разрезов проводились сотрудником НВНИГиГ, г. Саратов, В.А. Мусатовым. Комплексы наннопланктона удалось выделить только в разрезах ключевской пачки, свиты Белогродни и низов нижнесызранской подсвиты на севере Саратовского Правобережья. Методика микропалеонтологических исследований, а также результаты определений наннопланктона с фототаблицами приведены в работах [Шелепов и др., 2025а, б].

ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеоценовые отложения широко распространены на территории Саратовского Поволжья. Для магнитостратиграфических исследований в первую очередь выбирались наиболее представительные разрезы датского яруса Саратовского Правобережья, которые изучались ранее другими авторами в биостратиграфическом и литолого-минералогическом отношении.

В настоящей главе приведены палеомагнитные, петромагнитные, а также микропалеонтологические (известковый наннопланктон), литолого-минералогические (шлифовой анализ) и геохимические (элементный состав) данные по изученным разрезам, на основе которых впервые была разработана магнитостратиграфическая схема датского яруса Саратовского Поволжья.

3.1. Юг Саратовского Правобережья (Приволжская моноклиналь)

3.1.1. Разрез гора Сырт

С целью выяснения возможности получения петро- и палеомагнитных данных по палеоценовым отложениям, в августе 2021г., было проведено изучение мел-палеогеновых отложений на юге Саратовского Правобережья, где автором был изучен разрез нижнесызранской подсвиты горы Сырт. Результаты исследований в полном объеме отражены ранее опубликованных работах [Шелепов, Гужиков, 2021, 2022; Шелепов и др., 2022].

Разрез гора Сырт (обн. 3208, 3208а: 50°42'34"N, 45°38'53"E) расположен в 2.5 км к югу от с. Нижняя Банновка, на вершине г. Сырт в южной части обращенного к р. Волге обрыва над грандиозным оползнем (рисунок 13).

Разрез нижнесызранской подсвиты, видимой мощностью более 10 м, сложен силицитами (опоками), залегающими субгоризонтально на выровненной поверхности верхнемаастрихтских глинистых бескарбонатных алевроитов с незначительным угловым несогласием. Опоки светло- и темно-серые, с неровным изломом, в низах разреза опесчанены, интенсивно биотурбированы и глауконитизированы, изредка со следами ожелезнения в виде отдельных пятен.

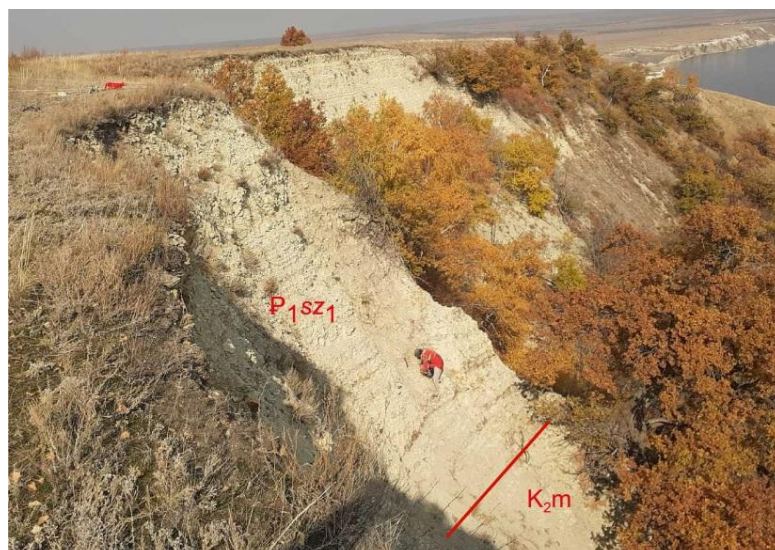


Рисунок 13 – фото разреза нижнесызранской подсвиты гора Сырт (обн. 3208а)

Микроскопическое изучение в шлифах (таблица I, фиг. обр. 3208-11) показало, что породы на 90-95% сложены глинисто-кремнистым веществом буровато-серого цвета с беспорядочно распределенным в нем небольшим количеством алевритового материала. Структура породы пелитово–органогенная.

Кремнезем 60–65% полигенный: органогенно-опаловый, опал–халцедоновый, гидрогель–опал–кristобалитовый с фрагментами диатомей и спикул губок. Зачастую он представляет собой смесь тонкого диатомового шлама и гидрогель–опал–кristобалитового вещества, образуя сrostково–войлочную структуру. Глинистое вещество 25–30% хорошо окристаллизовано, тонкочешуйчатого строения, чешуйки ориентированы и имеют одновременное угасание. Состав, вероятно, монтмориллонитовый. В глинистом веществе значительное (около 10%) содержание приходится на алевритовую составляющую, представленную тонкодисперсными зернами кварца, серицита и глауконита. Беспорядочно распределенный алевритовый материал, размерностью 0.06–0.10 мм, представлен кварцем (5–8%), зерна которого бесцветны, неправильны, полуокатанны, и глауконитом (2–3%) зеленым, свежим, микроагрегатного строения. В редких случаях встречаются зерна полевых шпатов и чешуйки серицита.

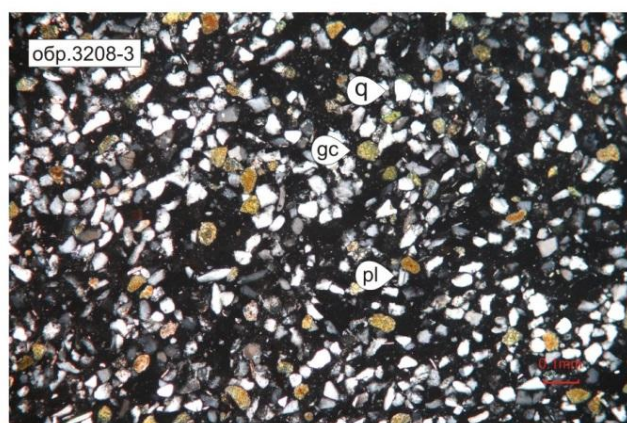
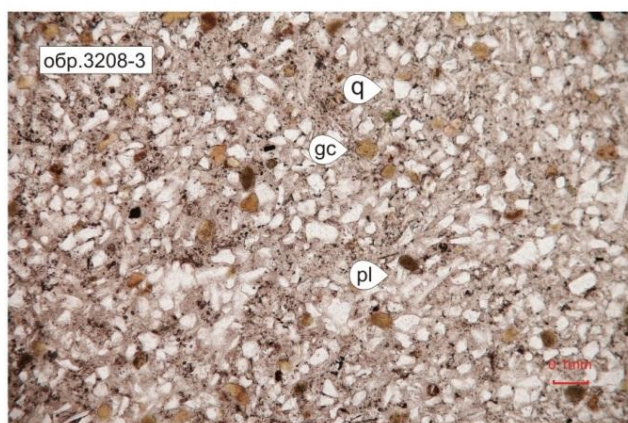
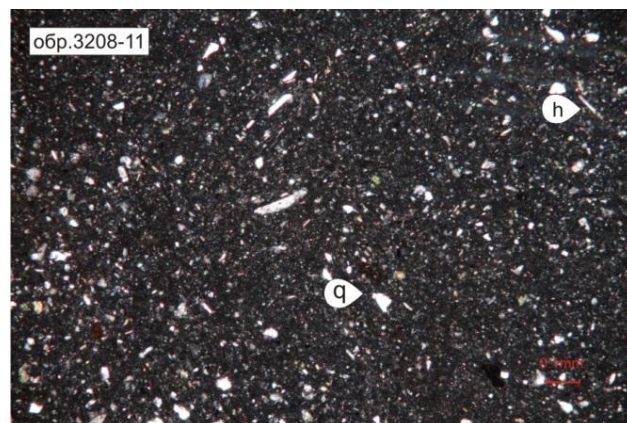
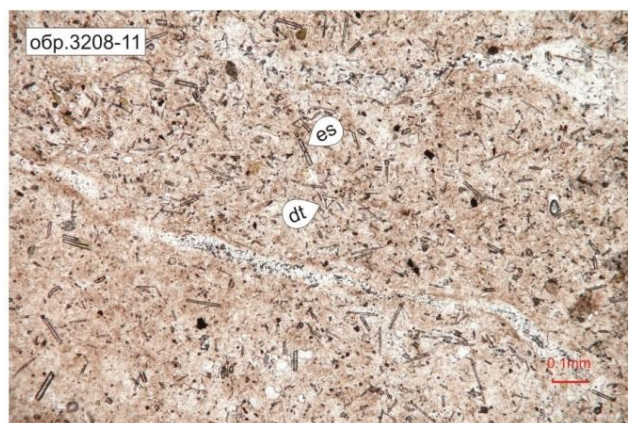


Таблица I – Фотографии пород в шлифах. Фиг. обр. 3208-11 силицит (опока), фиг. обр. 3208-3 силицит (опока) с примесью алевроитового материала, разрез г.Сырт, слева николи ||, справа николи +. Буквами обозначены: pl – зерна плагиоклаза, q – зерна кварца, gc – зерна глауконита, h – зерна гидрослюд, dt – диатомовые водоросли, es – спикулы кремневых губок.

В верхних частях разреза происходит смена структуры силицитов и начинает преобладать алевроитовый материал. Так образец (таблица I, фиг. обр. 3208-3) на 75–80% сложен глинисто-кремнистым веществом с равномерно распределенным алевроитовым материалом 20–25%. Структура породы алевро-органогенно-пелитовая.

Кремнезем полигенный: органогенный (останки органики) и преобладающий субаморфный гидрогель (кремнистый, алюмо-кремнистый) опал-кristобалитового состава. Глинистое вещество, хорошо окристаллизованное, тонкочешуйчатого строения равномерно распределено в кремнеземе. Обломочный материал, размером 0.03–0.09мм, хорошо отсортированный, полукатанный также распределен в кремнеземе

равномерно. Преобладает обломочный кварц (15–20%) в виде бесцветных неправильных зерен, полевые шпаты встречаются редко. Содержание аутигенного глауконита желто-зеленого цвета и микроагрегатного строения не превышает (3–5%).

Магнитная минералогия и петромагнетизм. Несмотря на слабую естественную магнитность отложений, разрез хорошо дифференцирован в петромагнитном отношении и обнаруживает ярко выраженное двучленное строение (рисунок 14, таблица 1).

Низы разреза характеризуются минимальными значениями K , J_n , Q , J_{rs} и повышенными B_{cr} , K/J_{rs} . Верхи разреза, напротив, отмечены относительно большими величинами K , J_n , Q , J_{rs} и пониженными B_{cr} , K/J_{rs} . Наиболее ярко петромагнитный рубеж проявлен на графиках J_n , Q и J_{rs} . Верхи разреза дополнительно расчленяются, благодаря ритмичному характеру кривых K , J_n , Q , J_{rs} и особенностям в распределении B_{cr} , K/J_{rs} . Возможности для более детального подразделения нижней части разреза также присутствуют, например, по графику K/J_{rs} .

Таблица 1 – Статистические характеристики распределений петромагнитных параметров в низах и верхах разрезов гора Сырт.

Интервалы разрезов г.Сырт	K (10^{-5} ед. СИ)	J_n (10^{-5} ед. СИ)	Q	J_{rs} (10^{-3} А/м)	S	B_{cr} (мТл)	K/J_{rs} (10^{-2} А/м)	dK (10^{-5} ед. СИ)
Обн. 3208а, обр. 1–7.1	<u>2.8–7.8</u> 4.8 (20)	<u>0.05–0.4</u> 0.2 (20)	<u>0.03–0.2</u> 0.1 (20)	<u>25.0–142.3</u> 73.0 (20)	<u>0.8–0.9</u> 0.9 (20)	<u>42.6–48.5</u> 45.0 (20)	<u>0.04–0.1</u> 0.08 (20)	<u>-0.3–5.2</u> 0.6 (7)
Обн. 3208а, обр. 7.2–15.2 + обн. 3208	<u>2.1–7.8</u> 3.8 (53)	<u>0.04–0.2</u> 0.1 (52)	<u>0.01–0.1</u> 0.06 (52)	<u>13.5–37.8</u> 21.4 (24)	<u>0.8–1.0</u> 0.9 (24)	<u>43.5–48.5</u> 46.7 (24)	<u>0.1–0.5</u> 0.2 (24)	<u>-0.5–1.7</u> -0.08 (8)

Примечания: Значения в числителе: минимум – максимум, в знаменателе: жирным шрифтом – среднее арифметическое, в скобках – количество образцов в выборке.

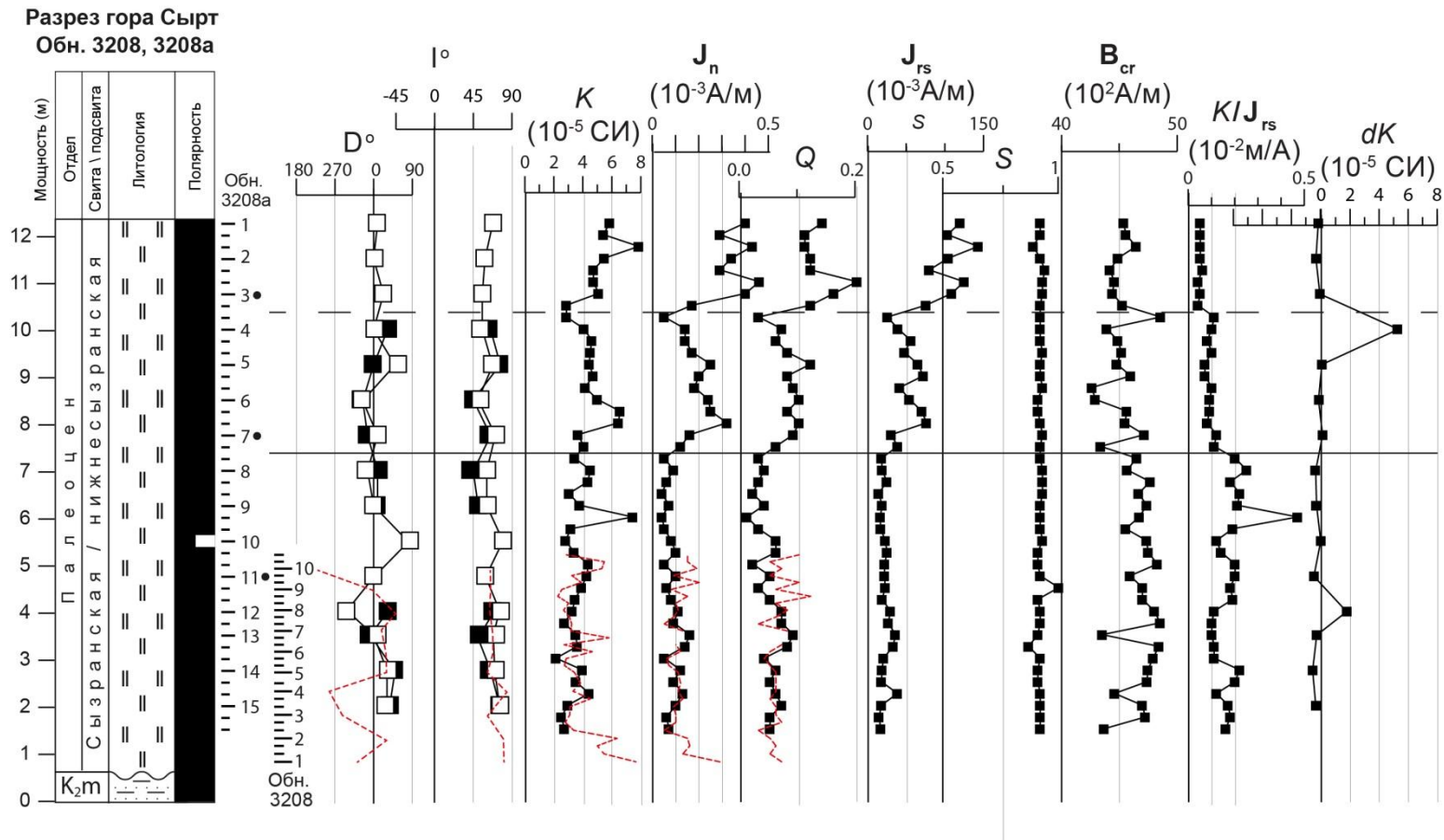


Рисунок 14 – Магнитостратиграфический разрез нижнесызранской подсвиты гора Сырт (обн. 3208, 3208a). Черные и белые маркеры на графиках палеомагнитного склонения (D) и наклонения (I) означают, что компоненты намагниченности выделены в результате размагничивания температурой и переменным магнитным полем соответственно. Пунктирные графики в разрезе Сырт соответствуют обнажению 3208.

По результатам магнито-минералогических исследований в разрезе выявлена только магнитомягкая фаза: магнитное насыщение происходит в полях от 200–300 мТл, а разрушение при 40–50 мТл, что характерно для тонкодисперсного магнетита. Анализ кривых ДТМА не противоречат предположению о том, что главным носителем намагниченности в исследуемых породах является Fe_3O_4 .

Значения S , близкие к единице, но не равные ей (в основном, около 0.9) (рисунок 14), вероятно, связаны с незначительными количествами магнито жестких гидроокислов железа – продуктами частичного окисления магнетита или других железосодержащих минералов, например, пирита.

Термокаппаметрические данные фиксируют либо незначительный прирост магнитной восприимчивости (максимум, до $4\text{--}5 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ), либо его отсутствие, либо уменьшение K после нагрева (рисунок 14). Это свидетельствует о чрезвычайно малых концентрациях или об отсутствии тонкодисперсного пирита в отложениях.

Изучение анизотропии магнитной восприимчивости образцов из разреза гора Сырт показало, что большинство проекций коротких осей магнитных эллипсоидов (K_3) концентрируются в центре стереопроекции (то есть занимают субвертикальное положение), а длинных и средних осей (K_1 и K_2 соответственно) – равномерно распределяются вдоль ее экватора (то есть располагаются субгоризонтально). Подобное распределение, характерное для осадков, формировавшихся в спокойной гидродинамической обстановке, соответствует первичной магнитной текстуре осадочных пород и является благоприятной предпосылкой для палеомагнитных исследований. После прогрева образцов до 500°C степень концентрации коротких осей у центра стереограммы возрастает (рисунок 15).

Палеомагнетизм. В общей сложности палеомагнитным исследованиям подверглись 40 образцов с 25 уровней ориентированных образцов из нижнесызранской подсвиты.

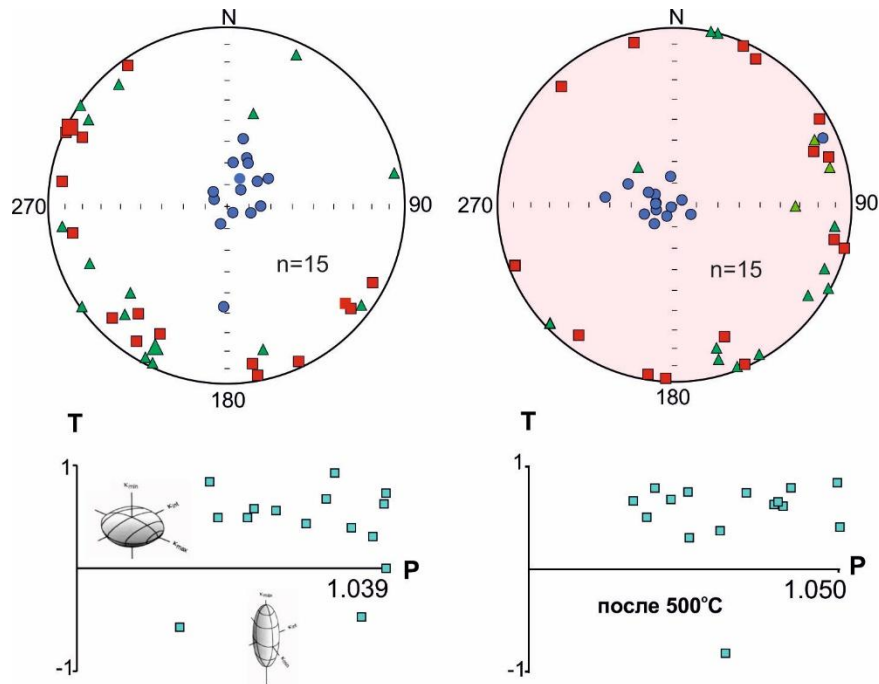


Рисунок 15 – Стереопроекции осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости и диаграммы Желинека до и после прогрева пород разреза гора Сырт (обн. 3208а). Данные приведены в географической системе координат.

В образцах со всех 25 стратиграфических уровней из разреза Сырт выделены характеристические компоненты намагниченности (**ChRM**) хорошего качества: максимальный угол отклонения (MAD) не превышает 12° , варьируя, в основном от 4 до 7° (рисунок 16). Результаты разных видов магнитных чисток во всех случаях на качественном уровне согласуются между собой, но **ChRM** не всегда возможно выделить по результатам термочисток.

Характеристическая компонента, как известно, не является синонимом первичной компоненты намагниченности. Средние палеомагнитные векторы в разрезе Сырт, рассчитанные по результатам размагничивания переменным полем (рисунок 17), близки к направлению современного геомагнитного поля в районе исследований, имеющего наклонение (I) 67.7° (угловое расстояние от направления современного поля составляет 4.2°). Однако среднее направление по **ChRM**, которые были выделены в процессе термочисток, отличается от современного поля уже на 6.4° . Палеомагнитный полюс, рассчитанный по этому направлению (широта $\text{Lat} = 81.1^\circ$, долгота $\text{Lon} = 199.9^\circ$), статистически

неотличим от стандартных палеомагнитных полюсов стабильной Европы палеоценового возраста: $\text{Lat} = 81.1^\circ$, $\text{Lon} = 190.5^\circ$ (60 млн. лет при осреднении за 10 млн. лет), $\text{Lat} = 79.8^\circ$, $\text{Lon} = 209.5^\circ$; $\text{Lat} = 80.5^\circ$, $\text{Lon} = 188.9^\circ$ (65 и 60 млн. лет соответственно при осреднении за 5 млн. лет).

Скорее всего, **ChRM**, выделенные по результатам чисток переменным полем, представляют собой, в большинстве случаев, стабилизированную векторную сумму первичной компоненты $\mathbf{J}_n$, связанной с магнетитом, и вторичной компоненты химической природы $\mathbf{J}_c$, обусловленной магнитожесткими гидроксидами железа – продуктами гипергенного окисления магнетитовых и/или пиритовых зерен. Доля жестких ферромагнетиков в исследуемых породах мала, поэтому они не сказываются на величине фактора Q , значения которого не превышают 0.2 (рисунок 14, таблица 1), что типично для ориентационной или посториентационной намагниченности ($\mathbf{J}_{ro}$).

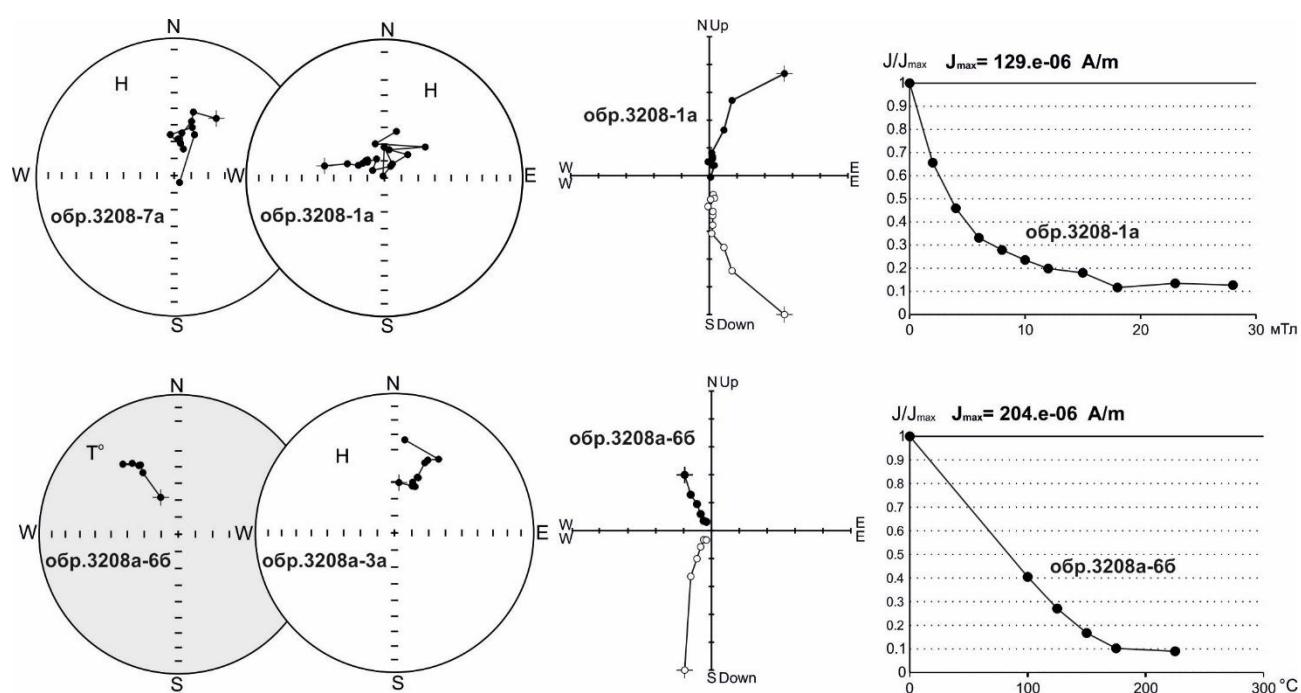


Рисунок 16 – Типичные результаты магнитных чисток (в географической системе координат): полярные стереопроекции с изображениями изменений векторов $\mathbf{J}_n$ в процессе магнитных чисток температурой (Т) и переменным полем (Н); диаграммы Зийдervельда и графики размагничивания образцов.

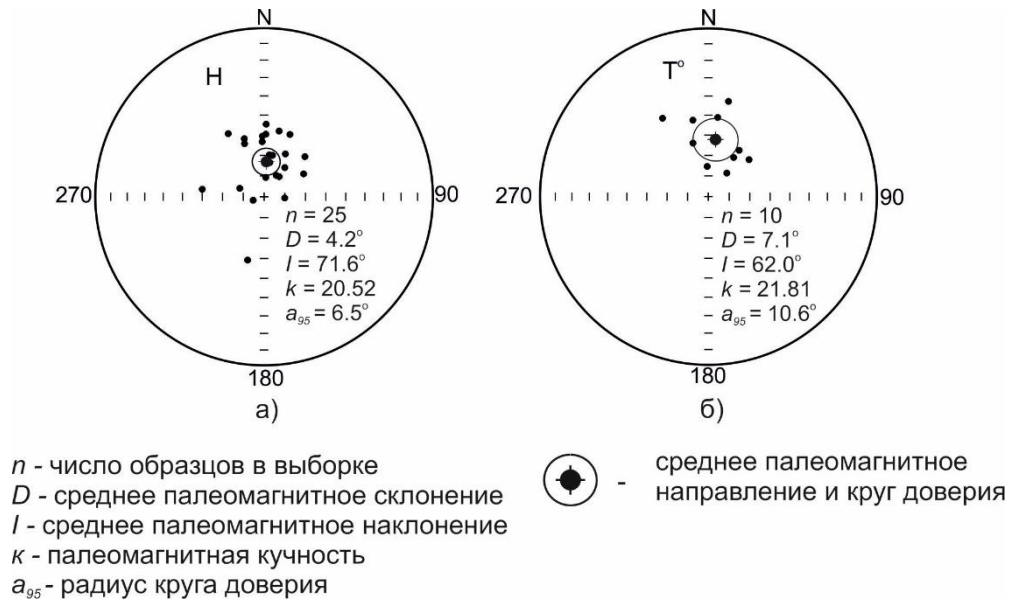


Рисунок 17 – Полярные стереопроекции компонент J_n в географической системе координат, выделенных в разрезе гора Сырт (**ChRM**).

Но при размагничивании переменным полем происходит преимущественное разрушение первичной компоненты, носителем которым является магнитомягкий магнетит, а доля J_c , связанной с устойчивыми к воздействию полей магнито жесткими гидроокислами железа, в суммарной намагниченности соответственно возрастает. В процессе термочисток, напротив, в первую очередь, разрушается J_c , поскольку гидроокислы железа имеют низкие температуры Кюри, например, у широко распространенных в приповерхностной зоне гидрогетитов она не превышает 130°C .

Совокупность палеомагнитных данных полученных по разрезу гора Сырт с учетом представления о перемагничивании современным полем прямой полярности позволяют сделать вывод, что первичная компонента в отложениях гора Сырт соответствует зоне прямой полярности (N) (рисунок 14). Направления палеоценового поля прямой полярности и современного поля близки, поэтому и суперпозиция первичной и вторичной J_n в разрезе гора Сырт при размагничивании, независимо от доли разрушения той или иной компоненты, практически не меняется [Шелепов, Гужиков, 2022; Шелепов и др., 2022]. Вескими аргументами в пользу первичности намагниченности является палеомагнитная структура GPTS, согласно которой нижняя часть

датского яруса (с которой в унифицированной схеме соотносятся низы сызранской свиты) характеризуется преимущественно прямой полярностью, и совпадение положений полюса, вычисленного на основе полученных данных, с координатами стандартных палеомагнитных полюсов.

3.1.2. Разрезы пограничного интервала мела–палеогена

Елшанка и Поворот

На основе литологических, петромагнитных, палеомагнитных и микрофаунистических материалов, результаты исследования которых отражены в работе [Шелепов, Гужиков 2021; Шелепов и др., 2022] были сопоставлены два разреза с. Елшанка и Поворот, расположенные в южной части Саратовского Правобережья.

Разрезы пограничного интервала мела–палеогена с. Елшанка и Поворот расположены в окрестностях с. Нижняя Банновка Красноармейского района: с. Елшанка (обн. 3206) близ одноименного села, ~ в 11 км к востоку от с. Н. Банновка (50°43'26.1"N, 45°28'42.2"E) (рисунок 18а), Поворот (обн. 3207) ~ в 8.5 км западнее с. Н. Банновка (50°44'15" N, 45°31'25.9" E) (рисунок 18б). Залегание слоев во всех разрезах субгоризонтальное.

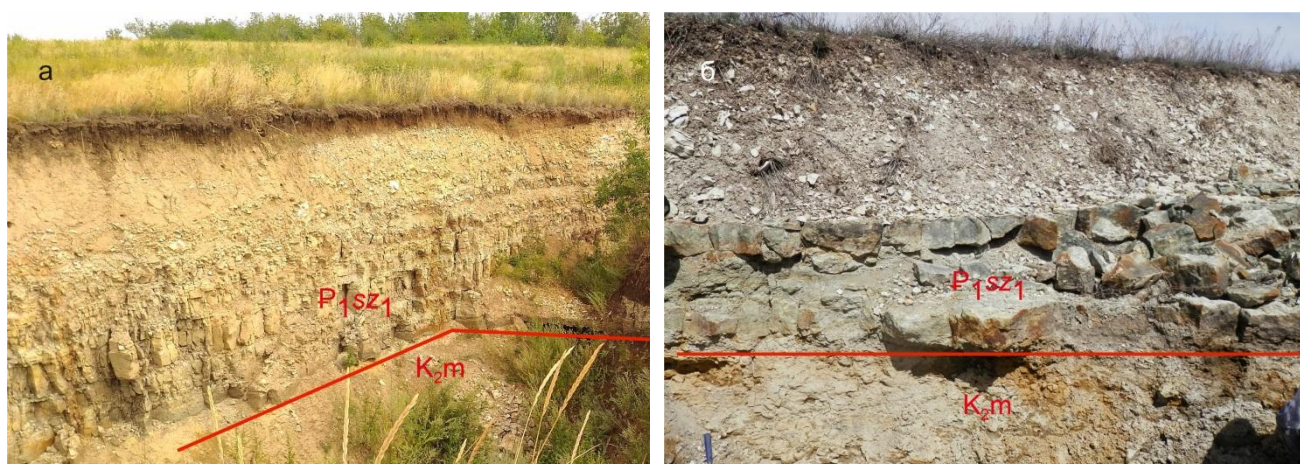


Рисунок 18 – фото разрезов пограничного интервала мела – палеогена: а) Елшанка (обн. 3206), б) Поворот (обн. 3207).

В разрезе Елшанка вскрываются (снизу-вверх) слабокремнистые глины, отождествляемые с налитовской свитой (верхи кампана?), глауконитовый песчаник, глины, глинистые алевриты и тонкозернистые пески идентифицированные, как карамышская свита (верхний маастрихт), опоки нижнесызранской подсвиты с глауконитовым песчаником в подошве (даний). БФ в изученных отложениях, за исключением единичных *Globorotalites michelinianus* (сантон–маастрихт), не обнаружено.

В основании разреза Поворот (снизу-вверх) залегают алевриты, принадлежность которых к налитовской или карамышской свите (верхний маастрихт) не очевидна. В комплексах БФ определенных И.П. Рябовым (СГУ) из этой части разреза встречается *Silicosigmoilina volganica* (верхи кампана – базальный маастрихт). В вышележащих отложениях, между двумя глауконитовыми песчаниками карамышской и нижнесызранской подсвит установлены *Spiroplectamina kasansewi*, *Anomalinoides globigeriniformis* и др. [Шелепов и др., 2022]. Комплекс БФ, по присутствию *S. kasansewi*, схож с установленным в нижней части пачки разреза Сырт (слои с *S. kasansewi*) [Гужиков и др., 2017], но отличается присутствием *Anomalinoides praeacutus* [= *Brotzenella praeacuta*] – вида-индекса нижнемаастрихтской зоны LC 22 [Беньямовский, 2008]. Верхняя часть разреза представлена опоками нижнесызранской подсвиты.

Магнитная минералогия и петромагнетизм. Магнитная восприимчивость (K) и естественная остаточная намагниченность (J_n) изученных пород варьируют от 2 до $13 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и от 0.06 до $3.5 \cdot 10^{-3}$ А/м соответственно. Минимальные значения петромагнитных параметров свойственны опокам, а максимумы достигаются в глауконитовых песчаниках. Магнито-минералогические исследования выявили во всех образцах только магнитомягкую фазу (магнитное насыщение происходит в полях от 200–300 мТл, а разрушение при 30–40 мТл), свойственную тонкодисперсному магнетиту.

Петромагнитная дифференциация меловых отложений наиболее выразительно проявляется на графиках остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}) и отношения K/J_{rs} , отражающих изменения в концентрациях аллотигенных ферромагнетиков и среднего размера ферромагнитных зерен соответственно. Закономерные тренды (снизу-вверх) к возрастанию величин J_{rs} и убыванию значений K/J_{rs} в пределах лохской и карамышской свит использованы, наряду с микрофаунистическими и палеомагнитными данными, для построения сводного разреза (рисунок 19, 20).

Палеомагнетизм. Палеомагнитные данные по разрезам Елшанка и Поворот базируются на результатах изучения образцов с 27 и 22 стратиграфических уровней соответственно. По результатам магнитных чисток переменным магнитным полем (до 30–60 мТл, с шагом от 2 до 5 мТл) и компонентного анализа выделены компоненты намагниченности либо характеристические (**ChRM**) (рисунок 21), либо, в большинстве случаев, «стабильные» J_{st} . Стабильные компоненты J_{st} , скорее всего, представляют собой стабилизированную векторную сумму первичной компоненты J_n , связанной с Fe_3O_4 , и вторичной жесткой компоненты намагниченности, обусловленной гидроокислами железа – продуктами окисления магнетитовых зерен при гипергенезе.

Доля жестких ферромагнетиков в исследуемых породах мала, поскольку они практически не проявляются на кривых магнитного насыщения. Однако связанная с ними намагниченность способна существенно исказить палеомагнитный вектор, если направления первичной и вторичной компонент J_n противоположны.

Направления **ChRM** соответствуют нормальной полярности геомагнитного поля и статистически неотличимы от направлений, пересчитанных для района исследований из координат стандартных палеомагнитных полюсов стабильной Европы палеоценового возраста (55-65 млн. лет).

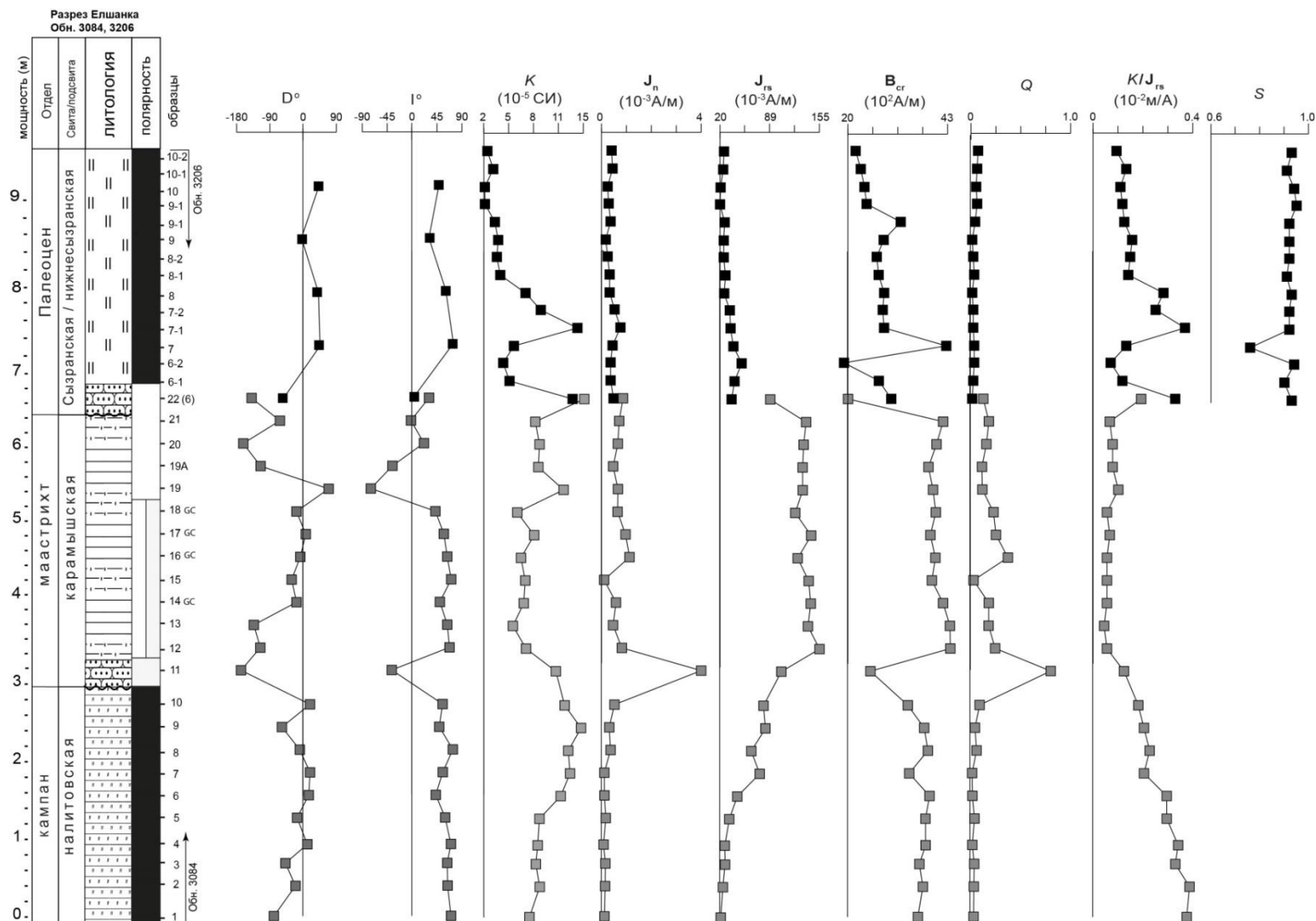


Рисунок 19 – Магнитостратиграфический разрез Елшанка (обн.3206, 3284) пограничного интервала карамышской свиты (маастрихт) и нижнесызранской подсвиты.

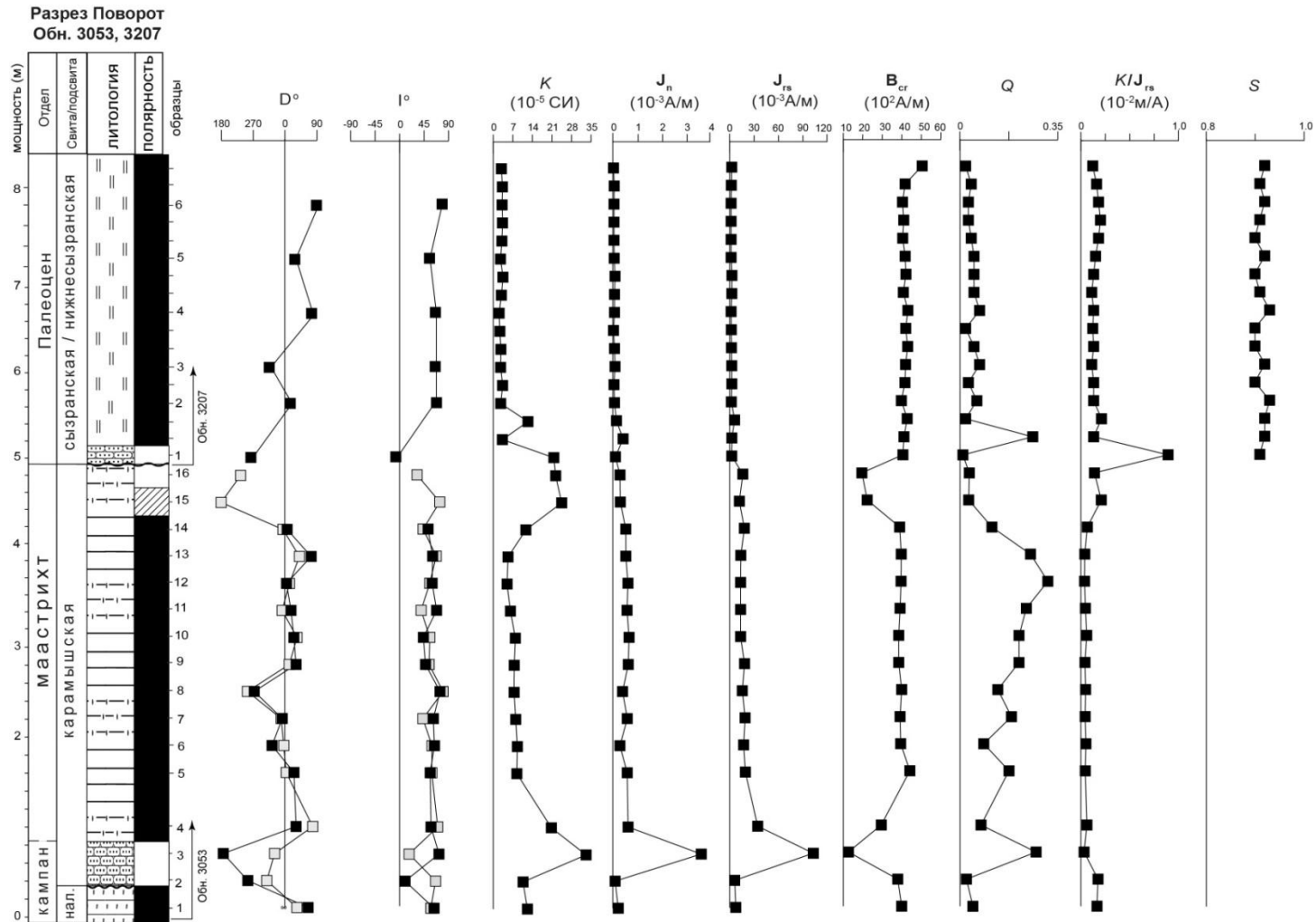


Рисунок 20 – Магнитостратиграфический разрез Поворот (обн. 3207, 3253) пограничного интервала карамышской свиты (маастрихт) и нижнесызранской подсвиты.

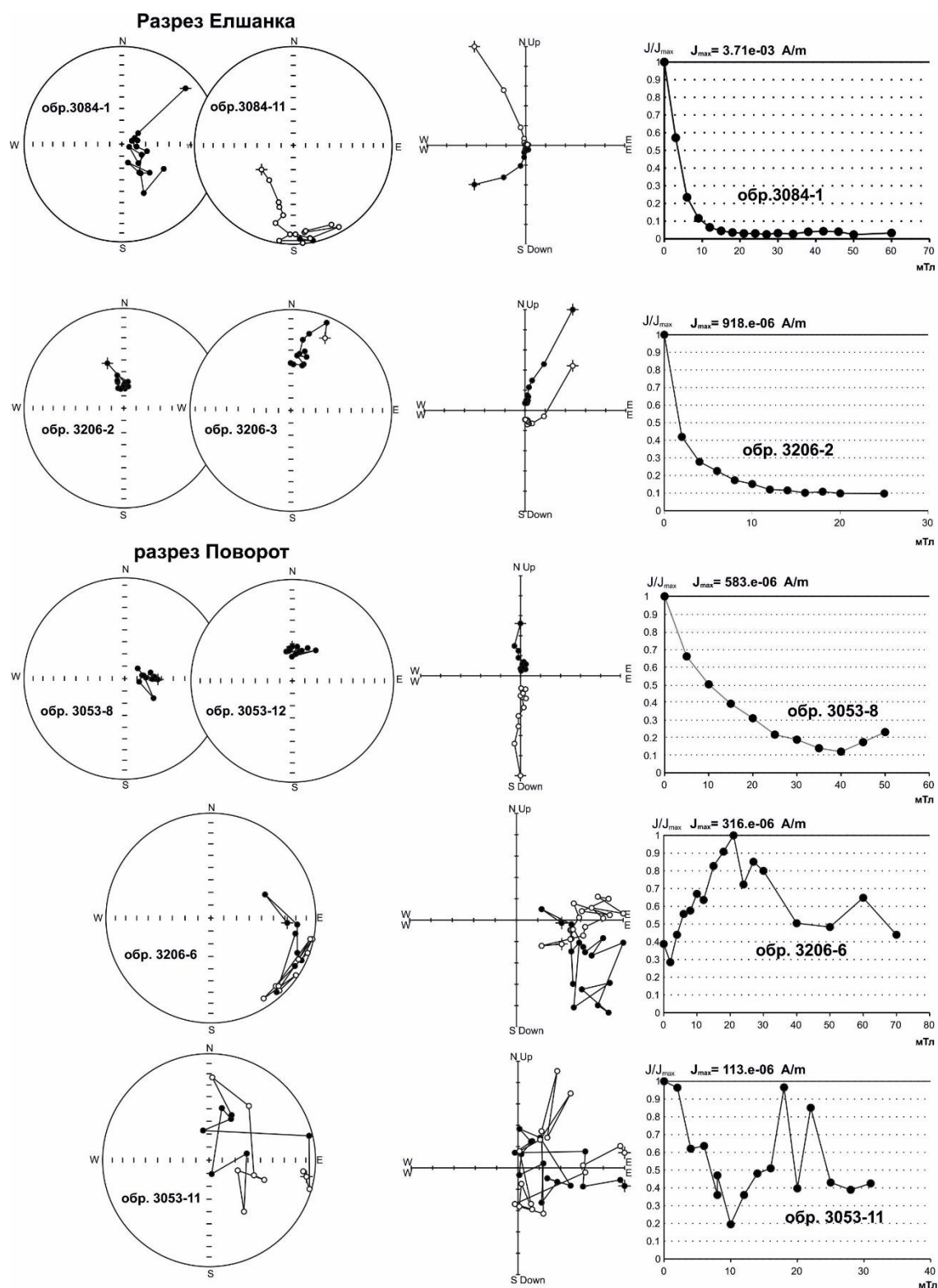


Рисунок 21 – Результаты магнитных чисток образцов разрезов Елшанка (обн. 3284, 3206) и Поворот (обн. 3207, 3253); стереографические изображения изменения J_n в процессе размагничивания переменным полем и диаграммы Зийдervельда, графики размагничивания образцов. Все данные приведены в географической системе координат.

Это обстоятельство хорошо согласуется с предположением о первичности **ChRM**. Породы подвергались гипергенным процессам в эпоху нормальной полярности Брюнес. Поэтому можно предположить, что образцы с J_{st} , близкой к **ChRM**, содержат первичную компоненту J_n , отвечающую нормальной полярности, а в тех случаях, когда J_{st} сильно отличается от **ChRM**, породы содержат первичную компоненту J_n , соответствующую обратной полярности. Исходя из этого предположения, были построены палеомагнитные колонки разрезов, состоящие преимущественно из магнитозон прямой полярности.

В разрезе Елшанка выделены три магнитозоны: нижняя N-зона приурочена к налитовской свите, R-зона охватывает карамышскую свиту и глауконитовый песчаник в подошве сызранской свиты, верхняя N-зона – опоки сызранской свиты. Разрез Поворот характеризуется прямой полярностью, за исключением глауконитового песчаника в подошве сызранской свиты, отмеченного обратной полярностью. Таким образом, фрагменты карамышской свиты в разрезах Елшанка и Поворот разновозрастные, поскольку характеризуются разным знаком полярности [Шелепов и др., 2022]. Ранее, в верхнем маастрихте разных регионов был установлен закономерный тренд к снижению значений K/J_{rs} вверх по разрезу, отражающий уменьшение среднего размера ферромагнитных частиц к концу маастрихтского века. Предположительно это связано с увеличением концентрации космической пыли вследствие усиления активности метеоритной бомбардировки Земли на рубеже мела–палеогена [Гужикова, 2018]. Если эта гипотеза верна, то палеоценовые отложения, изученные в разрезе Поворот должны быть моложе, чем в разрезе Елшанка, потому что им свойственны менее высокие значения K/J_{rs} (рисунок 19, 20).

3.1.3. Разрезы Садовое -1, -2, Ваулино

Дополнительно низы нижнесызранской подсвиты в Красноармейском районе были изучены в окрестностях сёл Садовое и Ваулино, где были опробованы три разреза: Садовое-1 (обн. 3281), Садовое-2 (обн. 3282) и Ваулино (обн. 3283). В ходе полевых работ проведён отбор ориентированных и

неориентированных образцов для последующих палео- и петромагнитных исследований, всего с 59 уровней.

Разрез Садовое-1 (обн. 3281, 51°01'29.3" N; 45°54'04.2" E) расположен в ~ 3 км к востоку от одноименного села Красноармейского района. В выемках дороги ведущей к нефтепроводу вскрываются отложения нижнесызранской подсвиты мощностью около 20 м.

Разрез Садовое-2 (обн. 3282 51°02'0.9" N; 45°50'29" E) расположен на западной окраине с. Садовое после въезда в село. Отложения нижнесызранской подсвиты, мощностью около 5 м вскрыты в небольшом придорожном карьере по добыче опоки

Разрез Ваулино (обн. 3283 50°57'50.73" N; 45°84'08.6" E) расположен в ~ 1 км к северо-востоку от одноименного села Красноармейского района, опробование проведено вдоль грунтовой дороги и в придорожных промоинах. Здесь, на глинистых алевроитах и тонкозернистых песках карамышской свиты (верхний маастрихт) залегают опоки нижнесызранской подсвиты. Подошва подсвиты (30 см) обогащена глауконитом.

Магнитная минералогия и петромагнетизм. Результаты магнито-минералогических исследований показали, что основным носителем намагниченности для изученных пород является тонкодисперсный магнетит, который диагностируется по относительно низким значениям полей насыщения (150-200 мТл), а разрушение (40–50 мТл) (рисунок 7). В петромагнитном отношении рассматриваемые обнажения дифференцированы слабо (рисунок 22). Обнажение 3281 своей большей частью отвечает опокам с терригенной алевроитовой примесью местами с присутствием гидроокислов железа, на что указывают средние значения K , J_{rs} , Q , S . В верхней части разреза отмечается интервал (образцы 3281/1-3281/16), и нижняя часть разрез 3282 (обр. 3282/1 - обр. 3282/3.1), где параметры K , J_n , J_{rs} , K/J_{rs} отвечают минимальным значениям. Термокаппаметрические данные фиксируют, уменьшение K после нагрева ($4-5 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ), что свидетельствует об отсутствии тонкодисперсного пирита в отложениях.

Данные анизотропии магнитной восприимчивости показали, что магнитная текстура изучаемых образцов тяготеет к первичной осадочной. Короткие оси магнитных эллипсоидов группируются в центре стереопроекции, а длинные и средние оси равномерно располагаются вдоль большого круга, совпадающего с экватором стереограммы, такая текстура соответствует осадкам, формировавшимся в спокойной гидродинамической обстановке. Некоторое улучшение магнитной текстуры отмечается после прогрева образцов до 500°C вследствие выгорания тонкодисперсной органики (рисунок 23).

Палеомагнетизм. Несмотря на низкое палеомагнитное качество изученных пород, в образцах с большинства уровней по результатам различных видов магнитных чисток (переменным полем с шагом 3-5 мТл и температурой с шагом 25°C), удалось выделить компоненты J_n , соответствующие прямой полярности. В немногочисленных случаях, когда проекции J_n в процессе размагничивания закономерно смещались по дугам больших кругов или имели аномальные направления, палеомагнитные данные интерпретировались как соответствующие обратной полярности (рисунок 24).

По результатам исследований во всех обнажениях фиксируется преимущественно прямая полярность. Исключение представляет разрез Садовое-1, в нижней части которого на трех последовательных уровнях получены палеомагнитные данные, интерпретируемые как соответствующие обратной полярности. Таким образом, по результатам изучения разрезов Садовое-1, -2 и Ваулино в низах нижнесызранской подсвиты намечается чередование трех магнитозон: нижней – прямой полярности (N_1d), средней – обратной полярности (R_1d) и верхней – прямой полярности (N_2d) (рисунок 22).

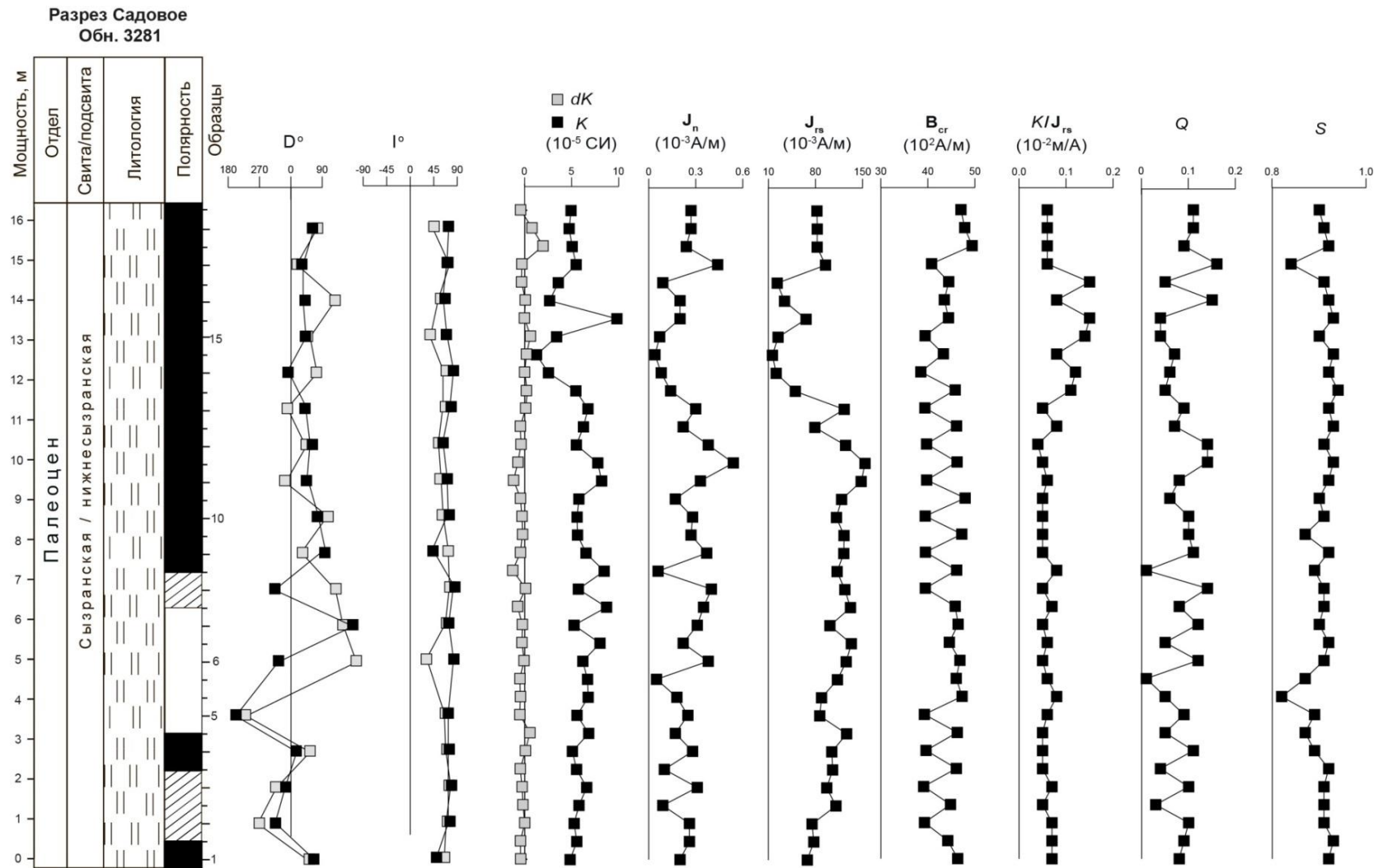


Рисунок 22 – Магнитостратиграфическая характеристика нижнесызранской подсвиты разрезов Садовое (обн. 3281, 3282) и Ваулино (обн.3283).

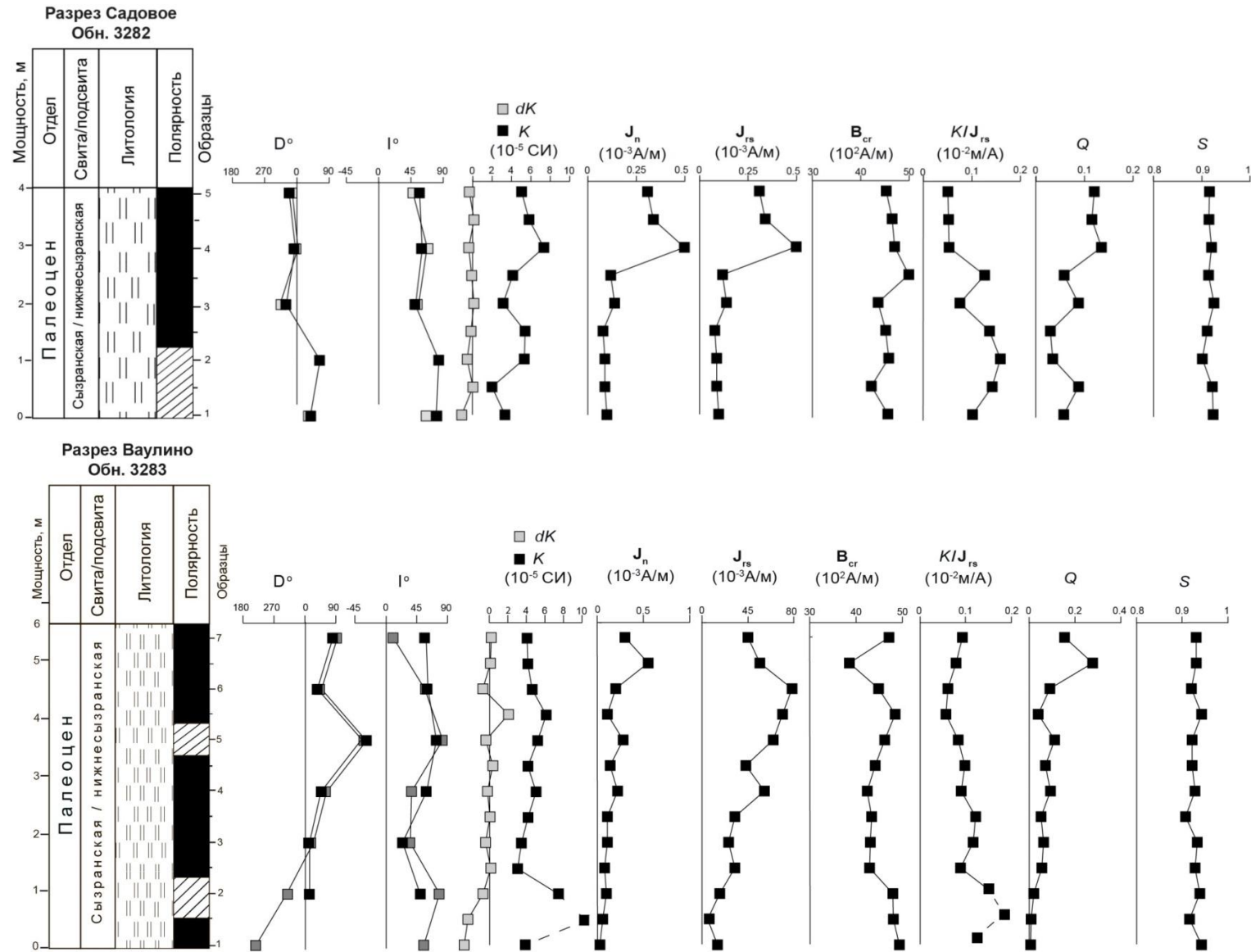


Рисунок 22 – Продолжение

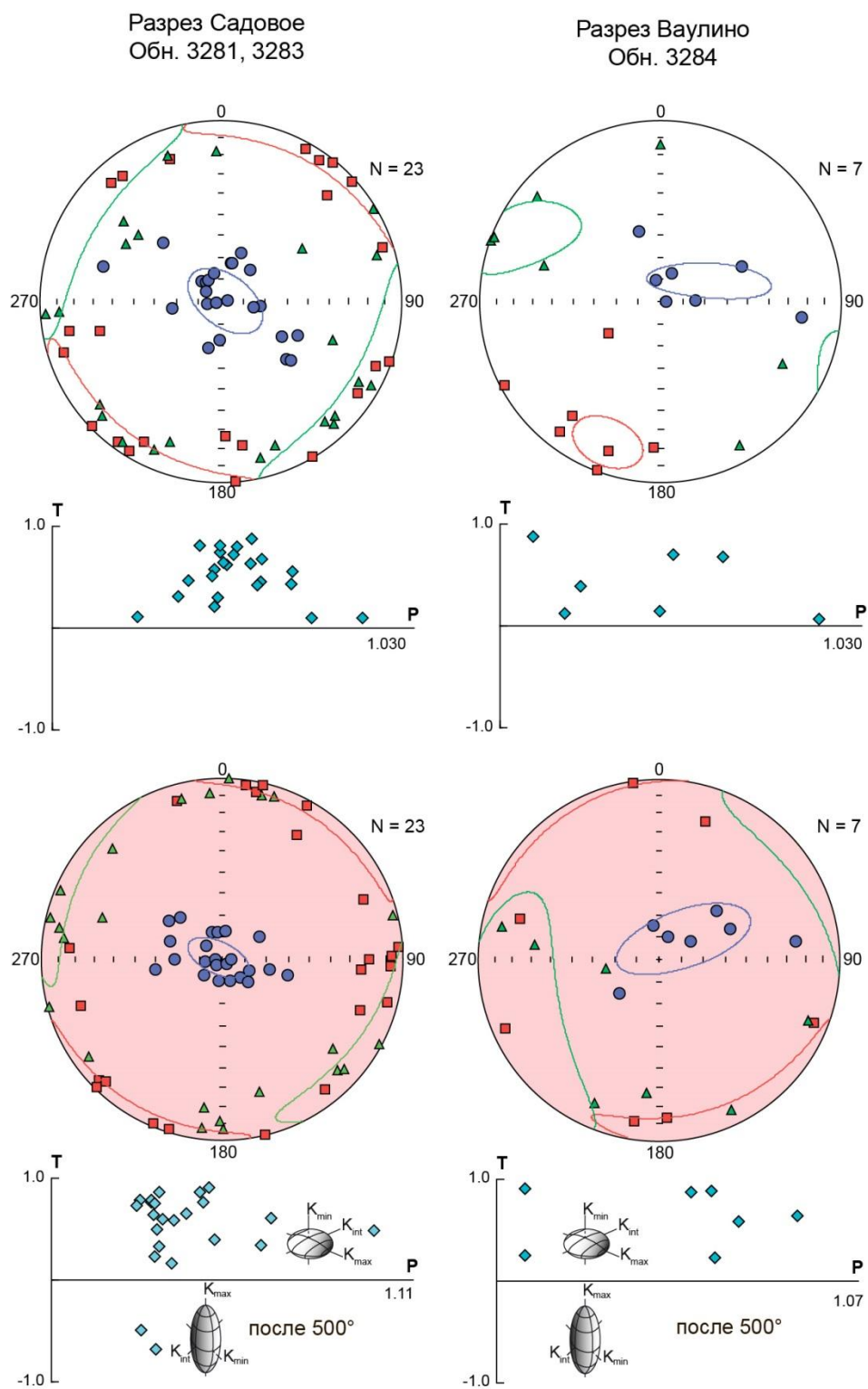


Рисунок 23 – Стереопроекции осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости и диаграммы Желинека до и после прогрева пород разрезов Садовое (обн. 3281, 3282), Ваулино (обн. 3283). Все данные приведены в географической системе координат.

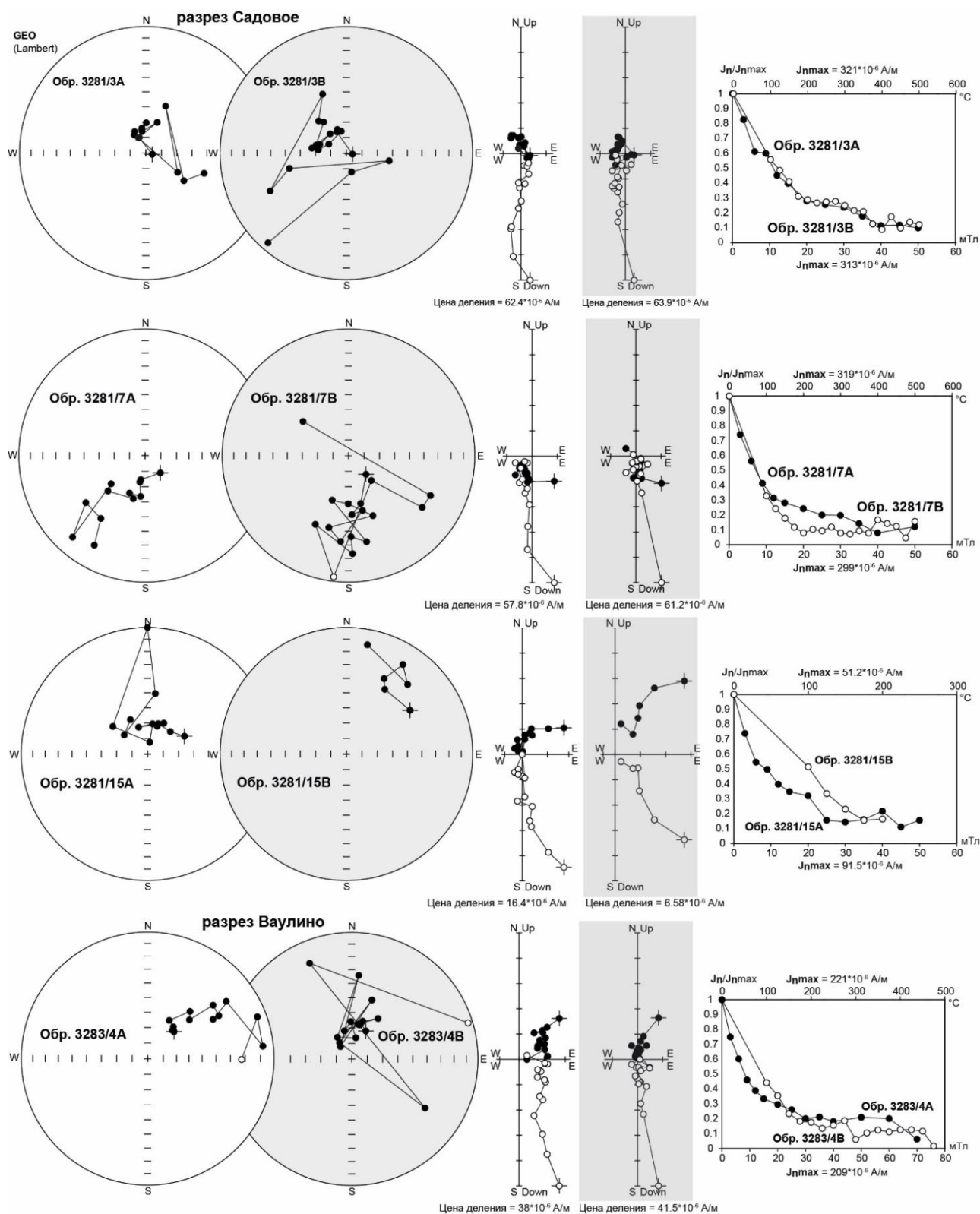


Рисунок 24 – Результаты магнитных чисток образцов разрезов Садовое (обн. 3281, 3282) и Ваулино (обн. 3283): стереографические изображения изменения J_n в процессе размагничивания переменным полем и температурой (серое поле). Диаграммы Зийдверельда, графики размагничивания образцов. Все данные приведены в географической системе координат.

3.2. Центр Саратовского Правобережья (сочленение Елшано-Сергиевского вала и южного края зоны Саратовских Дислокаций)

3.2.1. Разрез Лысая гора–Стрельбище

Один из классических разрезов нижнесызранской подсвиты – Лысая гора [Милановский, 1940] изучен в обрыве над большим оползнем в микрорайоне Стрелка г. Саратова (обн. 3210, 51°33'08" N, 45°59'13"E). Детальное описание разреза, а так же его петро- и магнитостратиграфическая характеристика приводятся в работе [Шелепов, Гужиков, 2022].

В разрезе, видимой мощностью ~ 12 м, на маастрихтском песчанике глауконитовом, карбонатно–глинистом залегают темно- и светло серые силициты нижнесызранской подсвиты, в подошве подсвиты опесчаненные биотурбированные и глауконитизированные. В целом силициты в разрезах Лысая гора и Сырт аналогичны, но на Лысой горе многие слои имеют явные следы ожелезнения в виде светло- и темно коричневых пятен.

Микроскопическое изучение (таблица II, фиг. обр. 3210–20/1) показало, что порода на 90–95% сложена буровато-серым глинисто–кремнистым веществом. Структура породы пелитово-органогенная. Кремнезем 65–70% так же полигенный: органогенный и алюмо-кремнистого состава. Преобладает органогенно-опаловый кремнезем с частичной раскристаллизацией его в радиально-лучистый халцедон по каналам и полостям диатомей и спикул. Сохранность их самая различная. Наблюдаются следы растворения кремневых элементов до полного их слияния с гидрогелем. Глинистое 25–30% вещество микроагрегатного строения с пелитовой составляющей, представленной тонкоперетертыми зернами кварца, серицита и микроглобулями глауконита. В глинисто-кремневой массе неравномерно распределен алевроитовый материал, ориентированный удлинненными зернами и чешуйками мусковита параллельно друг другу.

Магнитная минералогия и петромагнетизм. На Лысой горе низам разреза соответствуют самые низкие значения K , J_{rs} , B_{cr} и повышенные значения dK . К верхам разреза приурочены повышенные K , J_{rs} , B_{cr} и

отрицательные dK . Петромагнитная граница выглядит на графиках всех перечисленных параметров одинаково контрастно. По другим петромагнитным характеристикам намечается иное (не двучленное) подразделение разреза, например, по K/J_{rs} в изученной толще обособляются, как минимум, три части: нижняя и верхняя с повышенными и средняя – с пониженными значениями параметра. Используя все петромагнитные параметры в совокупности, можно добиться наиболее детального расчленения разреза (таблица 2, рисунок 25).

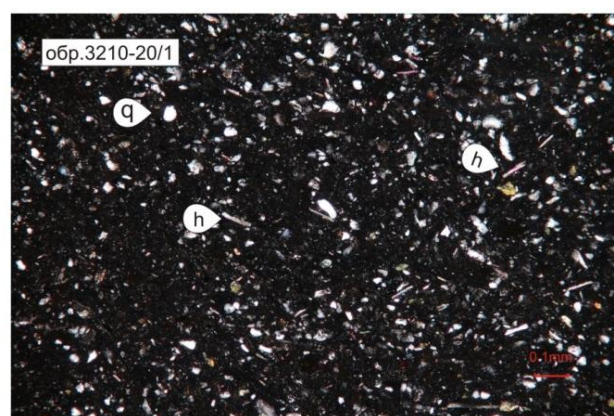
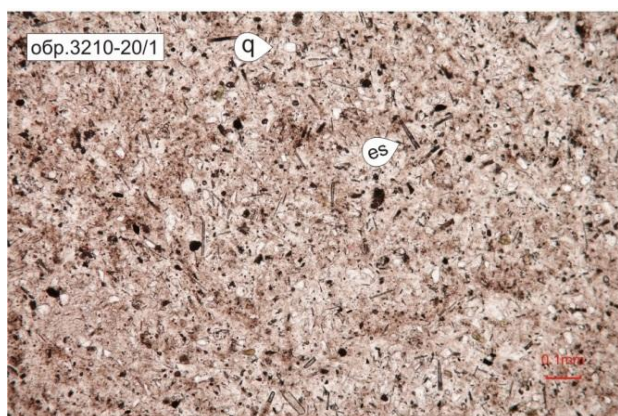


Таблица II – Фиг. 3210-20/1 – силицит (опока), разреза Лысая гора. Ув.100х, слева николи ||, справа николи +. Буквами обозначены: q – зерна кварца, gs – зерна глауконита, h – зерна гидрослюд, es – спикулы кремневых губок.

Таблица 2 – Статистические характеристики распределений петромагнитных параметров в нижней и верхней частях разреза Лысая гора.

Интер. разрез Лысая Гора	K (10^{-5} ед. СИ)	J_n (10^{-5} ед. СИ)	Q	J_{rs} (10^{-3} А/м)	S	B_{cr} (мТл)	K/J_{rs} (10^{-2} А/м)	dK (10^{-5} ед. СИ)
Обр. 12–20.2	<u>1.3–6.6</u> 4.4 (27)	<u>0.02–0.3</u> 0.1 (27)	<u>0.01–0.12</u> 0.06 (27)	<u>24.3–70.0</u> 43.8 (27)	<u>0.4–1.0</u> 0.8 (27)	<u>41.2–49.9</u> 46.8 (27)	<u>0.05–0.1</u> 0.1 (27)	<u>-0.4–0.9</u> 0.2 (9)
Обр. 3–11.2	<u>0.4–4.2</u> 2.1 (24)	<u>0.02–0.3</u> 0.09 (24)	<u>0.02–0.5</u> 0.1 (24)	<u>9.7–32.0</u> 19.6 (24)	<u>0.8–0.9</u> 0.9 (24)	<u>41.2–50.0</u> 43.8 (24)	<u>0.05–0.1</u> 0.1 (24)	<u>-0.5–0.08</u> -0.08 (8)

Примечание: Значения в числителе: минимум – максимум, в знаменателе: жирным шрифтом – среднее арифметическое, в скобках – количество образцов в выборке.

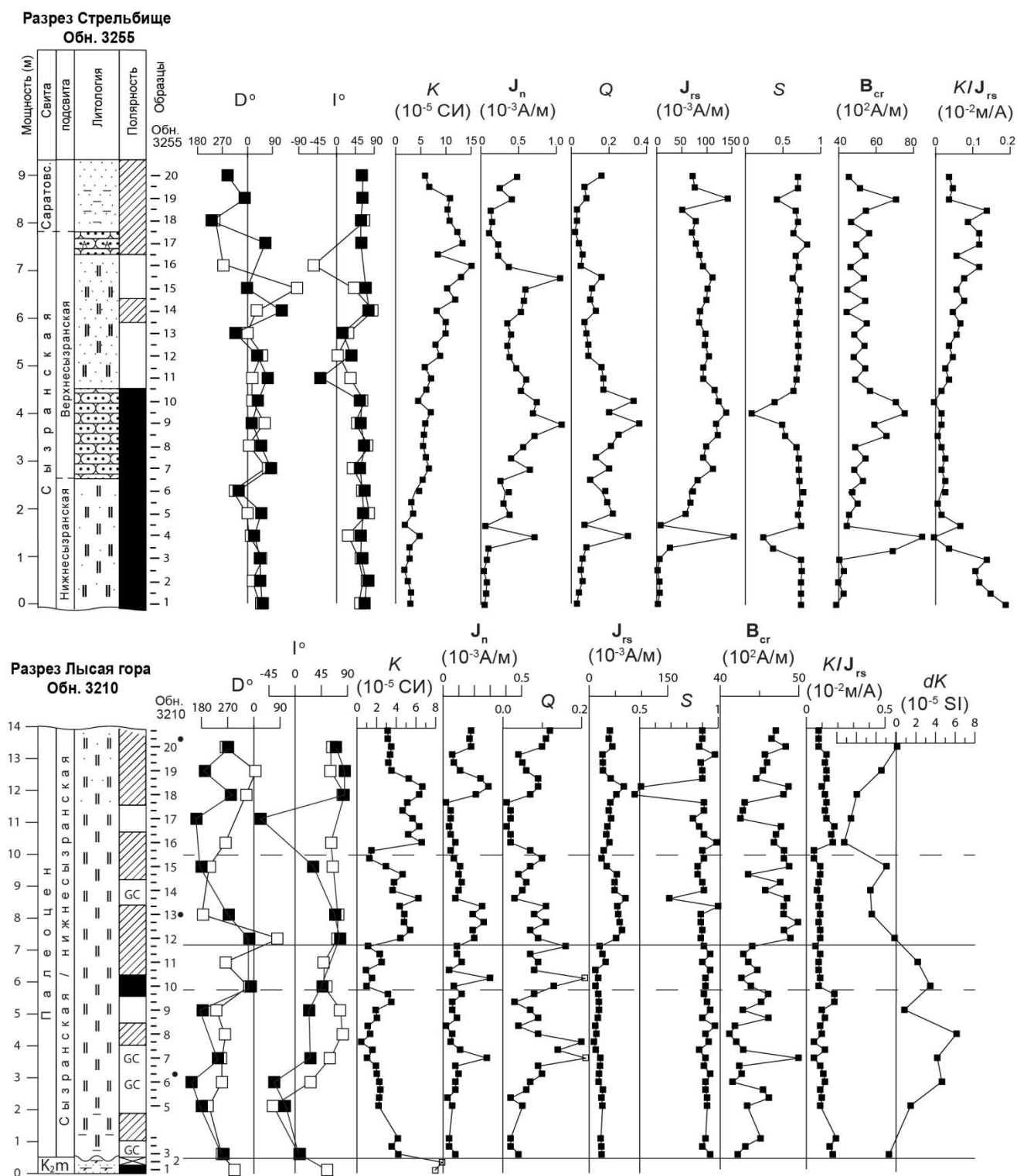


Рисунок 25 – Магнитостратиграфические разрезы нижнесызранской подсвиты Лысая гора (обн.3210) и Стрельбище (обн. 3255). Залитые и «пустые» маркеры на графиках палеомагнитного склонения (D) и наклонения (I) означают, что компоненты намагниченности выделены в результате размагничивания температурой и переменным магнитным полем соответственно.

В разрезе Лысая гора, при безусловном доминировании магнитомягкой фазы, встречаются интервалы со значительной долей или преобладанием магнитожесткого компонента. Индикатором значительных количеств жестких ферромагнетиков – дегидратированных гидроокислов железа или гематита служат низкие значения S (0.5–0.7), наблюдаемые на уровнях обр. 3210-13.2, 3210-18 и 3210-18.1 (рисунок 25). Эти магнитожесткие слои располагаются внутри интервала с повышенными значениями B_{cr} и, скорее всего, обусловлены продуктами окисления магнетита и/или пирита.

Результаты термомагнитного анализа оказались малоинформативными. Отсепарировать ферромагнитную фракцию не удалось, вероятно ввиду ее тонкодисперсности, а диаграммы $K(T)$ по слабомагнитным пробам невыразительны. Тем не менее, в обр. 3210-20 при нагреве заметны спады магнитной восприимчивости в районах точек Кюри магнетита (578°C) и гематита (675°C), что подтверждает магнито–минералогическую диагностику по материалам магнитного насыщения. Незначительный подъем K вблизи 450°C, вероятно, связан с микроконцентрациями пирита. При этом большие значения K , возникшие при охлаждении образца, отражают повышенные (по сравнению с исходным состоянием образца до нагрева) концентрации магнетита за счет новообразований Fe_3O_4 из FeS_2 и/или при окислении восстановленного из органики железа.

После термокаппаметрических исследований прирост магнитной восприимчивости не наблюдается (максимум, до $4\text{--}6 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ), либо отмечается уменьшение K после нагрева. Что свидетельствует об отсутствии тонкодисперсного пирита в отложениях. Однако приуроченность в разрезе пород с повышенными B_{cr} , среди которых находятся слои с наибольшей долей магнитожестких минералов (обр. 3210-13/2, 3210-18 и 3210-18/1), к интервалу с отрицательными значениями dK (рисунок 25) позволяет предположить, что гидроокислы железа формировались в основном за счет пирита. Поэтому, возможно, в исходном осадке FeS_2 присутствовал.

Увеличение содержаний алевритовой фракции вверх по разрезу, как на горе Сырт, так и на Лысой горе, установленное по данным шлифового анализа, коррелирует с трендом к возрастанию значений петромагнитных параметров, ответственных за концентрацию ферромагнетиков. В этой связи уместно предположить, что вариации K , J_n , J_{rs} по разрезам отражают изменения интенсивности терригенного сноса вследствие колебаний уровня моря.

Полученные результаты изучения анизотропии магнитной восприимчивости показали: форма ферромагнитных частиц имеют явно выраженную уплощенную форму (P достигает 1.6 до нагрева и 1.2 – после нагрева). В разрезе наблюдается хаотичное распределение осей магнитных эллипсоидов на стереограмме. Однако после прогрева образцов до 500°C , картина АМВ кардинально меняется и приобретает вид, типичный для первичных текстур осадков, за исключением трех образцов с субгоризонтальным расположением КЗ (рисунок 26). Эффект улучшения магнитной текстуры после прогрева пород (заметный в разрезе Лысая гора) неоднократно фиксировался ранее и, вероятно, связан с выгоранием органики, с которой ассоциируют парамагнитные железосодержащие минералы.

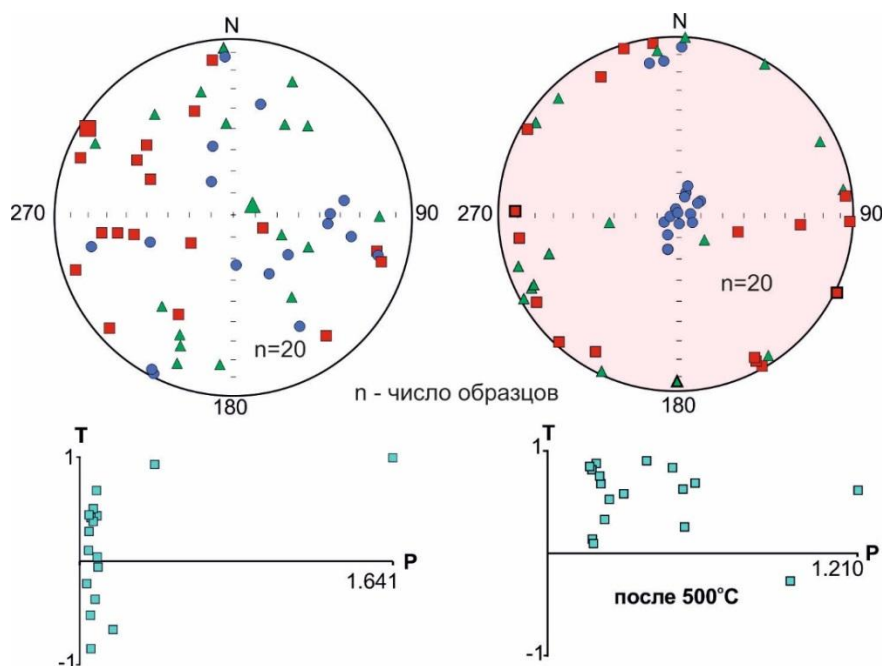


Рисунок 26 – Стереопроекции осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости и диаграммы Желинека до и после прогрева пород разреза Лысая Гора (обн. 3210). Данные приведены в географической системе координат.

Палеомагнетизм. В разрезе Лысая гора 47 образцов с 17 уровней (рисунок 25). Палеомагнитное качество силицитов в разрезе Лысая гора невысокое. Характеристические компоненты (обр. 3210-10а) примерно, в половине случаев отмечены MAD 10–16° (в остальных случаях, в основном 5–8°). В образцах с 4 стратиграфических уровней характеристическую компоненту выделить невозможно, но стереопроекции J_n при размагничивании этих образцов смещаются по дугам больших кругов (GC) (обр. 3210–14а, 3210–36). Компоненты намагниченности, соответствующие прямолинейным отрезкам диаграмм Зийдervельда, не стремящим к центру координат, условно, названы «стабильными» (J_{st}) (обр. 3210–36). В образцах с 9 уровней, выделены обе компоненты намагниченности – J_{st} и **ChRM**. На единственном уровне ни в одном из образцов не удалось выделить ни одной компоненты, но проекции J_n в них перемещаются при размагничивании вдоль дуг больших кругов (обр. 3210–14а) (рисунок 27). Компоненты J_n , определенные по результатам терморазмагничивания, распределены по сфере хаотично (кучность около 2), **ChRM** и J_{st} , выделенные по данным чисток переменным полем чуть более упорядочены, но в обоих случаях расчет средних направлений не имеет реального смысла. Вероятно, J_n силицитов на Лысой горе, так же как и на горе Сырт, является векторной суммой первичной и вторичной компонент, связанных с мягкими и жесткими ферромагнетиками соответственно (рисунок 28). Полученные палеомагнитные данные по разрезу Лысая Гора свидетельствует в пользу наличия компоненты обратной полярности. Основываясь на представлениях перемагничивания пород современным полем прямой полярности, если первичная и вторичная намагниченности антипараллельны, то даже незначительное разрушение одной из них приведет к существенному изменению их векторной суммы. Следствием этого будут большие внутрипластовые и межпластовые разбросы результирующих компонент, а также смещения направлений J_n в ходе магнитных чисток вдоль больших кругов. Реальные распределения палеомагнитных векторов в

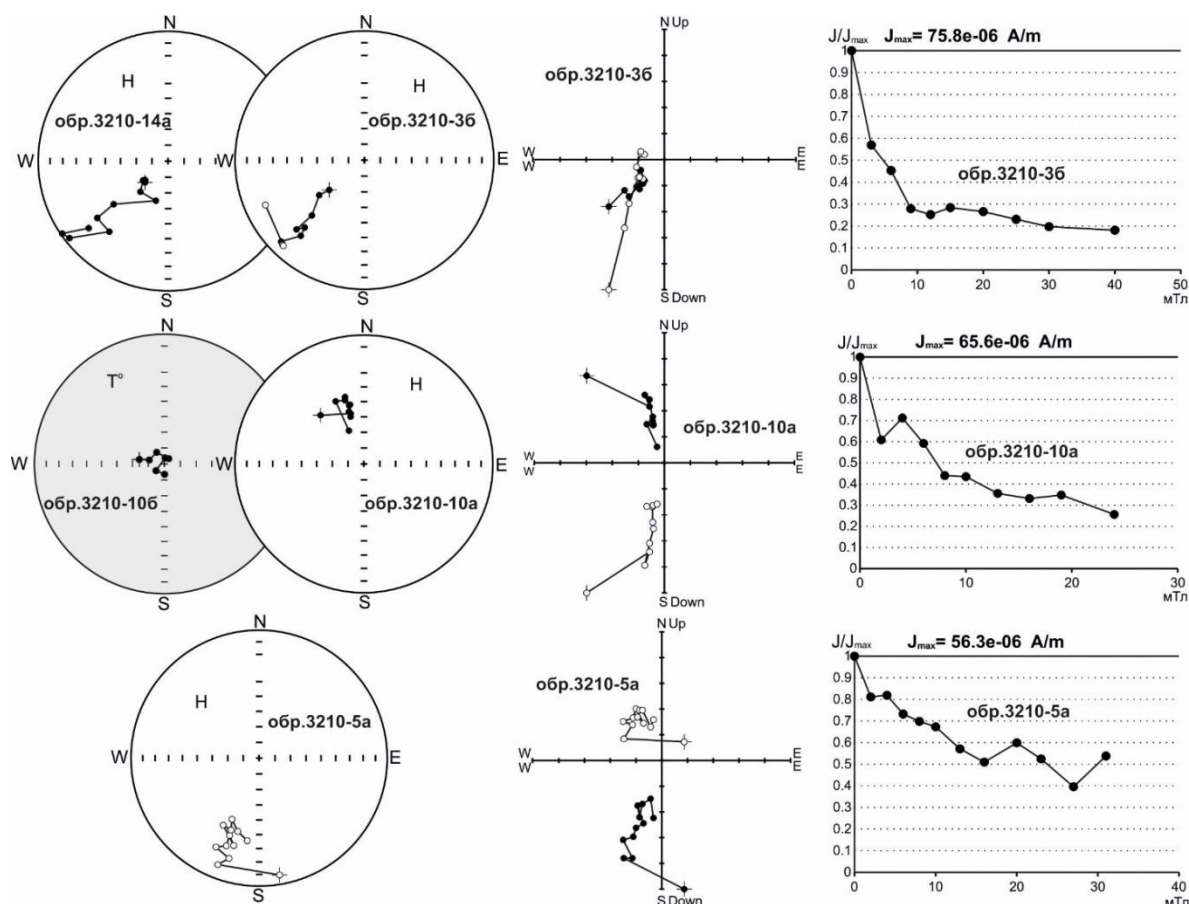


Рисунок 27 – Результаты размагничивания температурой (Т) и переменным магнитным полем (Н); полярные стереопроекции с изображениями изменений векторов $\mathbf{J}_n$ в процессе магнитных чисток; диаграммы Зийдervельда и графики размагничивания образцов.

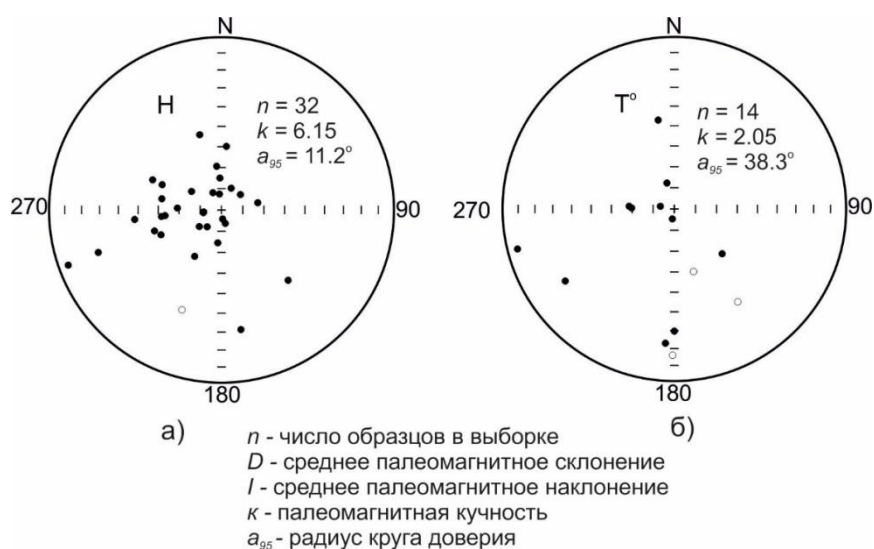


Рисунок 28 – Полярные стереопроекции компонент $\mathbf{J}_n$ в географической системе координат, выделенных в разрезе Лысая Гора (ChRM).

изученных разрезах полностью согласуются с предложенной моделью естественной остаточной намагниченности. Поэтому в разрезе Лысая гора компоненты с отрицательными или пологими положительными наклонениями в южных румбах стереограмм, либо траектории перемещений J_n при размагничивании, аппроксимируемые большими кругами, интерпретировались как указание на наличие в породах древней намагниченности обратной полярности. Определенная таким образом обратная полярность характеризует 7 из 17 уровней в разрезе. На 6 уровнях, отмеченными аномальными направлениями J_n (с положительными наклонениями, но со склонениями не характерными для прямой полярности) или с $I > +75^\circ$, знак полярности не определялся. На единственном уровне (обр. 3210–10) выделены направления, характерные для прямой полярности. Таким образом, можно предположить, что низам сызранской свиты в разрезе Лысая гора соответствует зона преимущественно обратной полярности (R) (рисунок 25) [Шелепов, Гужиков, 2022].

Разрез Стрельбище (обн.3255, $51^\circ 33' 08.7''$ N, $45^\circ 58' 50.8''$ E) расположен ~ в 500 м юго-западнее от разреза Лысая Гора, наращая его с перерывом в обнаженности ~ 6-7 м. В разрезе Стрельбище вскрываются (снизу-вверх) темно- и светло-серые опоки с глауконитовым песчаниками нижнесызранской подсвиты сменяющиеся вверх по разрезу опоковидными алевролитами, опоковидными глинами верхнесызранской подсвиты. Из-за сходства литологического состава границу между подсвитами провести невозможно.

Магнитная минералогия и петромагнетизм. Изученные отложения слабомагнитны: K и J_n варьируют от 1.6 до $15 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и от 0.04 до $1.07 \cdot 10^{-3}$ А/м соответственно (рисунок 25). Результаты магнито-минералогических исследований выявили в разрезе только магнитомягкая фаза: магнитное насыщение происходит в полях от 200–300 мТл, а разрушение при 40–50 мТл, что характерно для тонкодисперсного магнетита.

Разрез дифференцируется на две части. Нижняя часть разреза (обр.3255/1-3255/12) характеризуются низкими значениями K , J_n , Q , J_{rs} , исключение составляет обр.3255/4, где отмечается повышенное значение B_{cr} и низкие значения S (0,04), что, по-видимому, связано с процессами окисления и присутствием магнитожесткой фазы.

Повышенные значения петромагнитных параметров K , J_{rs} , B_{cr} отмечается в верхних частях разреза (обр.3255/6 – 3255/19). Наиболее ярко это заметно в несколько повышенных значениях K , J_{rs} , B_{cr} , Q в глауконитовом песчаннике (обр.3255/7 – 3255/10). Повышение трендов петромагнитных параметров вверх по разрезу, скорее всего, связано с увеличением терригенной составляющей.

Палеомагнетизм. Палеомагнитным исследованиям подвергались по два образца с каждого из 20 стратиграфических уровней, один из которых размагничивался переменным полем, другой температурой. В общей сложности изучены 40 ориентированных образцов, компоненты намагниченности с максимальными углами отклонения (< 15) выделены в 36 образцах. Разрез Стрельбище характеризуется бizonальным строением. Нижняя зона прямой полярности (N), мощностью 2.5 м и верхняя зона обратной полярности (R), мощностью 7 м (рисунок 25).

3.2.2. Разрез Песчаный Умет

Для уменьшения неоднозначности магнитополярных определений автором был изучен разрез сызранской свиты на территории Саратова – Песчаный Умет, магнитостратиграфическая характеристика которого приведена в работе [Шелепов, Гужиков, 2023б, в]. Разрез Песчаный Умет (обн. 3258: 50°42'34" N; 45°38'53" E) расположен в карьере по добыче опоки на восточной окраине одноименного села, входящего в состав городского округа Саратова. В структурном плане разрез расположен в южной части Ульяновско–Саратовского мезо-кайнозойского наложенного прогиба и приурочен к Песчаноуметскому поднятию в пределах Елшанского вала на восточном крыле

антиклинали, с которой связано Песчаноуметское месторождение нефти и газа. Азимуты падения пластов варьируют от 118° до 150° , углы падения – от 30° до 48° . В разрезе, видимой мощностью ~ 25 м, на маастрихтских карбонатных алевроито-песчанистых глинах залегают темно- и светло-серые опоки нижнесызранской подсвиты со следами ожелезнения в виде светло- и темно-коричневых пятен, аналогичные силицитам, изученным ранее в разрезе Лысая гора в 24 км восточнее. В разрезе взяты ориентированные штуфы с 29 уровней, с интервалом 0.9 м. Отбор начат, примерно, в метре выше подошвы сызранской свиты, так как пограничный интервал маастрихта–палеоцена покрыт в карьере мощной осыпью (рисунок 29).



Рисунок 29 – фото разреза нижнесызранской подсвиты Песчаный Умет (обн. 3258)

Магнитная минералогия и петромагнетизм. Изученные отложения слабомагнитны: K и J_n варьируют от 0.8 до $16 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и от 0.03 до $2.8 \cdot 10^{-3}$ А/м соответственно (рисунок 30). По параметрам магнитного насыщения исследуемые образцы четко обособляются на три группы. В группе I насыщение происходит в полях от 200–300 мТл, разрушение – при 40–60 мТл, а значения параметра $S > 0.85$. Подобная магнитомягкая фаза характерна для тонкодисперсного магнетита. Для немногочисленной группы II характерны B_{cr} около 60 мТл и вариации S от 0.55 до 0.85. Образцам группы III свойственны

B_{cr} от 85 до 104 мТл и S от 0.34 до 0.64. В группах II и III магнитное насыщение при 700 мТл не достигается. В группе I доминируют сероцветные породы, а в группы II и III входят образцы со следами ожелезнения (с наиболее интенсивными в образцах из группы III), поэтому повышение магнитной жесткости образцов из групп II и III однозначно связывается с наличием гидроокислов железа (рисунок 31).

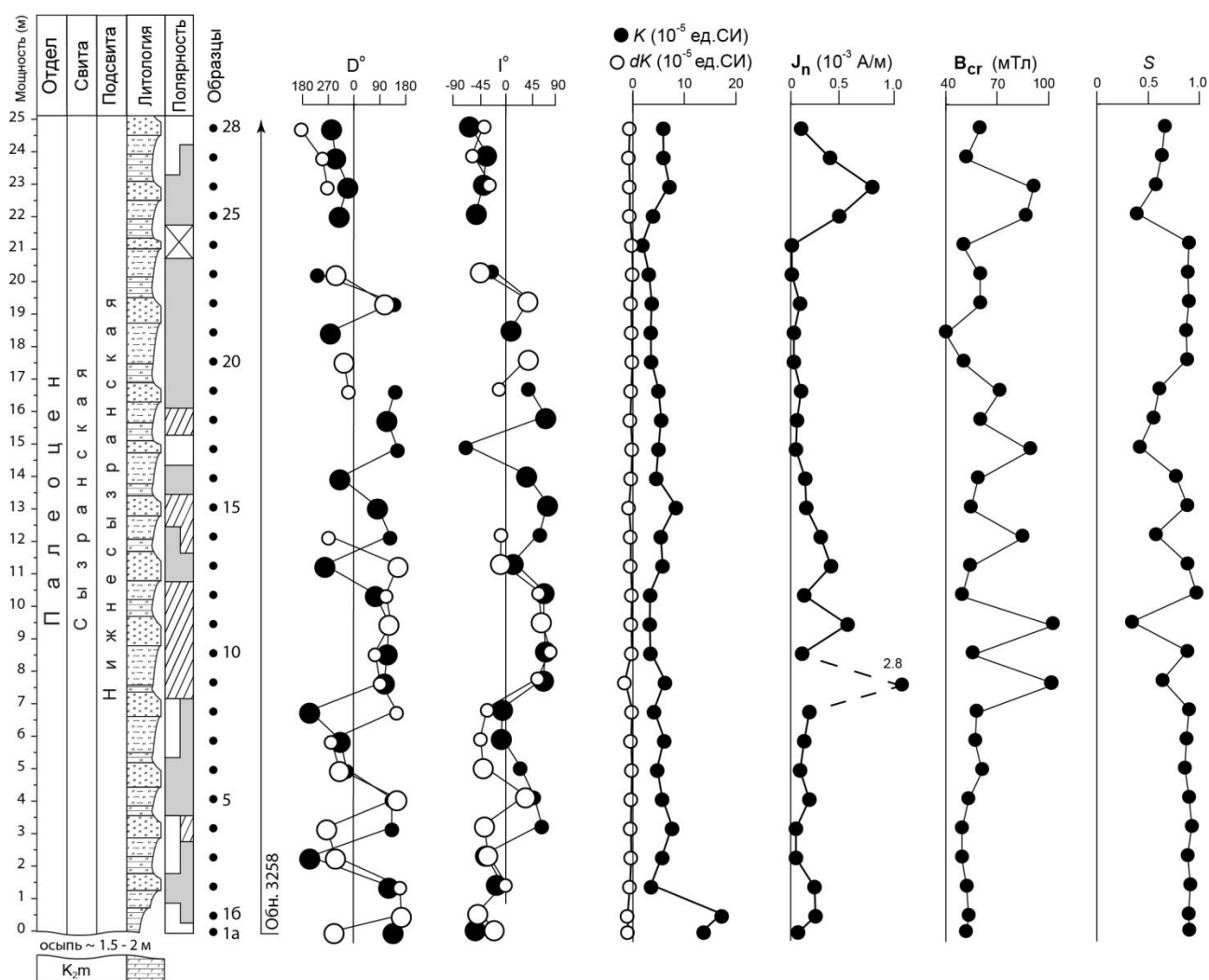


Рисунок 30 – Магнитостратиграфический разрез нижнесызранской подсвиты Песчаный Умет (обн. 3258). Черные и белые маркеры на графиках палеомагнитного склонения (D) и наклонения (I) означают, что компоненты намагниченности выделены в результате размагничивания переменным магнитным полем и температурой соответственно. Более крупные маркеры соответствуют ChRM.

Термокаппаметрические данные (dK) фиксируют в основном спад магнитной восприимчивости после нагрева (рисунок 30). Это свидетельствует об отсутствии тонкодисперсного пирита в отложениях, но не исключает его наличия в осадке. Возможно, значительная часть гидроокислов железа является продуктом окисления FeS_2 , а не магнетита.

Изучение АМВ образцов показало, что форма магнитных частиц близка к изометричной (параметр анизотропии P , в основном, менее 1.2) при преобладании частиц уплощенной формы. Скорее всего, доминирование уплощенных форм связано с глинистыми и слюдистыми минералами, на плоскостях которых агрегируется тонкодисперсный магнетит.

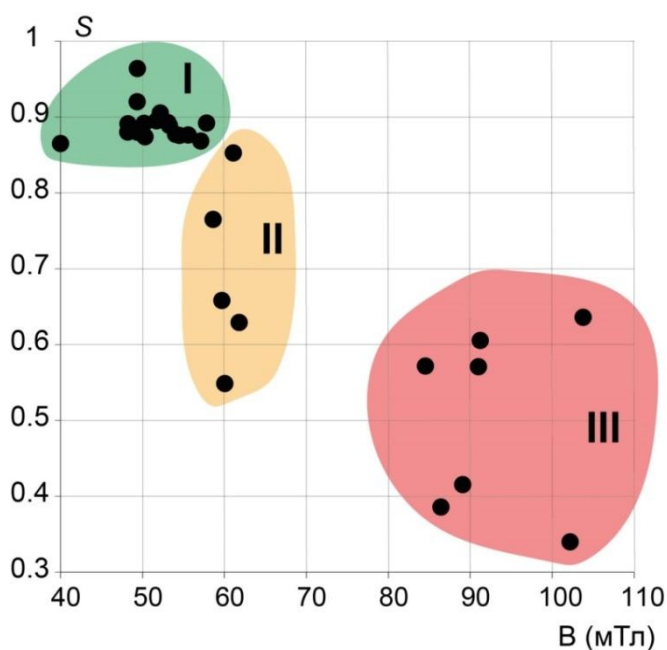


Рисунок 31 – Результаты магнито-минералогических исследований: разделение всех образцов на три группы (римские цифры) по диаграмме $V_{cr} - S$

На первый взгляд, в разрезе наблюдается хаотичное распределение осей магнитных эллипсоидов на стереограммах, которое не меняется и после прогрева до 500°C (рисунок 32а, б). Однако после исключения магнитомягких образцов магнитная текстура становится закономерной и типичной для пород, испытавших тектоническую деформацию: проекции коротких (К3) и средних (К2) осей растянуты вдоль линии, соответствующей азимуту падения пластов

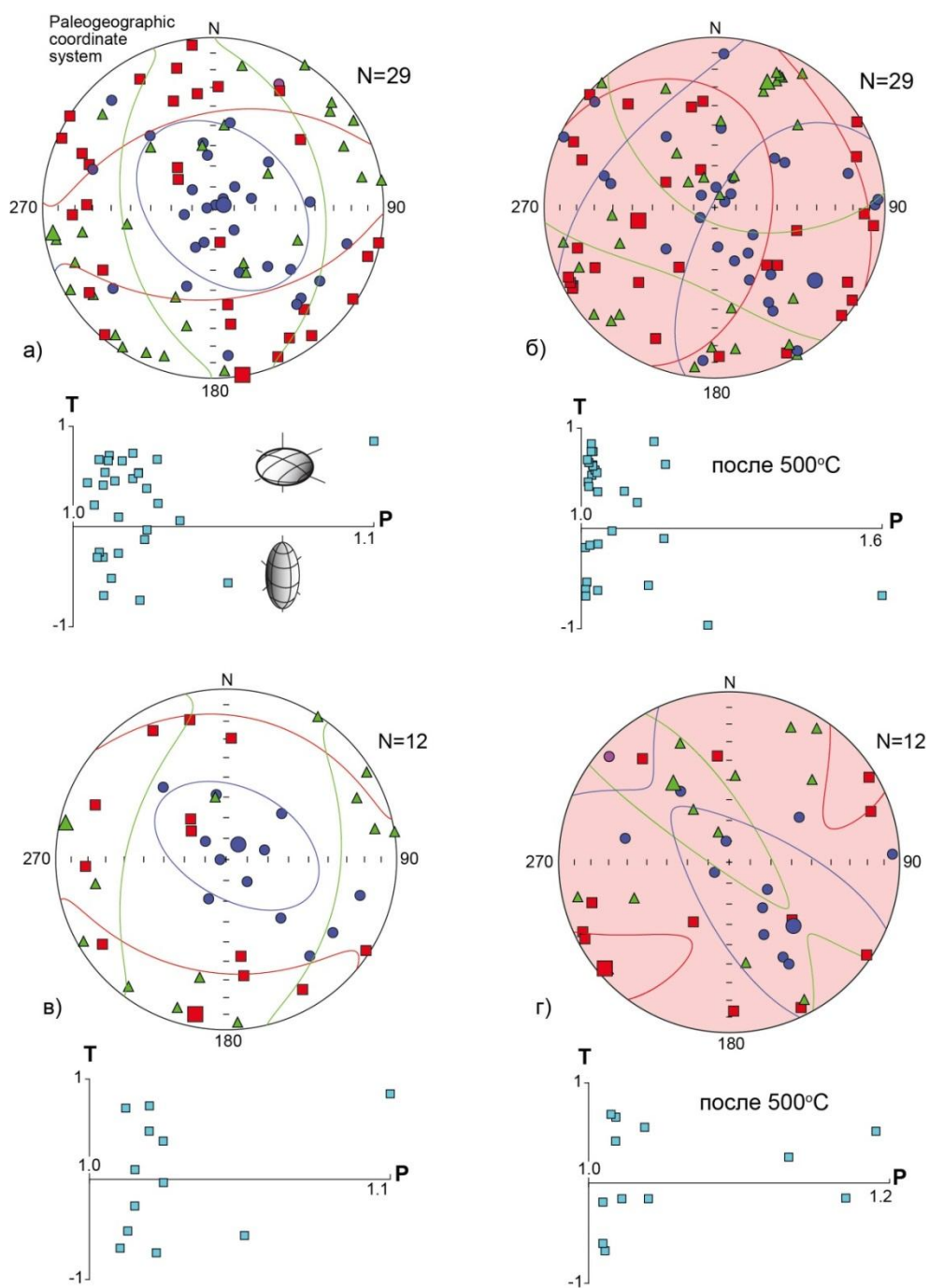


Рисунок 32 – Стереопроекции осей эллипсоидов магнитной восприимчивости (в проекции на нижнюю полусферу) в палеогеографической системе координат и диаграммы Желинека до (а, в) и после прогрева пород (б, г) по всем изученным образцам (а, б) и магнитожестким образцам из групп II, III (в, г).

(СЗ-ЮВ), а длинные оси (K1) упорядочены по перпендикулярному к ней направлению (ЮЗ-СВ). После прогрева образцов до 500°C эта закономерность проявляется более отчетливо (рисунок 32в, г). Заметное улучшение магнитной текстуры после прогрева наблюдалось ранее и при исследованиях одновозрастных отложений разреза Лысая гора.

Поскольку «тектоническая» текстура отчетливо проявлена только в магнитожесткой выборке, следует заключить, что форма магнитных частиц в этих образцах не менялась после наклона слоев, а в магнитомягких образцах, напротив, изменилась (например, из-за неравномерности окисления). Можно предположить, что гидроокислы железа в магнитожестких группах возникли за счет легко окисляемого пирита еще на стадии диагенеза, а гидроокислы в магнитомягкой группе являются продуктом современного окисления магнетита.

Палеомагнетизм. Палеомагнитным исследованиям подвергались по два образца с каждого из 29 уровней, один из которых размагничивался переменным полем, другой температурой. В общей сложности изучены 58 ориентированных образцов, компоненты намагниченности (с максимальными углами отклонения $< 15-16^\circ$) выделены в 42 образцах. В тех случаях, когда прямолинейные отрезки, соответствующие компонентам J_n на диаграммах Зийдервельда, стремились к центру координат, «нулевая» точка включалась в расчет компоненты, принимаемой за характеристическую (**ChRM**). Результаты разных видов магнитных чисток согласуются между собой (рисунок 33).

Проекции компонент J_n в исследуемом разрезе распределены по сфере хаотично: кучности равны примерно единице в обеих системах координат. Аналогичная картина наблюдалась в ранее изученных нижнесызранских породах разреза Лысая гора. Большинство компонент J_n в разрезе Песчаный Умет имеют аномальные направления, некоторые соответствуют обратной полярности поля. Несколько компонент статистически совпадают с направлением перемагничивания современным полем. Компонент близких к

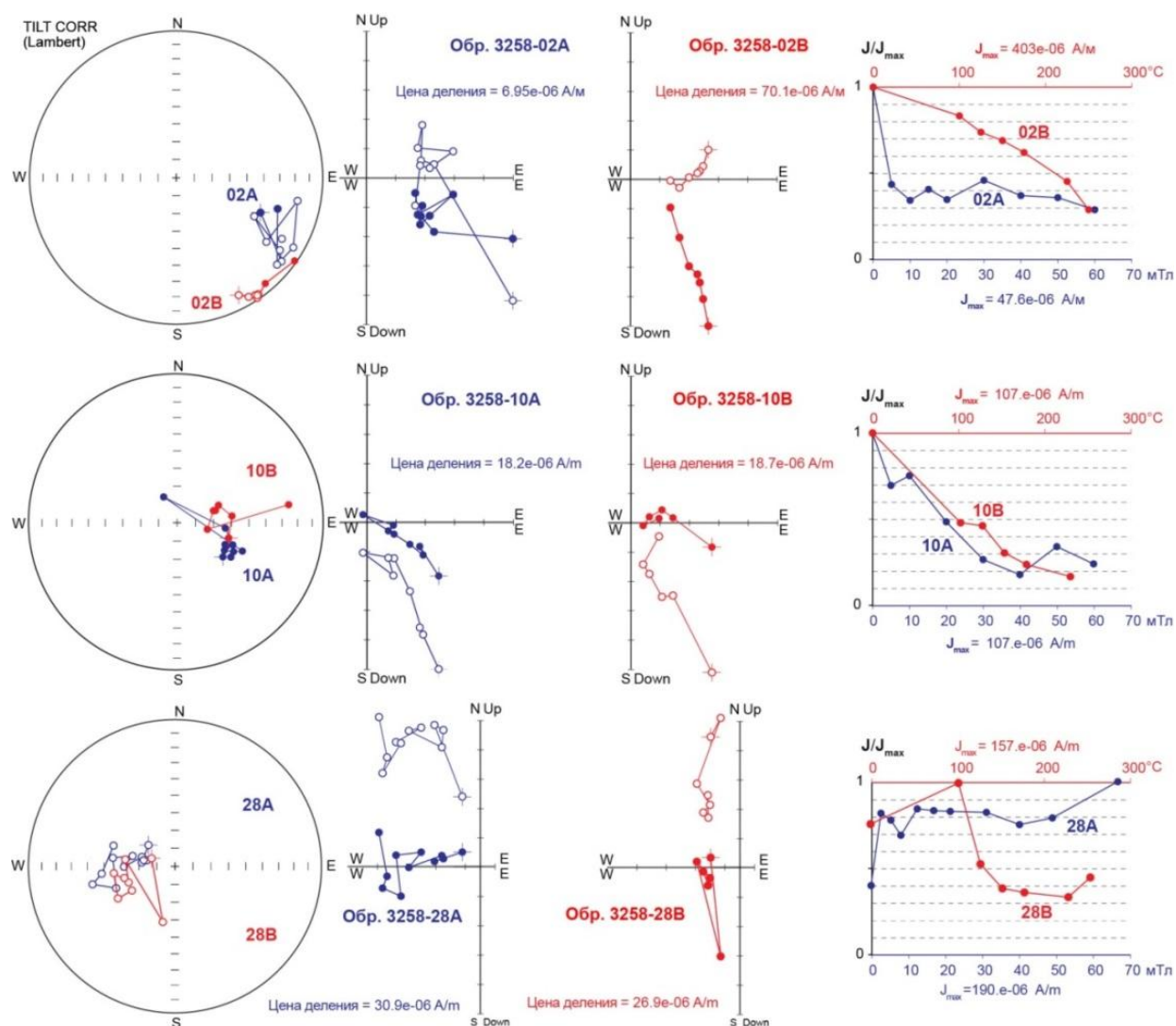


Рисунок 33 – Типичные результаты чисток: красный и синий цвет – результаты размагничивания температурой и переменным магнитным полем соответственно, стереопроекции с изображениями изменений векторов J_n в процессе магнитных чисток, диаграммы Зийдervельда и графики размагничивания образцов.

направлению, соответствующего прямой полярности палеоценового поля, отличающихся от него, хотя бы менее чем на 45° , в изученных образцах не обнаружено. Проекция большинства компонент J_n располагаются вдоль кругов перемангничивания, образуемых векторами современного поля и палеоценового

поля обратной полярности (рисунок 34а, б). Эта тенденция становится более очевидной, если исключить из компоненты с максимальными углами отклонения ($MUO > 10^\circ$) (рисунок 34в, г).

Согласно принятым в настоящей работе представлениям о намагниченности, как стабилизированной векторной суммы двух компонент: первичной, связанной с магнетитом, и вторичной, обусловленной гидроксидами железа – продуктами окисления магнетитовых и/или пиритовых зерен, интервал с аномальными направлениями в разрезе Песчаный Умет интерпретируется как магнитозона преимущественно обратной полярности (R).

Сильным аргументом в пользу такого вывода является латеральная устойчивость этой магнитозоны, прослеживаемой в разрезах Лысая гора и Песчаный умет, расстояние между которыми ~ 25 км. Уместно предположить, что магнитозона R соответствует верхней половине датского яруса, поскольку в GPTS доминирующая обратная полярность свойственна верхам яруса. В этом случае магнитозону обратной полярности, прослеженную на территории Саратовского городского округа следует индексировать, как **R_{2d}** [Шелепов, Гужиков, 2023б, в] потому что в низах сызранской свиты на юге Саратовского Правобережья, относимых к нижней части датского яруса, в разрезе Ваулино уже предварительно выделена магнитозона **R_{1d}**.

3.3. Север Саратовского Правобережья (северный край зоны Саратовских дислокаций и Вольская впадина)

3.3.1. Разрезы Тепловка, Ключи

Магнитостратиграфические исследования ключевской пачки и низов нижнесызранской подсвиты проведены в двух разрезах, расположенных в стратотипической местности распространения ключевской пачки у с. Ключи, Базарнокарабулакского района и с. Тепловка, Новобурасского района. Ключевская пачка изучена в обоих разрезах, пограничный интервал

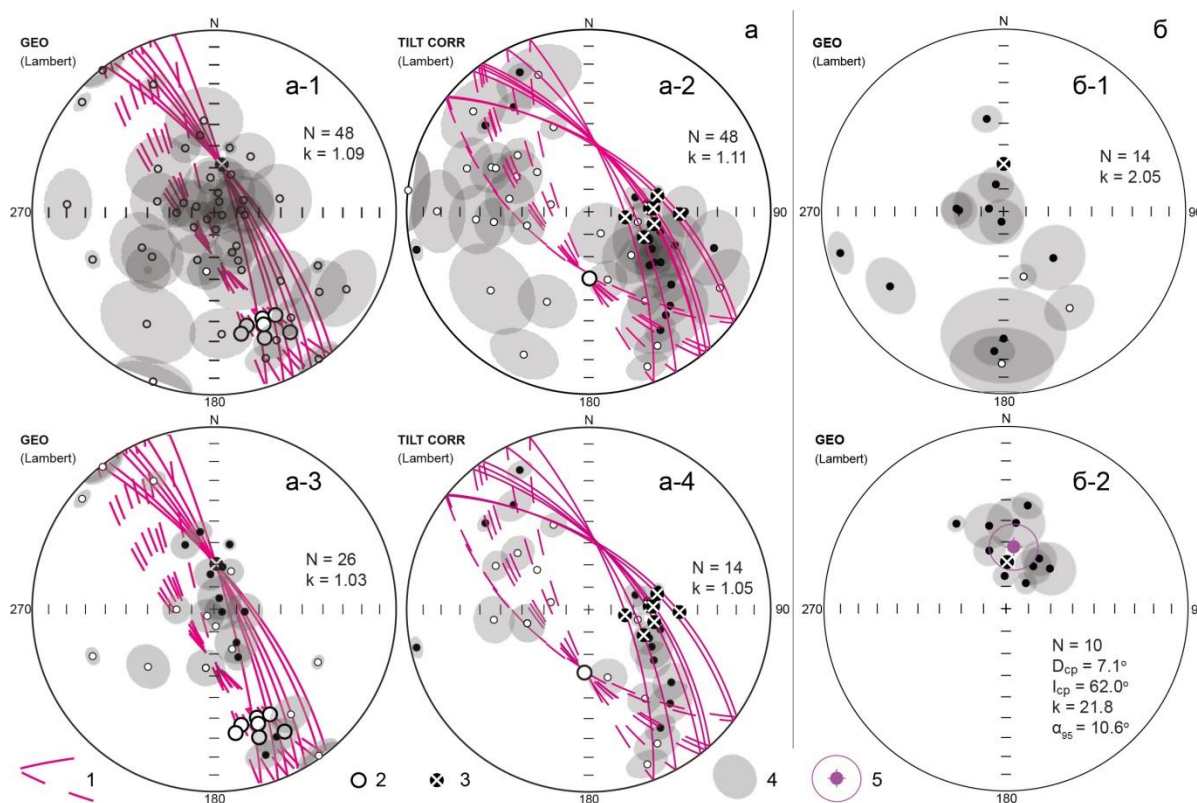


Рисунок 34 – Стереопроекции компонент J_n : а) по разрезу Песчаный Умет (все компоненты (а-1, а-2) и те, у которых $MZO < 10^\circ$ (а-3, а-4), в географической (а-1, а-3) и стратиграфической (а-2, а-4) системах координат); б) по разрезам Лысая гора (б-1) и Сырт (б-2) в географической системе координат [3]. 1 – круги перемagnification; 2, 3 – проекции векторов современного поля и палеоценового поля обратной полярности соответственно; 4 – МЗО для компонент J_n ; 5 – среднее палеомагнитное направление (D_{cp} – склонение, I_{cp} – наклонение) и круг доверия (α_{95}) для него, N – число образцов, k – межпластовая кучность.

ключевской пачки и нижнесызранской подсвиты – только в разрезе Ключи. Разрез Ключи опробован в двух обнажениях. Описания разрезов и полученные результаты исследований подробно описаны в работах [Шелепов и др., 2023а; Shelepov et al., 2025a]

Обнажение 3220 ($51^\circ 59' 20.3''$ N, $46^\circ 29' 27.5''$ E) располагается вблизи разреза Ключи, изученного ранее А.С. Алексеевым с соавторами [Alekseev et al., 1999]. В одном из оврагов на небольшом участке вскрыт контакт белых

маастрихтских мергелей и серо-зеленых слабоизвестковистых опок ключевской пачки в интервале видимой мощностью ~2.5 м, в нем взяты штуфы с 8 уровней.

В обнажении 3226 (51°58'51.0" N, 46°31'42.2" E) ключевская пачка (мощностью до 15 м), представленная серыми слабоглинистыми опоками и опоковидными глинами, отличается карбонатностью пород от аналогичных, но некарбонатных опок нижнесызранской подсвиты.

Нижняя граница пачки в стратотипическом разрезе выглядит контрастно – на поверхности светло-серых, почти белых маастрихтских мергелей залегают зеленовато-серые известковистые опоки. Кровля маастрихта представлена хардграундом с заполненными зеленым кремнистым песчано-глауконитовым материалом порами, проникающими в подстилающие мергели на глубину 0.1–0.2 м [Alekseev et al., 1999]. Верхняя граница ключевской пачки визуально не проявлена, но определяется по исчезновению реакции пород с раствором HCl. По данным В.И. Курлаева с соавторами [Курлаев и др., 1981], в низах пачки доля карбоната составляет до 30%, а в верхах снижается до 5%.

Разрез аналог ключевской пачки (известковистых опок) у с. Тепловка, расположенный приблизительно в 30 км к востоку от с. Ключи, опробован в овраге на крутом левом склоне долины р. Теплая (обн. 3262; 52°03'16.8" N, 46°09'51.3"E). Залегание слоев субгоризонтальное.

Опробование разреза начато в кровле маастрихтских мергелей, граница которых с вышележащими карбонатными силицитами нерезкая. Интенсивность реакции с раствором HCl в изученной толще светло-серых опок, видимой мощностью ~25 м, примерно одинакова, поэтому очевидно, что ее следует относить к ключевской пачке (а сведения о мощности ключевской пачки (до 15 м), указанные в Унифицированной схеме (2014), должны быть скорректированы). В разрезе опробовано 30 уровней.

Химический анализ. По результатам химического анализа граница мела–палеогена в разрезе Тепловка контрастно выражена уменьшением концентраций Са от 30–36 до 5–7%. Не менее выразительно этот уровень

отражается на графике концентраций Si возрастанием от ~15 до 30–35 % (рисунок 35).

В разрезе Ключи (обн. 3220) граница николаевской свиты и ключевской пачки фиксируется скачкообразным снижением карбонатности (Са убывает от 48–53 до 0.8–1.5% в опоках) и не менее резким возрастанием содержания Si (от 9–12 до 36–38%) (рисунок 35).

Согласно Унифицированной схеме (2015), карбонатность пород является единственным признаком для обособления ключевской пачки. Богатые комплексы позднемеловых фораминифер и наннопланктона не оставляют сомнений в том, что известковистость опок обусловлена главным образом переотложением карбонатных верхнемеловых пород [Мусатов, Христенко, 2004]. Таким образом, кровля ключевской пачки, определяемая по исчезновению карбонатности опок, является, по сути, событийной границей, соответствующей прекращению активного размыва суши. В обн. 3226 постепенное уменьшение концентраций Са (от 14% до содержаний менее 1%) происходит снизу вверх по разрезу в интервале мощностью около 20 м. Наиболее существенное снижение (от 6.6 до 2.4%) зарегистрировано между обр. 3226/7 и 3226/8, но вплоть до уровня обр. 2326-22 неоднократно фиксируется увеличение концентраций Са до 1.5–3.3%. Выше по разрезу содержание Са в породах не превышает 1%. Таким образом, уровень границы между ключевской пачкой и нижнесызранской подсвитой в данном разрезе можно определить между обр. 3226/7 и 3226/8 или обр. 2326-22 и 2326-23 (рисунок 35), в зависимости от того, что считать более значимым событием – резкое ослабление интенсивности или окончательное прекращение терригенного сноса. Первый вариант, очевидно, близок точке зрения на выделение ключевской пачки авторов Унифицированной схемы (2014), согласно которой мощность пачки не превышает 15 м.

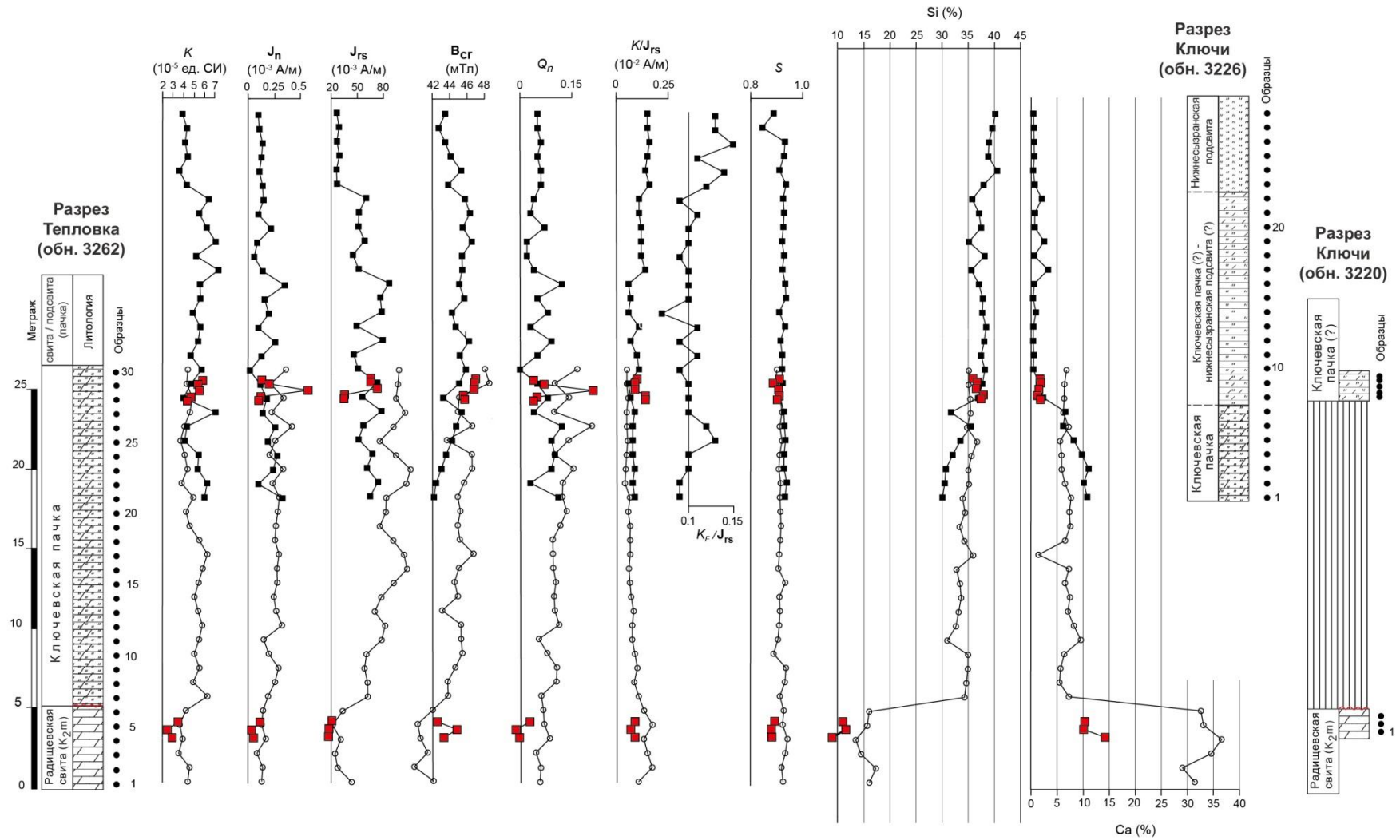


Рисунок 35 – Петромагнитные и геохимические характеристики разрезов пограничного интервала радиевской свиты (маастрихт) и ключевской пачки разрезов Тепловка (обн. 3262) и Ключи (обн. 3220, 3226)

Магнитная минералогия. Материалы магнитного насыщения фиксируют в образцах только магнитомягкую фазу, гистерезисные характеристики которой ($B_s = 200\text{--}400$ мТл, $B_{cr} = 30\text{--}40$ мТл, $S = 0.85\text{--}0.95$) типичны для тонкодисперсного магнетита или титаномагнетита (рисунок 8в, г). Коэрцитометрические характеристики всех образцов на диаграмме Дея тяготеют к участку теоретической кривой, соответствующей псевдооднодоменному магнетиту [Day et al., 1977; Dunlop, 2002] (рисунок 10а). Компактное расположение точек на диаграмме свидетельствует об однородности магнитной фракции. Результаты термомагнитного анализа оказались неинформативными из-за малой величины полезного сигнала, сопоставимого с погрешностью прибора. Однако полученные ранее термомагнитные кривые по нижнесызранской подсвите [Шелепов, Гужиков, 2022, 2023] обнаруживали перегибы вблизи температуры Кюри магнетита – 578°C , что позволяет считать этот минерал наиболее вероятным носителем остаточной намагниченности в палеоценовых отложениях.

Термокаппаметрические исследования не обнаружили прироста магнитной восприимчивости после нагрева; напротив, во всех образцах происходит только спад K . Это свидетельствует об отсутствии в отложениях значимых концентраций тонкодисперсных сульфидов.

Петромагнетизм. Изученные отложения слабомагнитны (таблица 3), но тем не менее значения некоторых петромагнитных параметров обнаруживают значимые вариации и дополнительно дифференцируют разрезы (рисунок 35). В петромагнитном отношении наибольший интерес представляет уровень обр. 3226-22, отмеченный резким понижением K , J_{rs} и повышением K/J_{rs} . Он совпадает с последним повышением карбонатности свыше 1% и, таким образом, дополнительно маркирует верхнюю границу ключевской пачки.

Карбонатность ключевской пачки обусловлена размывом верхнемеловых карбонатных пород (мергелей, известняков, писчего мела), широко распространенных на севере Саратовского Правобережья, в том числе и в районе исследований.

Таблица 3. – Статистические характеристики распределений петромагнитных параметров в разрезах Ключи, Тепловка.

Разрезы	K (10^{-5} ед.СИ)	J_n (10^{-3} А/м)	Q_n	J_{rs} (10^{-3} А/м)	K/J_{rs} (10^{-2} м/А)	B_{cr} (мТл)	S
Ключи Нижнесызранская подсвета (обр. 3226/23-28)	$\frac{3.5 - 4.4}{4.0}$	$\frac{0.09 - 0.13}{0.11}$	$\frac{0.05 - 0.06}{0.06}$	$\frac{25.7 - 29.0}{26.9}$	$\frac{0.14 - 0.16}{0.09}$	$\frac{43.1 - 45.6}{44.2}$	$\frac{0.85 - 0.94}{0.91}$
Ключевская пачка (+ низы нижнесызранской подсветы?) (обр. 2226/1-22 и 3220/4-8)	$\frac{3.9 - 7.3}{5.4}$	$\frac{0.01 - 0.56}{0.17}$	$\frac{0.001 - 0.21}{0.071}$	$\frac{34.6 - 85.8}{60.2}$	$\frac{0.06 - 0.14}{0.09}$	$\frac{42.5 - 47.3}{45.5}$	$\frac{0.88 - 0.94}{0.92}$
Тепловка Ключевская пачка (т.н. 3262, обр. 7-30)	$\frac{3.5 - 6.2}{4.7}$	$\frac{0.07 - 0.41}{0.23}$	$\frac{0.04 - 0.20}{0.10}$	$\frac{21.4 - 110.5}{74.2}$	$\frac{0.04 - 0.17}{0.08}$	$\frac{39.2 - 48.5}{44.4}$	$\frac{0.89 - 0.94}{0.91}$

Примечания: Значения в числителе минимум – максимум, в знаменателе – среднее арифметическое.

Доказательством тому служат многочисленные переотложенные фораминиферы и наннопланктон прекрасной сохранности, присутствующие в породах, наряду с палеоценовыми микропалеонтологическими комплексами [Мусатов, Христенко, 2004]. Скачкообразное уменьшение величин K и J_{rs} более четко, по сравнению с данными об элементном составе, фиксирует уровень кровли ключевской пачки, являющийся событийным рубежом, знаменующим окончание поступления терригенного, в том числе ферромагнитного, материала в палеобассейн вследствие развития морской трансгрессии.

Особого внимания заслуживает анализ распределения параметра K/J_{rs} по разрезу (рисунок 35). Как правило, повышение уровня моря сопровождается уменьшением среднего размера аллотигенных ферромагнитных частиц. В данном случае наблюдается обратная картина – наступление моря на сушу сопровождается закономерным трендом к повышению величин K/J_{rs} снизу вверх по разрезу. График K_F/J_{rs} (где K_F – ферромагнитная магнитная восприимчивость после исключения парамагнитной составляющей K по результатам коэрцитометрии) в обн. 3226 (разрез Ключи) надежно подтверждает вывод об увеличении средней размерности ферромагнитной

фракции на границе ключевской пачки и нижнесызранской подсвиты. Несмотря на кажущуюся парадоксальность, наблюдаемый эффект хорошо согласуется с полученными ранее данными об обогащенности верхов маастрихта Саратовского Поволжья ферромагнитными частицами субмикронной размерности, предположительно космогенного происхождения [Molostovsky et al., 2006; Гужикова и др., 2016; Гужиков и др., 2017]. Размыв верхов маастрихта приводил к обогащению датских осадков тонкодисперсным ферромагнитным веществом, а фоновая для палеоцена размерность ферромагнитных зерен восстановилась только после прекращения поступления маастрихтского материала в палеобассейн.

Таким образом, петромагнитные параметры не менее четко, чем геохимические и микропалеонтологические данные, фиксируют событийный рубеж, соответствующий прекращению поступления терригенного материала в палеобассейн вследствие развития морской трансгрессии. Петромагнитная граница (между обр. 3226-22 и 3226-23), совпадающая с последним незначительным увеличением карбонатности (содержание Са – 2.1%), надежно определяется по резкому спаду магнитной восприимчивости (рисунок 35), которая оперативно может измеряться в полевых условиях. Поэтому данный петромагнитный признак можно рекомендовать в качестве маркера кровли ключевской пачки. При этом мощность пачки заведомо возрастает, по сравнению с мощностью ~15 м, указанной в Унифицированной схеме (2014). В случае определения верхней границы ключевской пачки традиционным способом – по наиболее резкому снижению карбонатности опок, петромагнитный рубеж все равно сохраняет значение как важный корреляционный уровень.

Данные по анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) разрезов ключевской пачки, вместе с результатами их интерпретации, приводятся в главе 4 (раздел 4.3.2).

Палеомагнетизм. Магнитные чистки переменным магнитным полем и температурой показали сходные результаты. Палеомагнитное качество

изученных пород невысокое, но в большинстве образцов по данным обоих видов размагничивания удалось выделить характеристические компоненты намагниченности (**ChRM**) с максимальными углами отклонения, не превышающими 15° . Реже характеристическую компоненту удавалось выделить только в одном образце с уровня (например, в обр. 3262-25А, 3226-15В, 3226-8А), но при этом компонента J_n , выделяемая при размагничивании образца-дубля, имеет сходное направление (рисунок 36). Кроме высококоэрцитивных (высокотемпературных) компонент J_n , являющихся в основном характеристическими, в образцах присутствуют низкокоэрцитивные (до 10–30 мТл) или низкотемпературные (до 100–150°C) компоненты, имеющие, скорее всего, вязкую природу. На 3 из 30 уровней в разрезе Тепловка (обн. 3262) и на 7 из 36 уровней в разрезе Ключи (обн. 3226 и 3220) не удалось выделить высококоэрцитивных или высокотемпературных компонент.

Большинство направлений характеристических компонент намагниченности в обоих разрезах соответствуют прямой полярности (N) (рисунок 36, 37а-в). Реже **ChRM** соответствуют обратной (R) полярности или имеют аномальные направления (рисунок 36, 37г, д). Аномальными считаются направления, значительно отклоняющиеся от направлений, соответствующих как прямой, так и обратной полярности, например, с южными склонениями (преимущественно Ю–ЮВ), но положительными пологими наклонениями ($<45^\circ$) или с отрицательными наклонениями, но северными склонениями.

Согласно Стратиграфическому кодексу России (2019), важно, что уровни с обратными и аномальными направлениями закономерно группируются в разрезах, объединяясь в интервалы, которые интерпретируются нами как магнитозоны обратного знака. Основанием для такой интерпретации служат результаты проведенных ранее исследований, согласно которым намагниченность сызранской свиты является векторной суммой двух компонент: первичной, связанной с магнетитом, и вторичной, обусловленной продуктами окисления магнетитовых зерен [Шелепов, Гужиков, 2022, 2023].

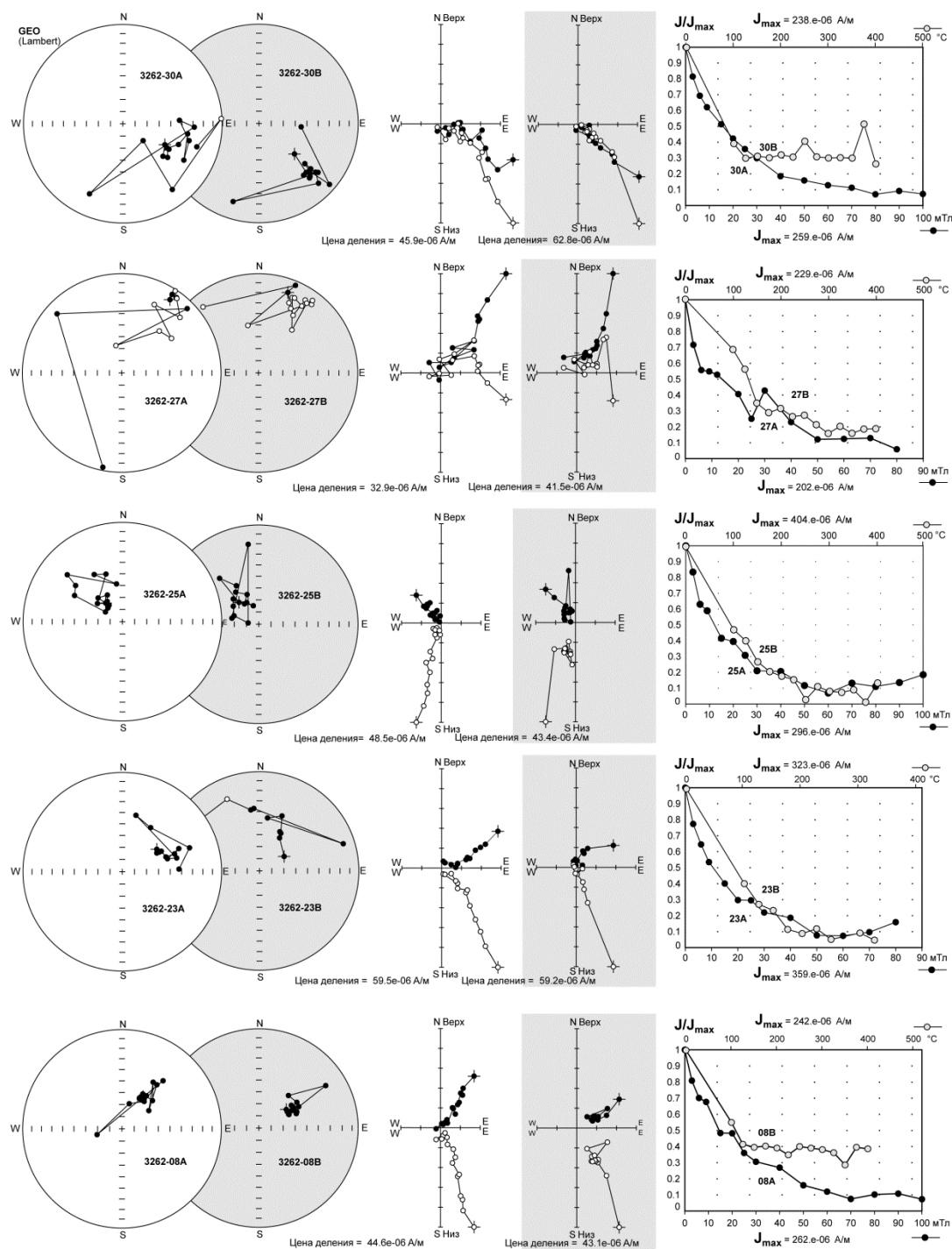


Рисунок 36 – Типичные результаты магнитных чисток (в географической системе координат) разрезов с. Ключи (обн. 3220, 3226) и с.Тепловка (обн. 3262): полярные стереопроекции с изображениями изменений векторов J_n в процессе магнитных чисток переменным полем (белое поле) и температурой (серое поле); диаграммы Зийдervельда и графики размагничивания образцов.

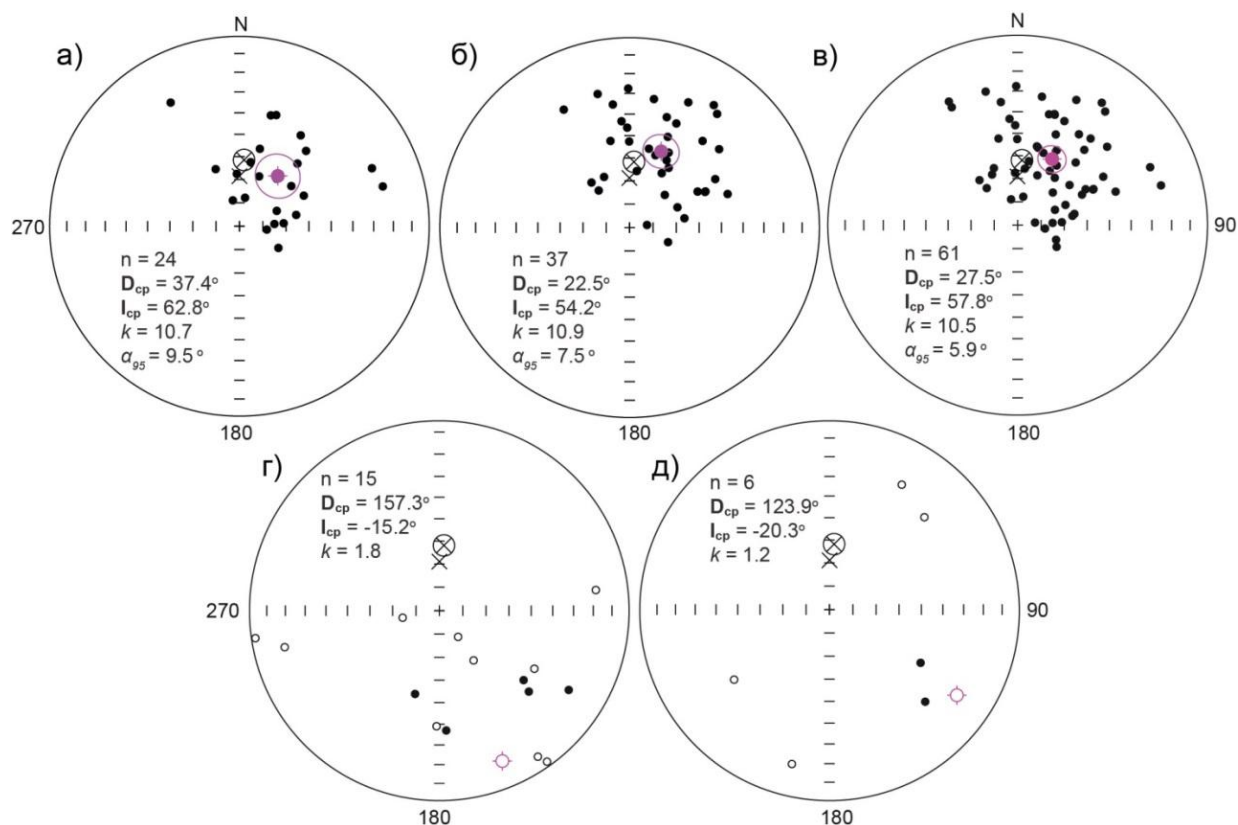


Рисунок 37 – Стереопроекции высококоэрцитивных и высокотемпературных компонент J_n , соответствующих прямой (а, б, в) и обратной полярности (г, д), в палеоценовых отложениях изученных разрезов. (а) – разрез Ключи (обн. 3226), (б) – разрез Тепловка (обн. 3262), (в) разрезы Ключи (обн. 3226) и Тепловка (обн. 3262), (г) – разрез Ключи (обн. 3220, 3226), (д) – Тепловка (обн. 3262). Стереопроекции приведены в географической системе координат. n – число образцов, k – кучность, D_{cp} , I_{cp} и α_{95} – склонение, наклонение и радиус круга доверия среднего палеомагнитного вектора соответственно.

При этом направление суммарного вектора в каждом образце стабилизировано (то есть не изменяется в процессе размагничивания), потому что обе компоненты разрушаются примерно в равной степени. Кардинальная разница в кучностях палеомагнитных векторов, соответствующих магнитозонам прямой (рисунок 37а–в) и обратной (рисунок 37г, д) полярности, объясняется близостью направлений палеоценового поля прямой полярности и современного поля. В случае прямой полярности суммарный вектор первичной

и вторичной $\mathbf{J}_n$ практически не меняет направления при размагничивании, независимо от доли разрушения той или иной компоненты. Если же первичная и вторичная намагниченности антипараллельны, то их суперпозиция сильно изменится даже при незначительном разрушении одной из компонент, следствием чего будут большие разбросы результирующих векторов, а также смещения направлений $\mathbf{J}_n$ в ходе магнитных чисток вдоль больших кругов. Поэтому компоненты $\mathbf{J}_n$, по которым выделены магнитозоны обратной полярности, располагаются на сфере хаотично (рисунок 37г, д).

Совокупности **ChRM**, соответствующих прямой полярности, характеризуются невысокими кучностями (~ 10) и относительно большими радиусами доверия (α_{95}) – до 10° . Однако это не является редкостью в отложениях с седиментационной (постседиментационной) намагниченностью [Шелепов и др., 2023a; Sheleпов et al., 2025a].

Описание палеомагнитных колонок разрезов Ключи, Тепловка неразрывно связано с решением проблемы их корреляции и поэтому приведено в главе 4 (в разделе 4.2).

3.3.2. Разрезы свиты Белогродни

Полевое изучение отложений свиты Белогродни проводилось автором в течение двух полевых сезонов 2023-2024 годов, подробное описание разрезов и результаты петро- и палеомагнитных исследований отражены в работах [Шелепов, Гужиков, 2023; Sheleпов et al., 2025b]. Местоположение стратотипа свиты Белогродни определено как «правобережье р. Волги в районе с. Белогродня (ниже г. Вольск) в береговых обрывах». Свита представлена силицитами глауконитсодержащими, песчанистыми, слабглинистыми, слабоизвестковистыми, залегающими на мелоподобных мергелях радищевской свиты (маастрихт) и перекрывающимися опоками с глауконитом нижнесызранской подсвиты (датский ярус) (рисунок 38). Нижняя граница свиты выглядит очень контрастно, верхняя, напротив, крайне невыразительна и

проводится «условно, по исчезновению или резкому уменьшению содержания известкового материала и глауконита» [Унифицированная ..., 2015].

Бывшее село Белогродня расположено примерно посередине между райцентрами с. Воскресенское и г. Вольск Саратовской области. Палеомагнитное опробование 9 разрезов свиты Белогродни и низов нижнесызранской подсвиты проведено в крутых высоких (до 90 м) береговых обрывах Волги (Змеевы горы) в полосе, протяженностью ~ 12 км. Залегание слоев повсеместно субгоризонтальное. Координаты изученных разрезов и сведения о количестве взятых в них образцов приведены в таблице 4.

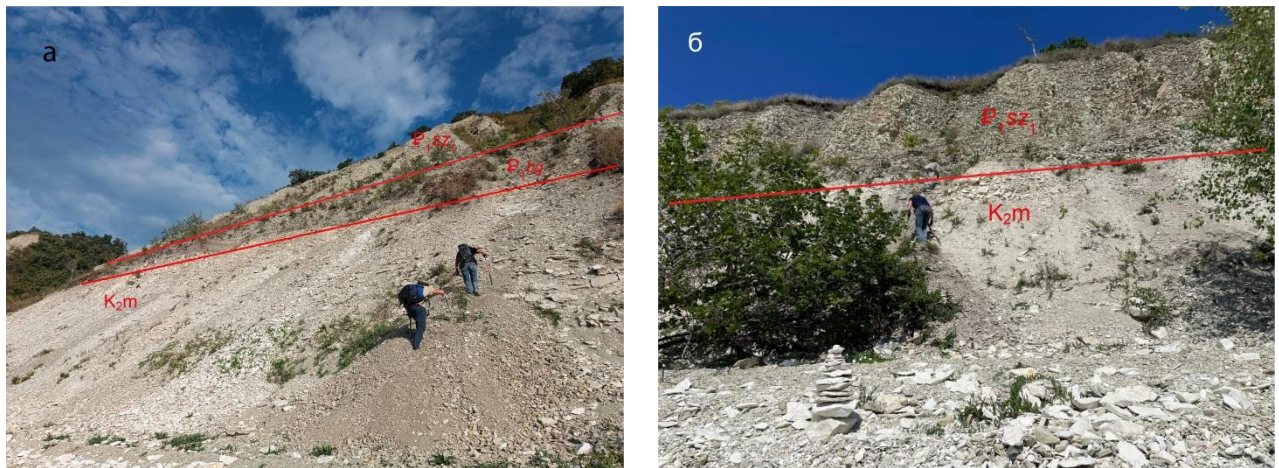


Рисунок 38 – фото разрезов: а) свиты Белогродни обн.3263, нижнесызранской подсвиты б) обн.3267

Более 10 км береговой полосы – от базы отдыха Lab Hutor (~ в 5 км ниже по течению от с. Белогродня) до южной окраины с. Рыбное Вольского района (~ в 5 км выше по течению от с. Белогродня) пройдено непрерывно в пеших маршрутах. Сделанные наблюдения позволяют уточнить имеющуюся информацию о быстром выклинивании свиты Белогродни – на расстоянии 500–600 м вверх и вниз по течению р. Волга от стратотипа [Унифицированная, 2015; Васильева, 2017].

Породы в основании палеоцена, насыщенные крупнозернистым глауконитом (не менее 15-20% от объема породы), прослеживаются на

расстоянии до 1.5 км как вверх, так и вниз по течению от с. Белогродня, а породы, в которых крупнозернистый глауконит встречается в меньших, но тем не менее заметных количествах (до 5-10%), распространены ниже по течению не менее, чем на 5.5 км от села.

Таблица 4 – Координаты изученных разрезов и сведения о количестве взятых в них образцов на различные виды анализов.

Разрез	Географические координаты		Кол-во ориентированных штуфов // неориентированных (петромагнитных) // геохимических // микропалеонтологических образцов // мощность (м)
	с. ш. (°)	в. д. (°)	
3267	51°53'46.6"	47° 3'30.8"	9 // 9 // 18 // - // 11.25
3224	51°54'31.9"	47° 5'15.0"	10 // - // 10 // 8 // 4.5
3219	51°55'19.0"	47° 6'48.9"	11 // 10 // 21 // 11 // 9.1
3218	51°55'52.8"	47° 7'59.3"	16 // 15 // 31 // 14 // 13.6
3223	51°56'13.5"	47° 8'46.0"	50 // - // 50 // 50 // 26
3263	51°56'35.6"	47° 9'25.8"	60 // - // 60 // 15 // 29.8
3265	51°56'51.7"	47° 9'58.4"	27 // 27 // 54 // - // 35.5
3264	51°57'34.7"	47°11'9.8"	26 // 26 // 52 // - // 34.2
3266	51°57'55.0"	47°11'47.7"	24 // 24 // 48 // - // 24.1
			Итого: 233 // 111 // 344 // 98 // 188.5

В качестве наиболее полного и представительного разреза свиты Белогродни выбрано обн. 3223, расположенное ~ в 300 метрах ниже по течению от бывшего с. Белогродня. В разрезе 3223 снизу вверх обнажаются:

Верхнемаастрихтский подъярус. Радищевская свита (K₂rd).

Пачка I (обр. 3223-1). Мелоподобный мергель, белый, плотный, биотурбированный, ходы лимонитизированы, встречаются редкие гнезда лимонита до 1-1.5 см.

Концентрации Са и Si в слое – примерно 60% и менее 2.5% соответственно.

Микроскопическое изучение в шлифах показало, что породы нацело сложены равномерно зернистым пелитоморфным органогенным кальцитом с размером зерен ~ 0.01 мм. При большом увеличении видно, что зернышки представляют собой фрагменты и индивиды кокколитофорид сцементированные небольшим количеством вторичного кальцита. Нередко

наблюдаются беспорядочно распределенные органические остатки фораминифер выполненные тонковолокнистым кальцитом. Отмечаются мелкие рассеянные сгустки лимонита, образовавшегося, по-видимому, по пириту. Наблюдаются редкие зерна кварца, глауконита алевритовой размерности (таблица III, обр. 3223/1). Видимая мощность – 0.5 м.

Датский ярус. Свита Белогродни (P₁bg).

Пачка II (обр. 3223-2 – 3223-24). Чередование силицитов песчано-алевритистых с крупнозернистым глауконитом, опок кварцево-глауконитовых и глин кремнистых. В пачке преобладают зеленовато-серые и темно-серые оттенки. Четкие границы между песчанистыми силицитами (песчаниками), опоками и глинами отсутствуют. На свежем сколе породы очень схожи, но различаются по крепости, поэтому их чередование проявляется только в выветрелом состоянии на поверхности склона: песчаники с разной степени отчетливости выступают в микрорельефе карнизами между менее крепкими глинами. Толщины ритмов «глина – песчаник» (менее и более крепкие литологические разности соответственно) варьируют от 0.5 до 1.2 м (в среднем ~ 0.75 м). Количество глауконита закономерно возрастает снизу вверх по разрезу, приближаясь, в верхней половине пачки почти к половине объема породы. В песчаниках встречаются фосфориты, количество и размер которых также возрастают вверх по разрезу: в нижней части пачки они очень редки и имеют размеры до нескольких миллиметров, в верхней части встречаются чаще, а их размеры достигают сантиметра.

Подошва пачки представлена слабосцементированным песчаником, мощностью ~ 0.2 м. Граница с нижележащими отложениями ровная и очень четкая.

Кровля пачки II маркируется ярко-коричневым (до рыжего) мелкозернистым песчаником сидеритизированным, мощностью 20-35 см, внутри которого много сидеритовых конкреций вытянутой формы, длиной до 30-40 см, толщиной – до 15-20 см, очень плотных, тяжелых. Эти конкреции

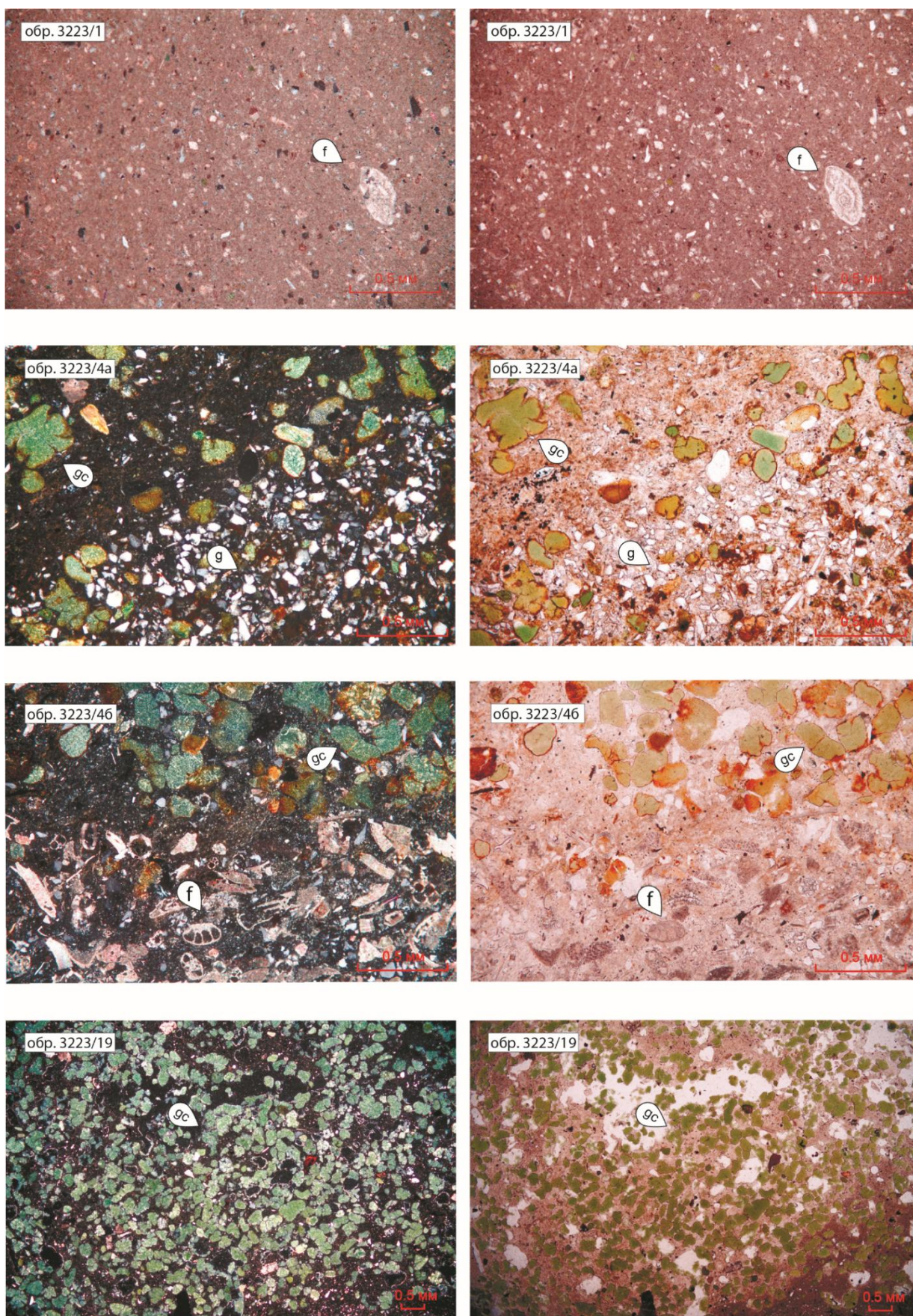


Таблица III

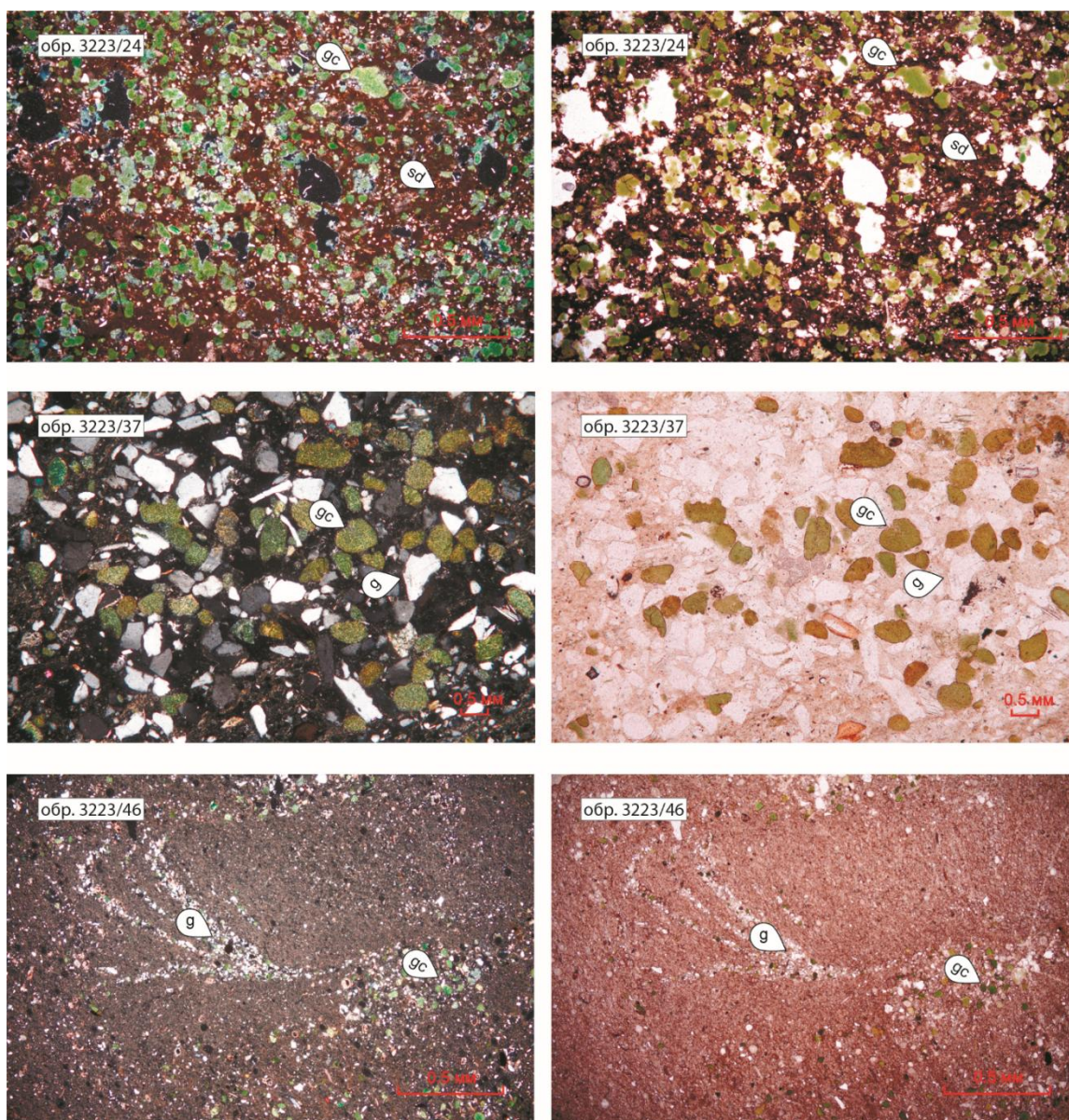


Таблица III, продолжение – Фиг. обр.3223/1 известняк. Ув.100х, слева николи ||, справа николи +. Фиг. обр.3223/4 песчаник (силицит?) глауконитовый с примесью алевритового (а) и карбонатного (б) материала. Ув.100х, слева николи ||, справа николи +. Фиг. обр.3223/19 – силицит (песчаник) глауконитовый с повышенным содержанием глауконита. Ув.25х, слева николи ||, справа николи +. Фиг. обр.3223/24 – силицит (песчаник) глауконитовый, сидеритизированный. Ув. 25х, слева николи ||, справа николи +. Фиг. обр.3223/37 – силицит (песчаник) глауконитовый с примесью песчаного и алевритового материала. Ув.100х, слева николи ||, справа николи +. Фиг. обр.3223/46 – силицит (опока). Ув. 25х, слева николи ||, справа николи +. Буквами обозначены: q – зерна кварца, gs – зерна глауконита, f – обломки органики.

встречаются на бичевнике, с большим трудом разбиваются молотком. С поверхности конкреции покрыты коркой лимонита, толщиной до 5-6 мм, и имеют наиболее насыщенный ярко-коричневый (до рыжего) цвет, внутри они темно-серые. Остальная часть сидеритизированного песчаника (без конкреций) имеет блеклую коричнево-рыжеватую окраску, не очень равномерную (от светло- до темно-коричневой). Сидеритизированный песчаник, маркирующий верхнюю границу пачки, прекрасно заметен в разрезе по цвету и выразительному карнизу в рельефе склона (образуемому, в первую очередь, благодаря конкрециям), при этом кровля песчаника более ровная, по сравнению с подошвой. К сожалению, этот литологический репер латерально не устойчив и является особенностью локального участка вблизи разреза 3223.

Концентрации Са изменяются от 0.7–2.5% (среднее значение: 1.7%) в низах пачки (обр. 3223/2 – 3223/9) до 2.6–6.2% (среднее: 4.3%) в ее вышележащей части (обр. 3223/10 – 3223/24). Содержание Si варьирует от 25 до 35%.

Исследования в шлифах показали, что опоки в нижней части пачки сложены на 50-60% зеленовато-серым кремнеземом полигенного состава: органогенным, состоящим из фрагментов губок, спикул, диатомей и гнезд выполненных халцедоном, а также гидрогель-опал-кристаболита с примесью зеленого окристаллизованного глинистого вещества тонкочешуйчатого строения, поляризующего в серовато-желтых тонах, вероятно, монтморрилонит-гидролюдистого состава. В кремнистом веществе неравномерно распределен алевро-псаммитовый материал, представленный кварцем и глауконитом. Кварц 10-15% обломочный, алевроитовой размерности, бесцветный, с нечеткими корродированными границами. Глауконит 20-25% представлен крупными зелеными зернами псаммитовой размерности (до 0.3мм), микроагрегатного строения с многочисленными трещинками синерезиса. Местами встречаются скопления карбонатных органических обломков и участки, пигментированные гидроокислами железа, образующие частые расплывчатые скопления в виде пятен, сгустков, прожилок, линз, в

результате чего зерна глауконита приобретают желтоватый оттенок. Отмечаются немногочисленные пустоты, заполненные гипсом. Наличие гипса указывает на то, что формирование слоев происходило в резко меняющихся условиях седиментации, сопровождавшейся неоднократным перебивом подстилающих пород и обогащением вновь образованного осадка целым рядом элементов, участвующих в последующем аутигенном минералообразовании и растворении кремневых скелетов организмов. Многократные перебивы, скорее всего, являются также причиной минимальной карбонатности в низах пачки, поскольку в результате их деятельности происходило растворение карбонатного материала, поступившего в первоначальный осадок за счет размыва верхнемеловых отложений (табл. III, обр. 3223/4а, 3223/4б).

Силициты в верхней части пачки в целом аналогичны нижележащим породам, но отличаются от них повышенными содержаниями глауконита до 35-40% и обломочного карбонатного дедрита (табл. III, обр. 3223/19). Сидеритизированный песчаник в кровле пачки тоже характеризуется высоким содержанием глауконита (более 35%), в нем также отмечаются алевроитовый обломочный материал, представленный кварцем, и многочисленные обломки карбонатной органики (табл. III, обр. 3223/24). Мощность – 12.5 м.

Свита Белогродни (P_{1bg}) (?) – нижнесызранская подсвита (P_{1sz1}) (?).

Пачка III (обр. 3223-25 – 3223-37). Чередование опок кварцево-глауконитовых от темно-серых до черных и глин кремнистых, алевроито-песчанистых с глауконитом, в целом аналогичное пачке II, но с меньшими содержаниями псаммитового материала и меньшими концентрациями глауконита (не более 20-25%). Толщины ритмов «глина – песчаник» больше, чем в пачке 2, и варьируют от 1.1 до 1.5 м (в среднем ~ 1.3 м).

Верхняя граница пачки определяется по кровле кварцево-глауконитового силицита серого до темно-серого (с поверхности светло-серого), плотного, звонкого при ударе молотком, мощностью 0.15–0.2 м. Силицит очень крепкий, благодаря чему образует один из наиболее выразительных карнизов в рельефе

склона. Глауконита в нем менее 10 %. Верхняя поверхность силицита менее ровная, чем нижняя.

Нижняя граница пачки III достаточно контрастно выражена уменьшением содержаний Са в 2-3 раза (от 4–6% до 2-3%), заметных изменений в концентрациях Si на этом рубеже не происходит. В верхах пачки (~ в 0.5 ниже ее кровли) фиксируется незначительно снижение Са (с 3 до 2%) и возрастание Si (с 32 до 35%).

В шлифах обнаруживает повышенное содержание псаммитовой фракции в тесном срастании с глауконитом. Его содержание составляет до 25% в нижней части пачки. Алевро-псаммитовый материал распределен не равномерно, а сконцентрирован в прослоях и линзах. Присутствует пелитоморфный карбонатный материал, распределенный по основной массе породы, более крупные обломки карбонатной органики отсутствуют (табл. III, обр. 3223/37). Мощность – 6.4 м.

Учитывая отсутствие в унифицированной стратиграфической схеме (2015) четкого критерия для определения верхней границы свиты Белогородни, породы с относительно небольшими концентрациями глауконита, слагающие пачку III, нельзя однозначно отнести ни к свите Белогородни, ни к вышележащей сызранской свите, поэтому мы выделяем ее как переходную пачку (**P_{1bg-sz1}**).

Нижнесызранская подсвита (P_{1sz1}**).**

Пачка IV (обр. 3223-38 – 3223-50). Опоки (силициты) алевро-песчанистые, от светло-серых до темно-серых. В целом цвет пород светлее, чем в пачках 2 и 3, благодаря чему граница между переходной пачкой III и нижнесызранской подсвитой издали заметна в береговых обрывах. Опоки не одинаковы по крепости и поэтому в выветрелом состоянии на дневной поверхности склона образуют характерную «гребенку», как и в нижележащей части разреза.

Подосва слоя маркируется слоем кремнистой глины, мощностью 0.7 м, более мягкой, по сравнению с кремнистыми глинами из пачек 2 и 3.

Геохимические данные фиксируют по всей пачке низкие концентрации Са (1.5–2.5%) и максимальные в разрезе содержания Si (до 39%).

Микроскопическое изучение пород показало, что они на 85-90% сложены зеленовато-серым карбонатно-глинисто-кремнистым веществом с примесью неравномерно распределенного алевритового материала (10-15%). Кремнезем составляет 40-50%, он субаморфный пелитово-гелевой структуры гидрогель-опал-кристобалитового состава, образующий с глинистым веществом единую массу. Глинистое вещество 35-40% хорошо окристаллизовано, тонкочешуйчатого строения со значительной пелитовой составляющей. Чешуйки не ориентированы и поляризуют в желтовато-серых тонах с неодновременным угасанием. Состав, вероятно, гидрослюдисто-монтмориллонитовый(?). Пелитовая составляющая значительна, материал представлен тонкоперетертыми зернами кварца, чешуйками серицита. Кальцит 10-15% наблюдается в виде тонкой пелитовой примеси, распределенной относительно ровно по всей площади шлифа, а также фрагментов фораминифер, которые имеют тонковолокнистую структуру. В глинисто-кремнистом веществе неравномерно распределен псаммо-алевритовый материал, представленный обломочными зернами кварца и аутигенным глауконитом. Размер зерен от 0.03-0.11 мм. Распределение псаммо-алевритового материала неравномерное. Он образует скопления в виде линзочек и прослоев с преобладанием зерен кварца. Кварц 5-10% бесцветный, прозрачный. Глауконит составляет 3-5%, зерна свежие зеленые, неправильные, микроагрегатного строения (табл. III, обр. 3223/46). Видимая мощность – 6 м.

Аналогичные пачки выделены нами в остальных 8 изученных обнажениях низов палеоцена, четыре из которых (3267, 32224, 3219 и 3218) расположены ниже по течению, а другие четыре (3263, 3265, 3264 и 3266) – выше по течению от разреза 3223. Для удобства анализа материалов единая нумерация пачек сохранена во всех обнажениях (рисунок 39). Главными критериями для идентификации пачек были концентрации крупнозернистого глауконита и псаммитового материала, которые были максимальными в пачке

II, снижались в пачке III и практически отсутствовали в пачке IV. При этом следует отметить повсеместное отсутствие резких границ между пачками II, III и пачками III, IV во всех разрезах, поэтому в каждом обнажении примерное положение границ предварительно намечалось при дистанционном наблюдении по цветовому признаку. Зеленовато-темно-серый цвет типичен для силицитов с максимальными концентрациями крупнозернистого глауконита пачки II (свита Белогродни). Менее темная окраска характерна для силицитов пачки III с меньшим содержанием глауконита. Наиболее светло-серые оттенки пород свойственны пачке IV (нижнесызранская подсвита).

В разрезах 3218 и 3263 кварцево-глауконитовые песчаники, характерные для пачки II, расщеплены прослоями (мощностью 1-2 м) опок, похожими на опоки пачки III (и даже опоки пачки IV) с малым содержанием крупнозернистого глауконита. В этих случаях верхняя граница пачки II определялась по кровле верхнего слоя кварц-глауконитового песчаника.

В разрезах 3267 и 3224 опоки, слагающие низы нижнесызранской подсвиты, аналогичны породам пачки IV, но отличаются от них повышенной карбонатностью, поэтому они выделены в подпачку IVa.

Три сближенных прослоя тонких (толщиной первые сантиметры) черных пластичных глин, похожих на глины, которые были отмечены ранее в кровле свиты Белогродни [Мусатов, Ермохина, 1998], встречены нами в единственном разрезе – 3263, где они приурочены к кровле пачки III, фиксируемой по исчезновению в силицитах крупнозернистого глауконита (границе пачек III–IV) на уровне обр. 3263/27. Очевидно, что эти глины латерально неустойчивы и не представляют ценности ни как корреляционный репер, ни как маркер верхней границы пачки III.

Химический анализ. По результатам химического анализа граница мела–палеогена в изученных разрезах контрастно выражена уменьшением концентраций кальция и возрастанием концентраций кремния (рисунок 39).

Содержания Са в верхнемаастрихтских мелоподобных известняках (пачка I – радищевская свита) варьируют от 43% до 60%, а в палеоценовых

отложениях (пачки II, III – свита Белогродни и пачка IV – нижнесызранская подсвита) – от 1% до 10%. В палеоцене повышенными концентрациями Ca (от ~ 5% до 10%) отмечены часть опок в обн. 3267, 3224 (подпачки IVa) и глауконититы в обн. 3219 (пачка III). Содержания Ca свыше 5% зафиксированы также в глауконититах из низов пачки II в обн. 3263 и на единичных уровнях в пределах пачки II в обн. 3223.

Согласно Унифицированной схеме (2015), карбонатные опоки из низов нижнесызранской подсвиты обособляются в ключевскую пачку. С этой точки зрения подпачки IVa в разрезах 2367 и 2324 должны быть отнесены к ключевской пачке, поскольку концентрации Ca (5–10%) в подпачке IVa и стратотипе пачки сопоставимы.

Свита Белогродня, за исключением обн. 3219, характеризуется в целом невысокими содержаниями Ca (3–5%). Однако к уменьшению концентраций карбонатного материала в глауконитах могли приводить многочисленные перемиывы во время осадконакопления, на существование которых указывают данные, полученные при изучении шлифов.

Содержания Si на границе мела–палеогена скачкообразно возрастают с 2–10% в меловых породах до 30–40% в палеоцене.

Магнитная минералогия и петромагнетизм. Материалы магнитного насыщения фиксируют в палеоценовых образцах магнитомягкую фазу, характерную для магнетита, проявляющуюся в приобретении 90–95% J_{rs} в полях (B_s) 200–400 мТл (рисунок 8 е). Однако ни в одном из исследуемых образцов полного магнитного насыщения при 700 мТл не происходит, что свидетельствует о наличии в них и магнито жесткой фазы, представленной окислами или гидроокислами железа. Значения других гистерезисных параметров ($B_{cr} = 36–46$ мТл, $S = 0.8–0.9$) также типичны для пород, в которых присутствуют как магнитомягкие, так и магнито жесткие минералы, например, тонкодисперсный магнетит и продукты его гипергенного окисления соответственно.

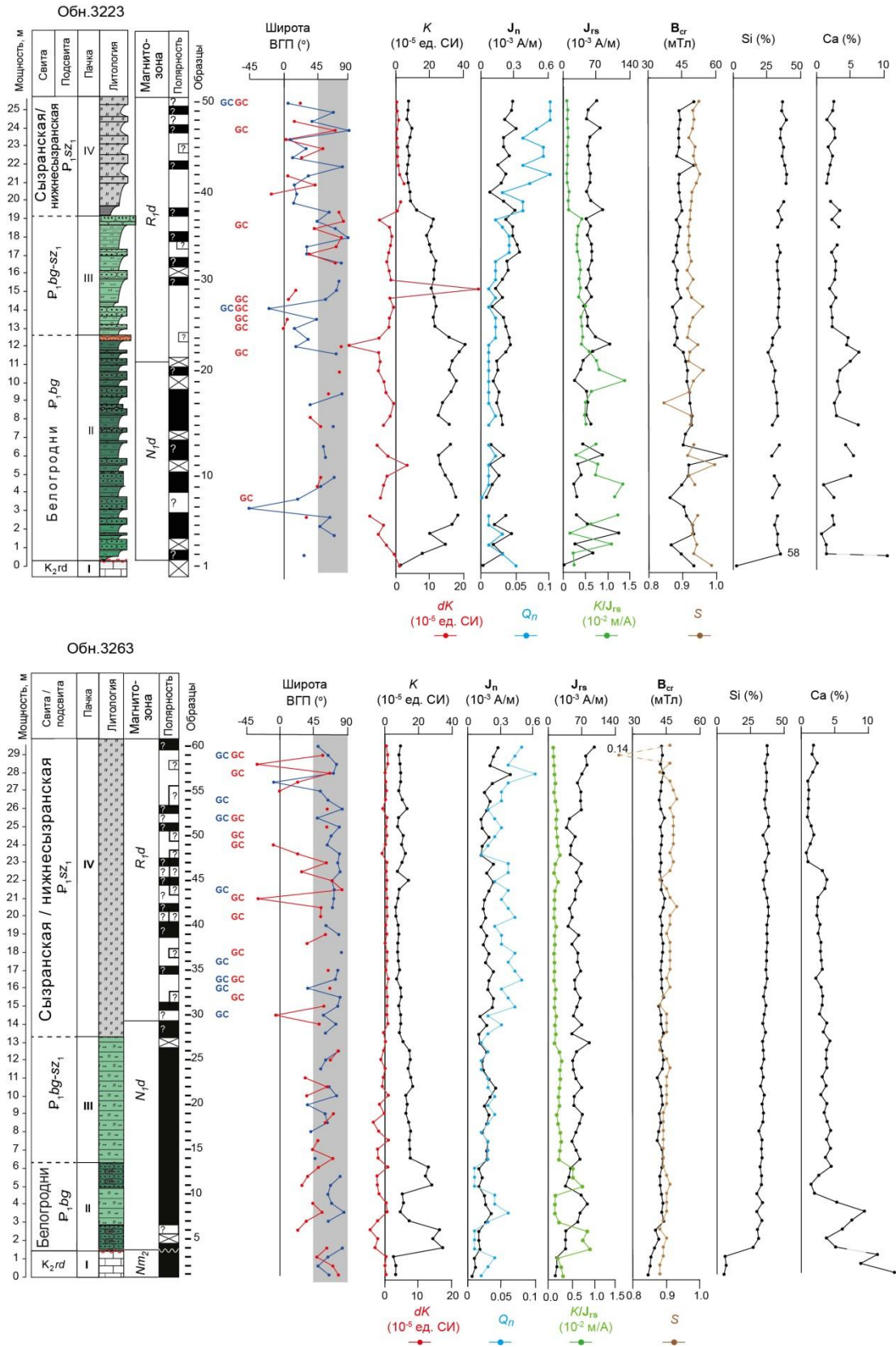


Рисунок 39 – Магнитостратиграфические и геохимические характеристики изученных разрезов свиты Белогродни. Серый фон на графиках широты ВГП соответствует диапазону широт, которые условно считались соответствующими прямой полярности.

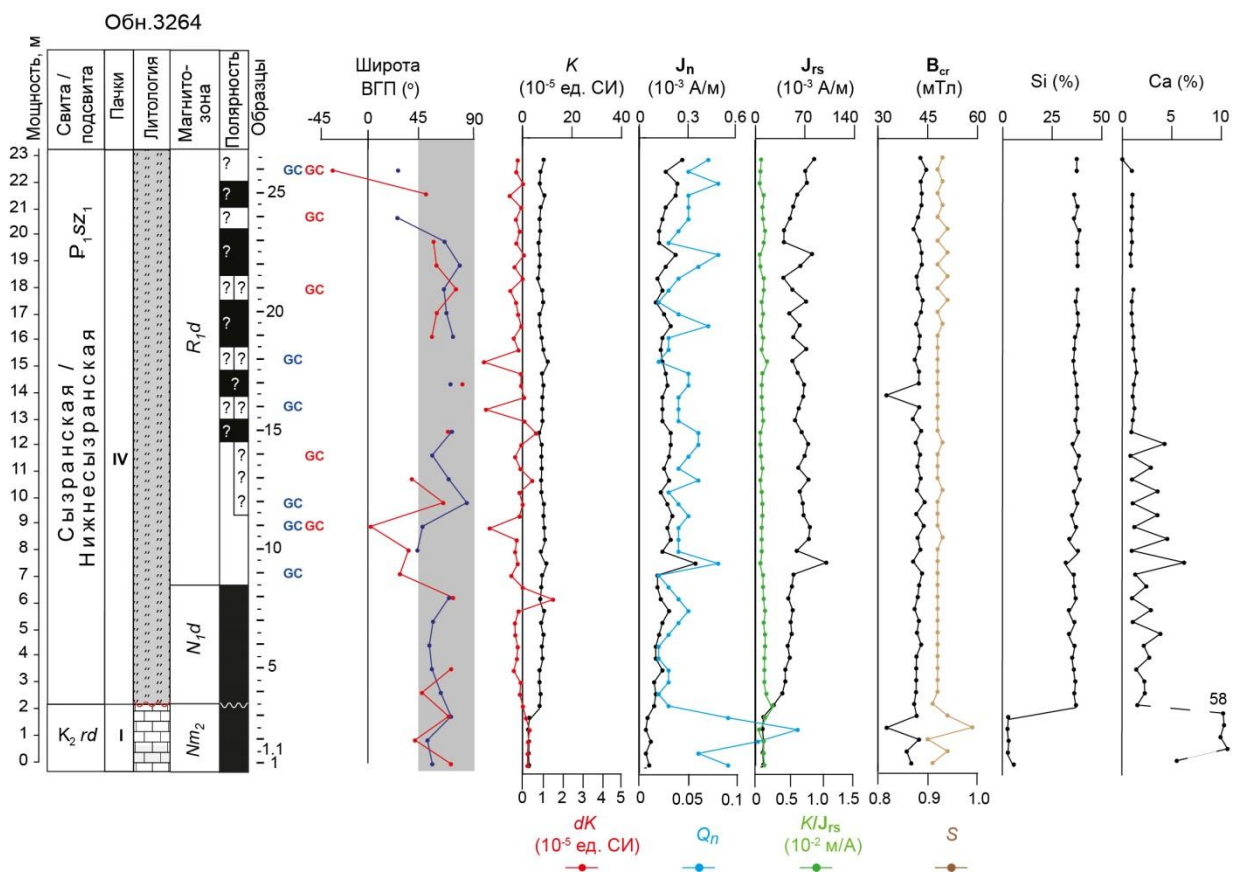
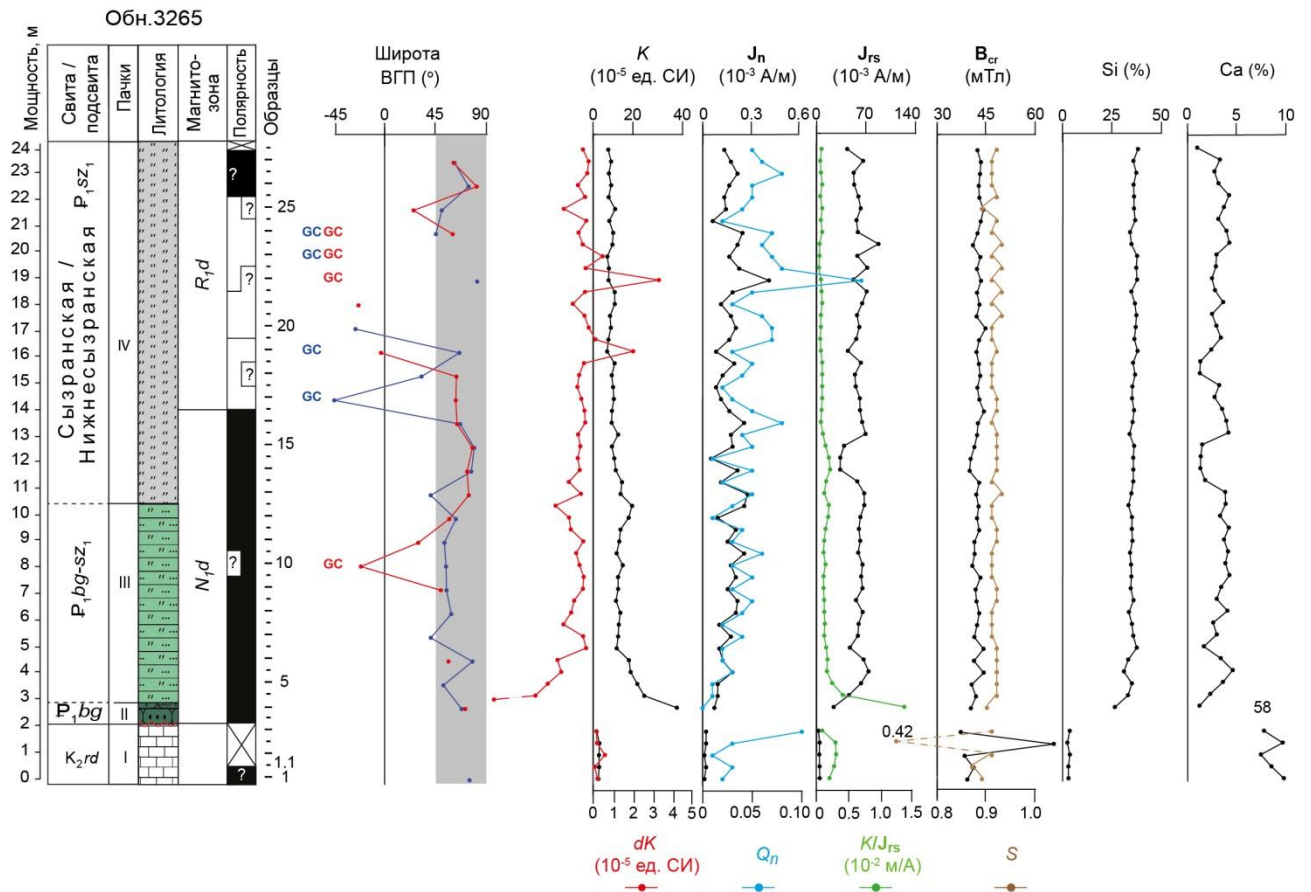


Рисунок 39 – Продолжение

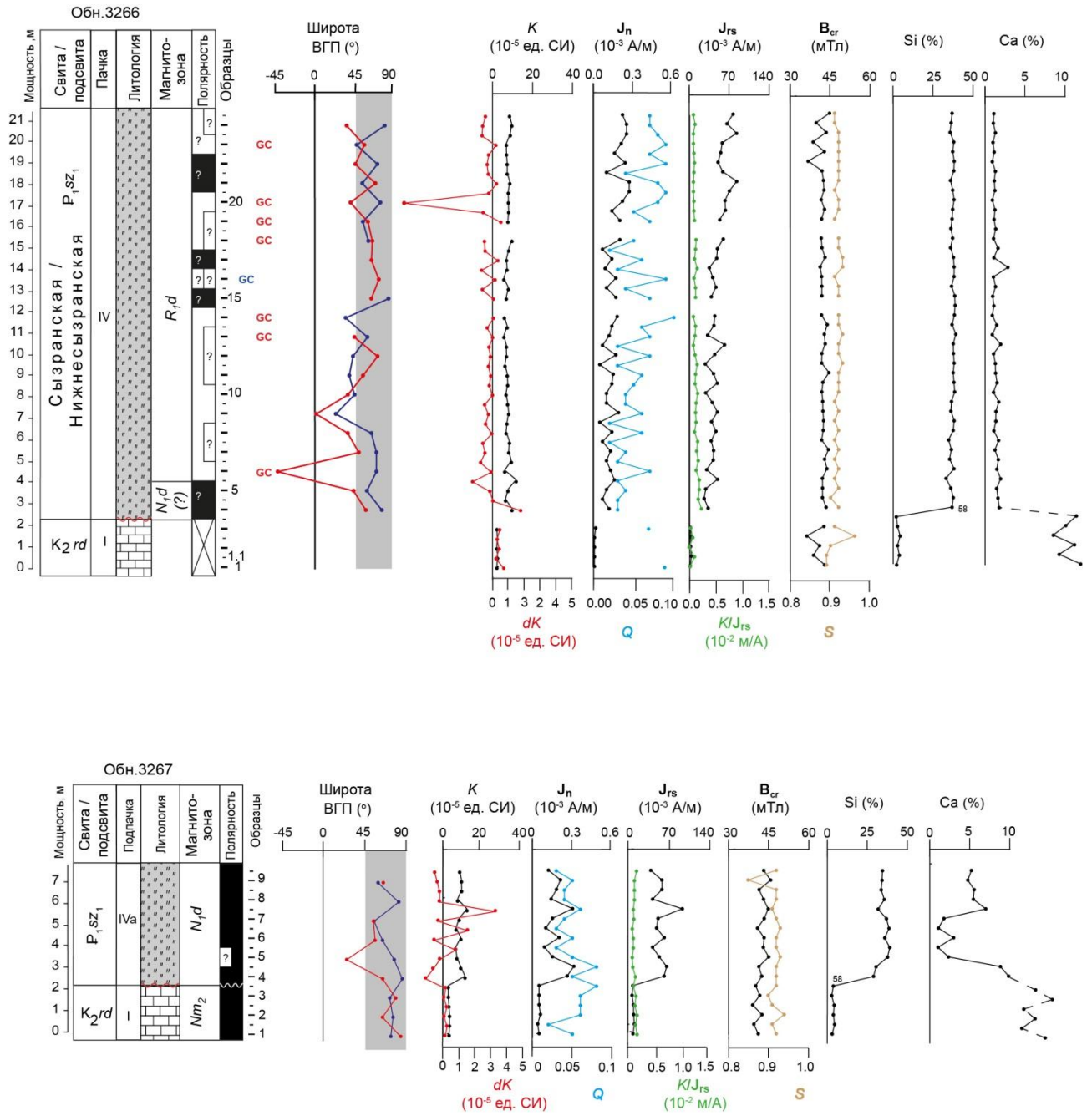


Рисунок 39 – Продолжение

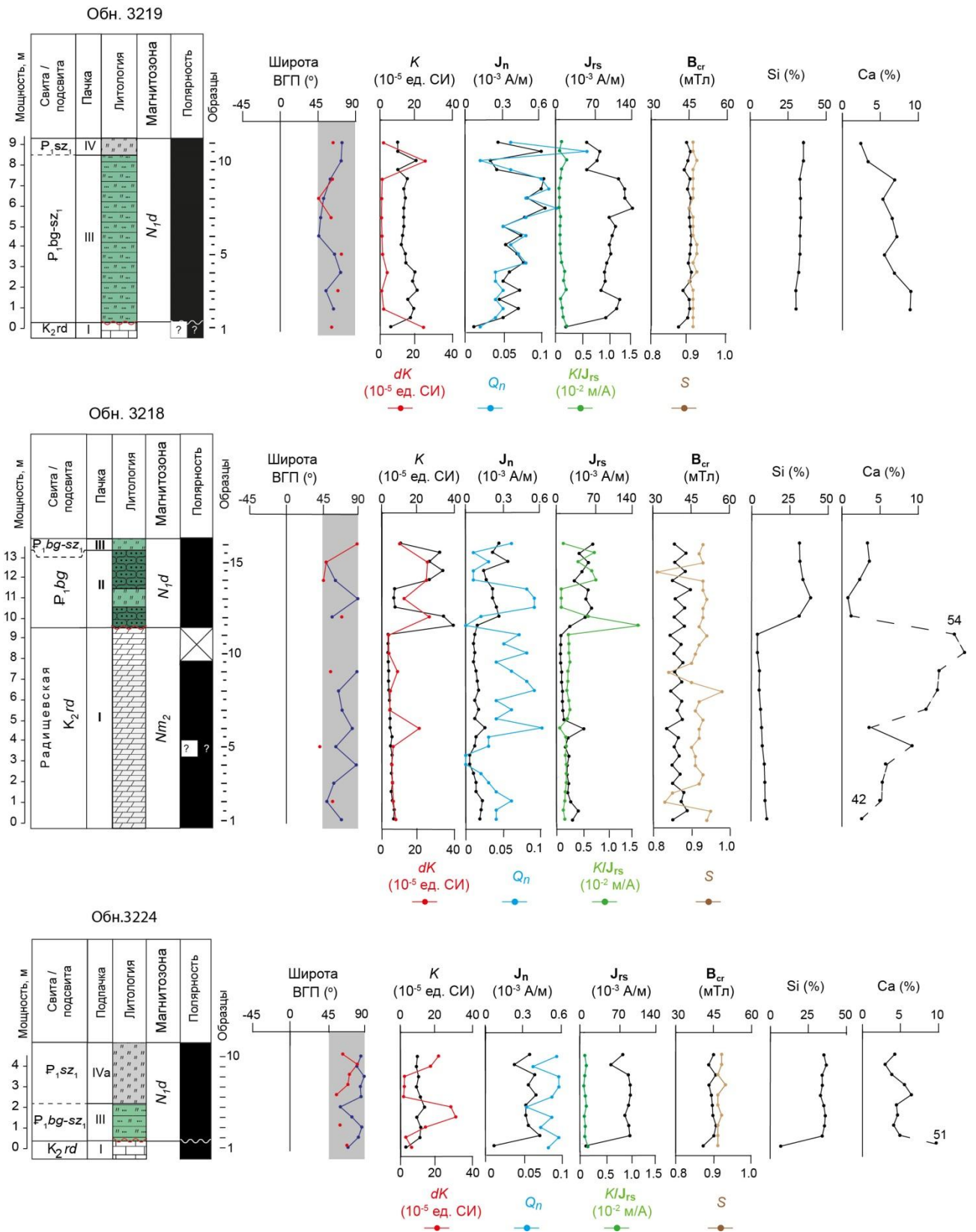


Рисунок 39 – Продолжение

Аномальные значения B_{cr} (до 64 мТл) и S (до 0.14), указывающие на доминирование жесткой фазы, редки и встречаются в некоторых разрезах только на единичных уровнях (рисунок 39).

По данным коэрцитометрии величина магнитной восприимчивости в исследуемых отложениях практически полностью определяется ее парамагнитной составляющей (K_P) (рисунок 10 б). Глауконит является сильным парамагнетиком (Petrovsky, 2007), и наблюдаемая повсеместно прямая корреляция между концентрациями этого минерала и величинами магнитной восприимчивости указывает на обусловленность вариаций K количеством глауконита. Вклад ферромагнитной компоненты (K_F) в суммарную K не превышает 1%, и, вероятно, определяется наличием тонкодисперсного магнетита. Это предположение отчасти подтверждается приуроченностью коэрцитометрических характеристик образцов с относительно высокой K_F (свыше ~ 0.1 условной единицы) на диаграмме Дея [Day et al., 1977; Dunlop, 2002] к участку теоретической кривой, соответствующей псевдооднодоменному магнетиту (рисунок 10б, в).

Результаты термомагнитного анализа как глауконитов (обр. 3223/27) из пачки III, так и опок (обр. 3223/37) из пачки IV (рисунок 9а-г) обнаруживают перегибы вблизи температуры Кюри магнетита – 578°C , что в совокупности с материалами магнитного насыщения и коэрцитометрии, позволяет считать частично окисленный тонкодисперсный магнетит главным носителем остаточной намагниченности в изученных отложениях.

Термомагнитограмма по обр. 3223/24 (песчаник на сидеритовом цементе из кровли пачки II) по форме не отличается от таковой для сидерита или пирита [Буров, Ясонов, 1979], но возрастание намагниченности начинается в районе 500°C (а не $300\text{--}400^\circ\text{C}$, как для FeCO_3 и FeS_2), а новообразованному магнетиту свойственна повышенная температура Кюри ($\sim 600^\circ\text{C}$). Вероятно, эти особенности обусловлены интенсивным окислением сидерита.

Термокаппаметрические исследования в целом не обнаружили прироста магнитной восприимчивости после нагрева; напротив, в большинстве образцов

происходит только спад K . Это свидетельствует об отсутствии в отложениях значимых концентраций тонкодисперсных сульфидов.

Изученные отложения дифференцированы по магнитным свойствам (рисунок 39, таблица 5). Верхний мел выделяется минимальными значениями параметров, обусловленных концентрациями ферромагнетиков (K , J_n , J_{rs}). Глауконититам пачки II (свита Белогродни) свойственны максимальные величины K (до $\sim 40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, при среднем значении $K_{ср.} \sim 25 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). В силицитах с меньшим содержанием глауконита, слагающих пачку III, средние значения магнитной восприимчивости значительно меньше ($K_{ср.} \sim 13 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Опоки пачки нижнесызранской подсвиты слабомагнитны ($K_{ср.} \sim 6 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). В глауконитсодержащих образцах высокие значения магнитной восприимчивости связаны, главным образом, с парамагнитными свойствами глауконита [Petrovsky, 2007]. Но, как показывает опыт, глауконит часто содержит тонкодисперсные частицы магнетита, являющиеся носителями остаточной намагниченности, что и определяет возможность получения палеомагнитной информации по глауконититам [Гужиков и др., 2017; Lurcock, Wilson, 2013]. Величины J_n и J_{rs} в свите Белогродни сильно варьируют не только по вертикали, но и по латерали, указывая на разные концентрации тонкодисперсного магнетита, ассоциируемого с глауконитом. Например, в обн. 3223 и 3263 белогродненским отложениям свойственны низкие J_n и J_{rs} (как правило, менее $0.2 \cdot 10^{-3}$ А/м и $40 \cdot 10^{-3}$ А/м соответственно), при высоких значениях K (в основном $20\text{--}40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и более), а в обн. 3219 J_n и J_{rs} превышают $0.6 \cdot 10^{-3}$ А/м и $100 \cdot 10^{-3}$ А/м при относительно малых величинах K ($10\text{--}20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). При этом фактор Q в глауконитах обн. 3219, обогащенных тонкодисперсным магнетитом, возрастет во много раз, по сравнению с литологическими аналогами из обн. 3223 и 3263. Возможно, тонкодисперсный магнетит в глауконититах свиты Белогродни, так же как и в силицитах ключевской пачки и нижнесызранской подсвиты [Шелепов и др., 2025], имеет аллотигенный генезис и сорбируется глауконитовыми частицами.

Таблица 5 – Статистические петромагнитные и геохимические характеристики изученных отложений свиты Белогородни.

Свита (подсвита)	Пачки (n – кол-во образцов)	Петромагнитные характеристики						Химические элементы	
		K (10^{-5} ед. СИ)	J_n (10^{-3} А/м)	Q_n	J_{rs} (10^{-3} А/м)	B_{cr} (мТл)	S	Si (%)	Ca (%)
Нижнесызранская (P ₁ sz ₁)	IV n = 184	<u>3.54-11.92</u> 6.13	<u>0.05-0.57</u> 0.16	<u>0.01-0.36</u> 0.06	<u>18.5-95.7</u> 55	<u>32.6-50</u> 42.69	<u>0.14-0.96</u> 0.91	<u>28.8-39.0</u> 36.4	<u>0.7-9.8</u> 2.25
P ₁ bg- sz ₁	III n = 67	<u>6.61-21.52</u> 13.1	<u>0.09-0.60</u> 0.24	<u>0.01-0.12</u> 0.04	<u>43.5-137.7</u> 71.03	<u>38.34-45.92</u> 43.12	<u>0.88-0.96</u> 0.91	<u>27.9-37.4</u> 33.3	<u>1.7-11.4</u> 4.38
Белогородни (P ₁ bg)	II n = 43	<u>4.15-38.5</u> 24.83	<u>0.05-0.30</u> 0.16	<u>0.003-0.09</u> 0.02	<u>21.7-115.2</u> 48.4	<u>37.56-64.34</u> 43.32	<u>0.81-0.99</u> 0.92	<u>25.4-38.3</u> 30.9	<u>0.7-9.4</u> 3.6
Радищевская (K ₂ rd)	I n = 48	<u>0.01-4.41</u> 1.69	<u>0.005-0.12</u> 0.04	<u>0.001-1.64</u> 0.1	<u>1.9-47.3</u> 10.17	<u>32.67-65.5</u> 40.34	<u>0.42-0.99</u> 0.9	<u>2.2-26.4</u> 5.1	<u>42.8-60.2</u> 54.3

Примечания: Значения в числителе минимум – максимум, в знаменателе – среднее арифметическое.

Но, наряду с этим, нельзя исключить аутигенного происхождения Fe_3O_4 в составе глауконитовых зерен.

Параметр K/J_{rs} не анализировался, потому что в данном случае его вариации по разрезам не отражают изменений среднего размера ферромагнитных зерен из-за влияния парамагнитных свойств глауконита.

Данные по анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) разрезов свиты Белогродни, вместе с результатами их интерпретации, приводятся в главе 4 (раздел 4.3.2).

Палеомагнетизм. Исследуемые отложения являются весьма неблагоприятным объектом для палеомагнитных исследований вследствие частичного или полного перемагничивания пород, показателем чего служит совпадение среднего направления характеристических компонент намагниченности (**ChRM**) по всем палеоценовым образцам, вектора современного магнитного поля на данной широте ($D=0^\circ$, $I=68.7^\circ$) и точки пересечения больших кругов (рисунок 40).

Палеомагнитные вектора имеют очень большой разброс, и можно предположить, что значительные отклонения **ChRM** от направления перемагничивания современным полем обусловлены наличием первичной компоненты намагниченности, соответствующей обратной полярности поля. **ChRM** при этом является стабилизированной векторной суммой двух компонент: первичной, связанной с магнетитом, и вторичной, обусловленной продуктами окисления магнетитовых зерен. В случае прямой полярности древнего геомагнитного поля суммарный вектор первичной и вторичной J_n практически не меняет направления при размагничивании, независимо от доли разрушения той или иной компоненты. Если же первичная и вторичная намагниченности антипараллельны, то их суперпозиция сильно изменится даже при незначительном разрушении одной из компонент, следствием чего будут большие разбросы результирующих векторов, а также смещения направлений J_n в ходе магнитных чисток вдоль больших кругов (рисунок 40). Исходя из такой модели формирования **ChRM**, правомерность использования которой

при анализе палеомагнитных материалов по палеоцену Саратовского Поволжья была обоснована ранее [Шелепов, Гужиков, 2022, 2023; Шелепов, 2024].

В большинстве образцов по данным размагничивания либо температурой, либо переменным магнитным полем (нередко по результатам обоих видов магнитных чисток) удалось выделить **ChRM** с максимальными углами отклонения, не превышающими 15° .

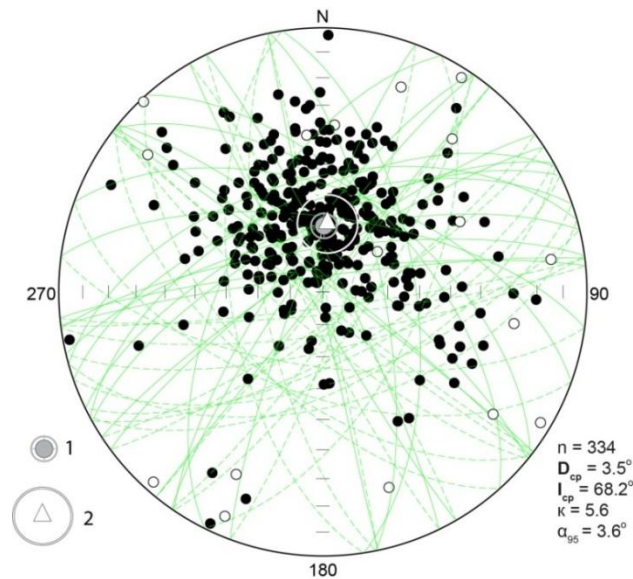


Рисунок 40 – Стереопроекция характеристических компонент намагниченности (**ChRM**) и результаты определения наиболее кучной компоненты J_n методом пересечения больших кругов (GC) в географической системе координат. Условные обозначения: 1 – среднее палеомагнитное направление с доверительным интервалом (α_{95}), 2 – точка пересечения GC с доверительным интервалом. n – число образцов, K – кучность палеомагнитных направлений, D_{cp} , I_{cp} и α_{95} – склонение, наклонение и доверительный интервал (круг доверия) среднего направления **ChRM** соответственно.

Результаты разных видов размагничивания согласуются между собой (рисунок 41) или не противоречат друг другу в рамках гипотезы о двухкомпонентном составе намагниченности (первичной, связанной с магнетитом, и вторичной, обусловленной гидроокислами железа). Например, когда совпадающая с направлением перемагничивания современным полем компонента J_n сохраняется после чистки переменным полем, но частично разрушается при терморазмагничивании (рисунок 41), что объясняется

устойчивостью магнитожестких гидроокислов железа к воздействию полей, но их низкой температурой Кюри – 120-200° у гетита и гидрогетита [Буров, Ясонов, 1979]. Наблюдаемые большой разброс результирующих векторов, и многочисленные случаи смещений направлений J_n вдоль больших кругов в ходе магнитных чисток (рисунок 40), также согласуются с моделью частичного перемагничивания образцов. Большинство направлений характеристических компонент намагниченности в обоих разрезах соответствуют прямой полярности (N), то есть группируются в северных румбах стереопроекций с положительными наклонениями. Многие **ChRM** имеют аномальные направления, например с южными склонениями (D), но положительными наклонениями (I) или с северными D, но отрицательными (I). Редкие направления, соответствующие обратной полярности, то есть располагающиеся в южных румбах с отрицательными наклонениями (рисунок 41), тоже имеют аномальный характер из-за пологих наклонений (до -25°). При магнитостратиграфической интерпретации подобных данных первостепенное значение имеет характер распределения аномальных направлений. Если они не спорадически рассеяны по разрезу, а закономерно группируются в интервалах, прослеживаемых по латерали, то предположение о соответствии этих интервалов магнитозонам обратной полярности является обоснованным [Гужиков, 2013].

Вариации «аномальности» направлений по разрезам хорошо отражаются на графиках широты виртуального геомагнитного полюса (ВГП) (рисунок 39).

В качестве критического значения широты ВГП, ниже которого направление **ChRM** нужно считать аномальным, принято 45°, следуя определению палеомагнитного экскурса как отклонению полюса от своего среднего положения на 45° и более [Jacobs, 2007]. В песчаниках свиты Белогродни (пачка II) это значение снижено до 30°, с учетом эффекта занижения палеомагнитного наклонения в грубозернистых разностях.

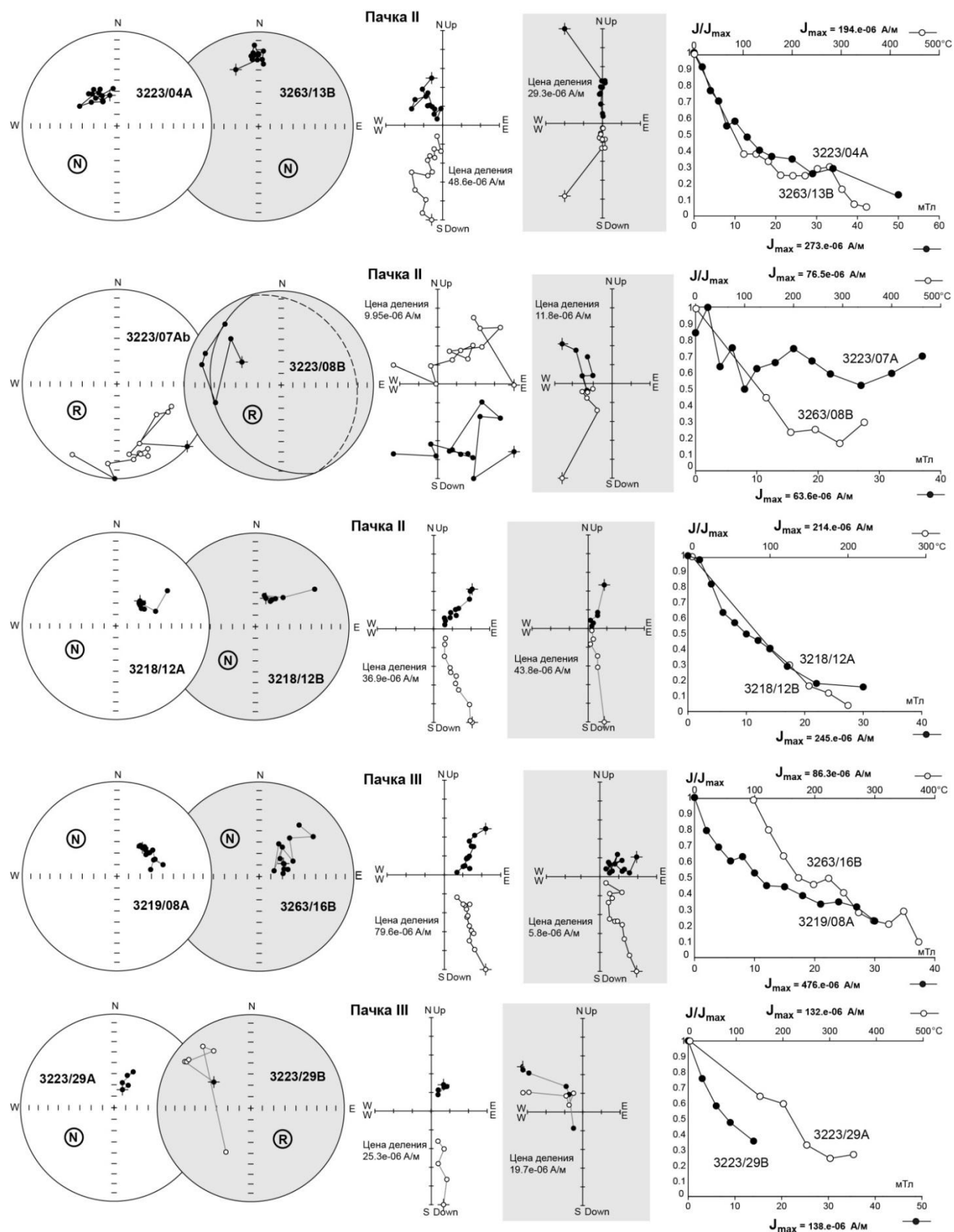


Рисунок 41 – Типичные стереопроекции с изображениями изменений векторов J_n в процессе магнитных чисток, диаграммы Зийдервельда [Zijderveld, 1967] в географической системе координат и графики размагничивания образцов разрезов свиты Белогородни. На сером фоне результаты размагничивания температурой.

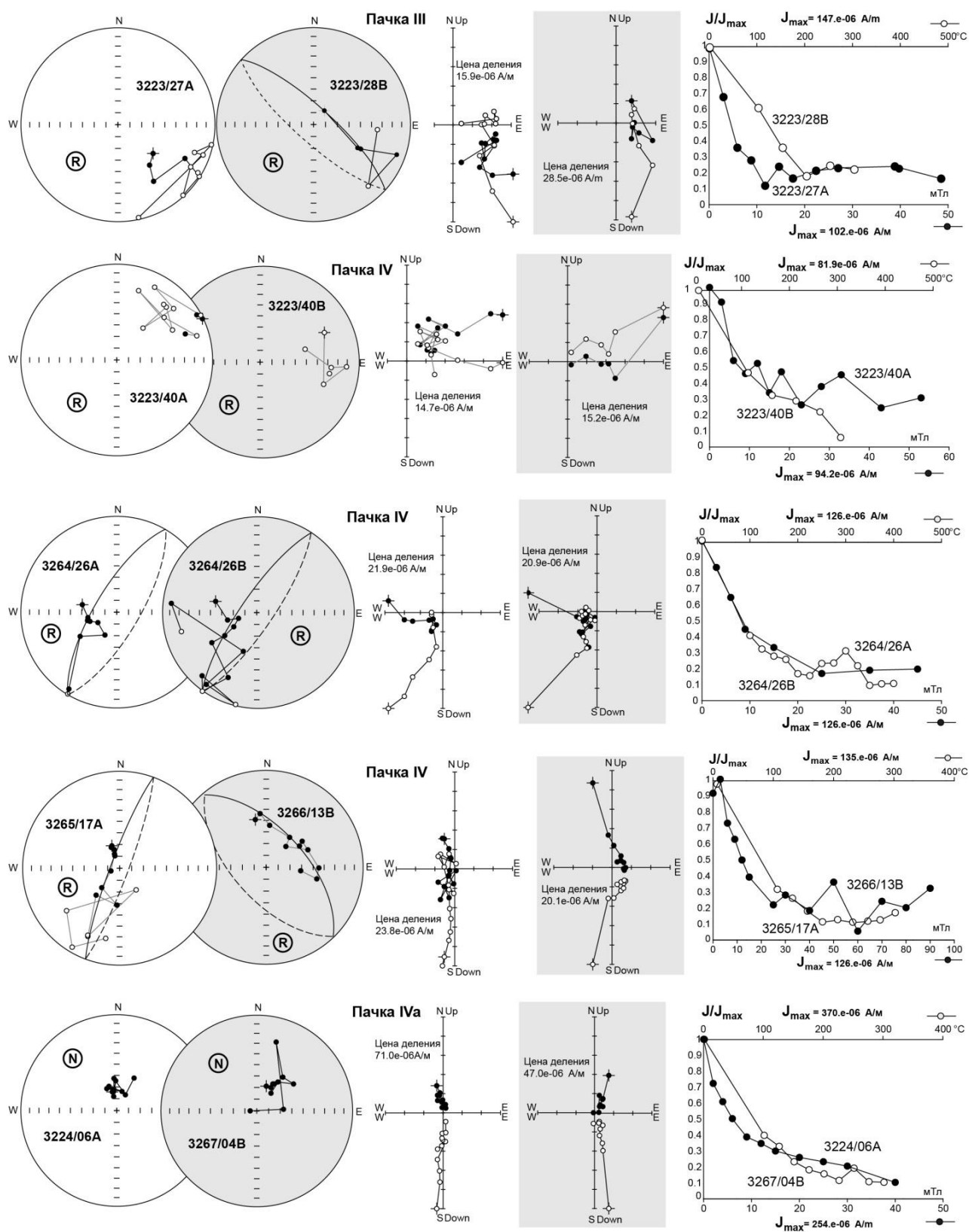


Рисунок 41 – Продолжение

Образец считался условно соответствующим обратной полярности, если в нем наблюдался, по крайней мере, один из двух показателей «аномальности»:

- 1) широта ВГП менее 30° в пачке II и менее 45° в остальных пачках;
- 2) смещение проекций J_n в процессе размагничивания по дугам больших кругов (GC).

В остальных случаях образец условно считался соответствующим прямой полярности.

Построение палеомагнитных колонок разрезов проводилось по следующим правилам:

- 1) в полную толщину колонки знак геомагнитной полярности обозначался, если его показатели по образцам с одного уровня согласуются.

- 2) в противном случае (если показатель обратной полярности обнаруживался только в одном из образцов-дублей) знак обратной полярности показывался в половину толщины колонки, а в правой половине колонки ставился знак вопроса.

- 3) Если интервал одного знака полярности выделен по одному или двум образцам, то в левой части палеомагнитной колонки также ставился знак вопроса, потому что для обоснования магнитозоны требуется наличие образцов не менее, чем с трех последовательных уровней [Храмов, Шолпо, 1967].

Результаты магнитополярной интерпретации данных по каждому изученному разрезу, с точки зрения принятых выше критериев, представлены на (рисунок 39). Обнажения 3267, 3224, 3219, 3218 полностью и низы разрезов 3223 (обр. 2-22), 3263 (обр. 4-35), 3265 (обр. 4-16), 3264 (обр. 4-7), 3266 (обр. 4-5) соответствуют магнитозоне прямой полярности **N_{1d}**. В некоторых разрезах эта магнитозона осложнена единичными уровнями, на которых широта ВГП снижается ниже критического порога, а в низах разреза 3223 присутствуют два сближенных уровня (обр. 7 и 8) с отрицательными наклонениями, причем обр. 3223/7 соответствует обратной полярности (рисунок 39). Однако для обоснования магнитозоны противоположного знака внутри **N_{1d}** требуется наличие образцов не менее, чем с трех последовательных уровней [Храмов,

Шолпо, 1967]. В вышележащих частях разрезов 3223, 3263, 3265, 3264 и 3266 широта ВГП попеременно принимает значения то выше, то ниже критериальных значений (30° в свите Белогродни и 45° в нижнесызранской подсвите). При этом для многих уровней, в том числе для тех, где широта ВГП выше критериальных значений, характерны смещения проекций J_n вдоль дуг больших кругов в процессе размагничивания (рисунок 39), в то время как в интервалах, охваченных магнитозон N_{1d} , большие круги не выделяются. Смещение J_n по дугам больших кругов двухкомпонентной намагниченности происходит в случае значительной разницы в направлениях первичной и вторичной компонент, например, когда они антипараллельны. Таким образом, верхи обнажений 3223, 3263, 3265, 3264 и 3266 в целом отличаются от подстилающих палеоценовых отложений и пород, слагающих обнажения 3267, 3224, 3219 и 3218, наличием косвенных признаков, согласующихся с гипотезой о наличии частично сохранившейся компоненты J_n обратной полярности. Поэтому интервалы разрезов 3263 (обр. 22-50), 3263 (обр. 30-60), 3265 (обр. 17-27) 3264 (обр. 9-27) и 3266 (обр. 6-24) условно отнесены к зоне обратной полярности R_{1d} [Shelepov et al., 2025]. В маастрихтских отложениях фиксируется преимущественно прямая полярность (рисунок 39). Вероятно, им соответствуют аналоги верхнемаастрихтской магнитозоны прямой полярности Nm_2 (отождествляемой с хроном C31n или C30n, или их совокупностью), зафиксированной ранее в николаевской свите на севере Саратовского Правобережья [Guzhikov et al., 2020].

3.3.3. Разрезы Гремячка, Ключи

Отложения нижнесызранской подсвиты, изучены автором в двух разрезах Гремячка и Ключи, результаты их петро и палеомагнитного изучения публиковались в работах [Шелепов, Гужиков, 2023; Шелепов, 2024]. Разрез Гремячка – обн. 3256 ($52^\circ 05' 58''$ N; $45^\circ 42' 24,6''$ E) расположен близ западной окраины одноименного села Новобурасского района Саратовской области. В левом (северном) борту крупного оврага, впадающего в реку Гремячка,

обнажаются мергели маастрихского яруса и опоки нижнесызранской подсвиты. В структурном плане разрез приурочен к Рязано–Саратовскому мезокайнозойскому прогибу, к северной части зоны Саратовских дислокаций. Слои залегают с крутым (по платформенным меркам) наклоном к СЗ: азимуты падения пластов варьируют от 272° до 357° , углы падения – от 48° до 66° . Вероятно, наклон слоев обусловлен ростом антиклинальной структуры, фиксируемой в этом районе по кровле саргаевского горизонта [Шебалдин, 2008]. Признаков, свидетельствующих об экзогенной природе столь интенсивных дислокаций, не обнаружено.

В разрезе на маастрихтских мергелях, видимой мощностью 3.4 м, без видимых следов углового несогласия, залегают опоки нижнесызранской подсвиты, видимой мощностью 16.2 м. Мергели светло-серые, слабоалевритистые. Опоки темно-серые до черных, очень сильно трещиноватые, с многочисленными следами ожелезнения по поверхности и трещинам, но слабо ожелезненные или без следов ожелезнения на свежих сколах. В разрезе взяты образцы с 23 уровней (5 из маастрихтских мергелей и 18 из палеоценовых опок) (рисунок 42а, б).

Разрез Ключи – обн. 3227 ($51^\circ 58' 12.7''\text{N}$, $46^\circ 30' 56.5''\text{E}$) расположен южнее с. Ключи Базарно-Карабулакского района, на правом борту долины р. Ключи, ~ в 800 м от южного въезда в село. Здесь в восточной стенке небольшого придорожного карьера по добыче опок обнажается фрагмент сызранской свиты, видимой мощностью 11.7 м. Перерыв в обнаженности между ранее изученным обнажением 3226 и 3227 можно оценить в ~ 20 м. (рисунок 42в, г).

Разрез нижнесызранской подсвиты представлен опоками, аналогичными силицитам в разрезе Гремячка, но в отличие от них светло-серыми на свежем сколе (без темно-серых и черных разностей), более глинистыми, менее трещиноватыми. В разрезе взяты образцы с 14 уровней.

Магнитная минералогия и петромагнетизм. Изученные отложения слабомагнитны. Магнитная восприимчивость и естественная остаточная намагниченность в мергелях варьируют от 5 до $12.7 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и от 0.1 до

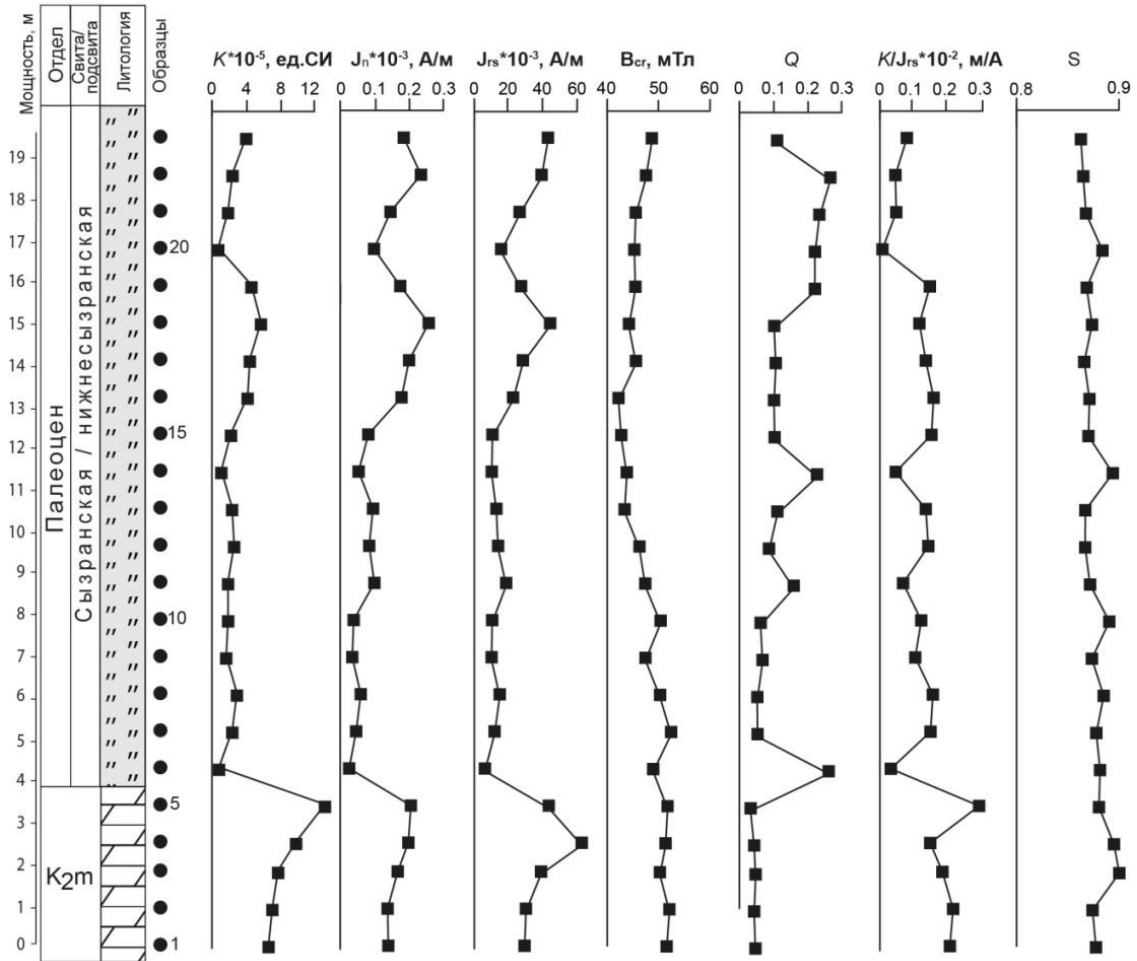
$0.2 \cdot 10^{-3}$ А/м соответственно. Для опок характерны минимальные значения K и J_n – от 0.1 до $5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и от 0.02 до $0.2 \cdot 10^{-3}$ А/м соответственно.



Рисунок 42 – фото разрезов нижнесызранской подсвиты: а), б) разрез Гремячка (обн. 3256); в), г) разрез Ключи (обн. 3227).

Нижнесызранская подсвита в изученных разрезах по петромагнитным показателям дополнительно не дифференцируется (рисунок 43). Термокаппаметрические данные фиксируют в основном уменьшение магнитной восприимчивости после нагрева за счет окисления магнетитовых зерен. Лишь в нескольких образцах отмечается слабый прирост (до $2-9 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Это свидетельствует о малых концентрациях или об отсутствии тонкодисперсного пирита в отложениях.

**Разрез Гремячка
Обн.3256**



**Разрез Ключи
Обн.3227**

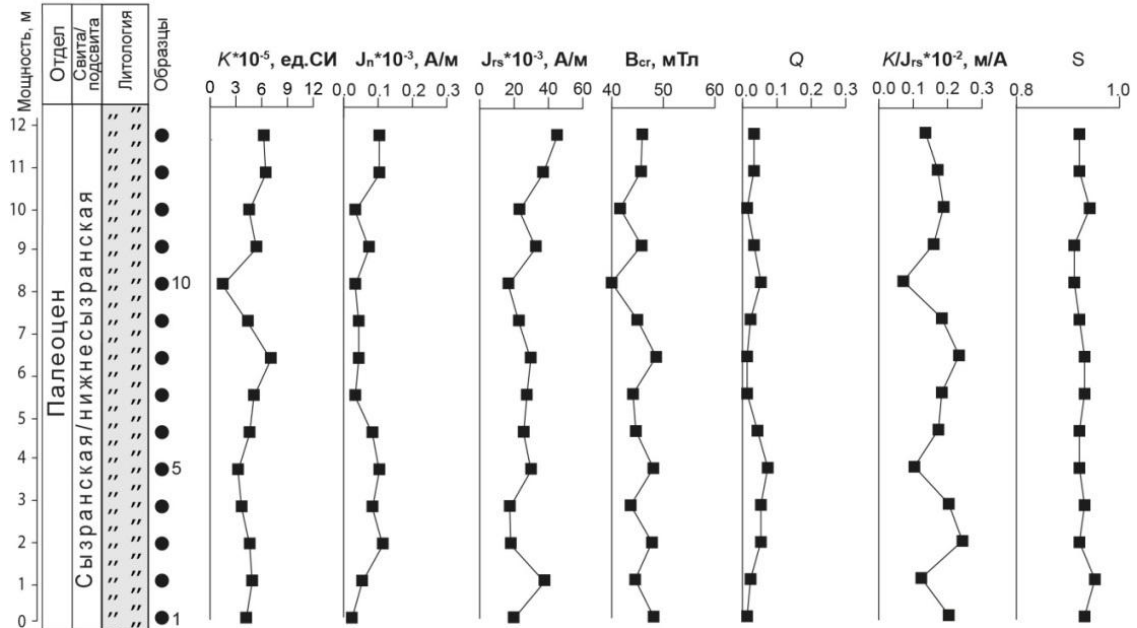


Рисунок 43 – Петромагнитная характеристика нижнесызранской подсвиты разрезов Гремячка (обн. 3256) и Ключи (обн. 3227).

Результаты магнитного насыщения повсеместно фиксируют только магнитомягкую фазу, характерную для тонкодисперсного магнетита: J_{rs} приобретает в полях до 200-300 мТл, а разрушается при 40-50 мТл. Значения B_{cr} варьирует от 42 до 52 мТл, параметр S близок к единице, что подтверждает доминирование магнитомягких ферромагнетиков в разрезе, а незначительные понижения S (до 0.8), вероятно, связаны с незначительным присутствием магнито жестких гидроокислов железа – продуктами частичного окисления магнетита и других железосодержащих минералов. Средний размер ферромагнитных зерен, судя по параметру K/J_{rs} примерно одинаков, в изученных разрезах. Низкие значения фактора Q (0.05 – 0.3), наблюдаемые по всему разрезу не типичны для химического генезиса намагниченности, что исключает полное перемагничивание пород и позволяет надеяться, хотя бы, на частичную сохранность первичной компоненты J_n .

Результаты ДТМА свидетельствуют о наличии Fe_3O_4 , которое определяется по спаду намагниченности в области 550°C. Природные магнетиты, сравнительно редко имеют точку Кюри чистого Fe_3O_4 (578°C), чаще, из-за различных изоморфных примесей в кристаллической структуре магнетита происходит заметное ее занижение.

Материалы анизотропии магнитной восприимчивости в обоих разрезах оказались не информативными. На стереограммах наблюдается хаотичное расположение осей, что не удивительно при низких значениях K , которыми характеризуется нижнесызранская подсвита (рисунок 44).

Палеомагнетизм. Палеомагнитным исследованиям подвергались образцы с каждого из 37 уровней, один из которых размагничивался переменным полем, другой температурой. В общей сложности изучены 74 ориентированных образца.

Палеомагнитное качество изученных пород невысокое, вероятно, не в последнюю очередь из малых величин J_n , зачастую сопоставимых с пороговой чувствительностью прибора.

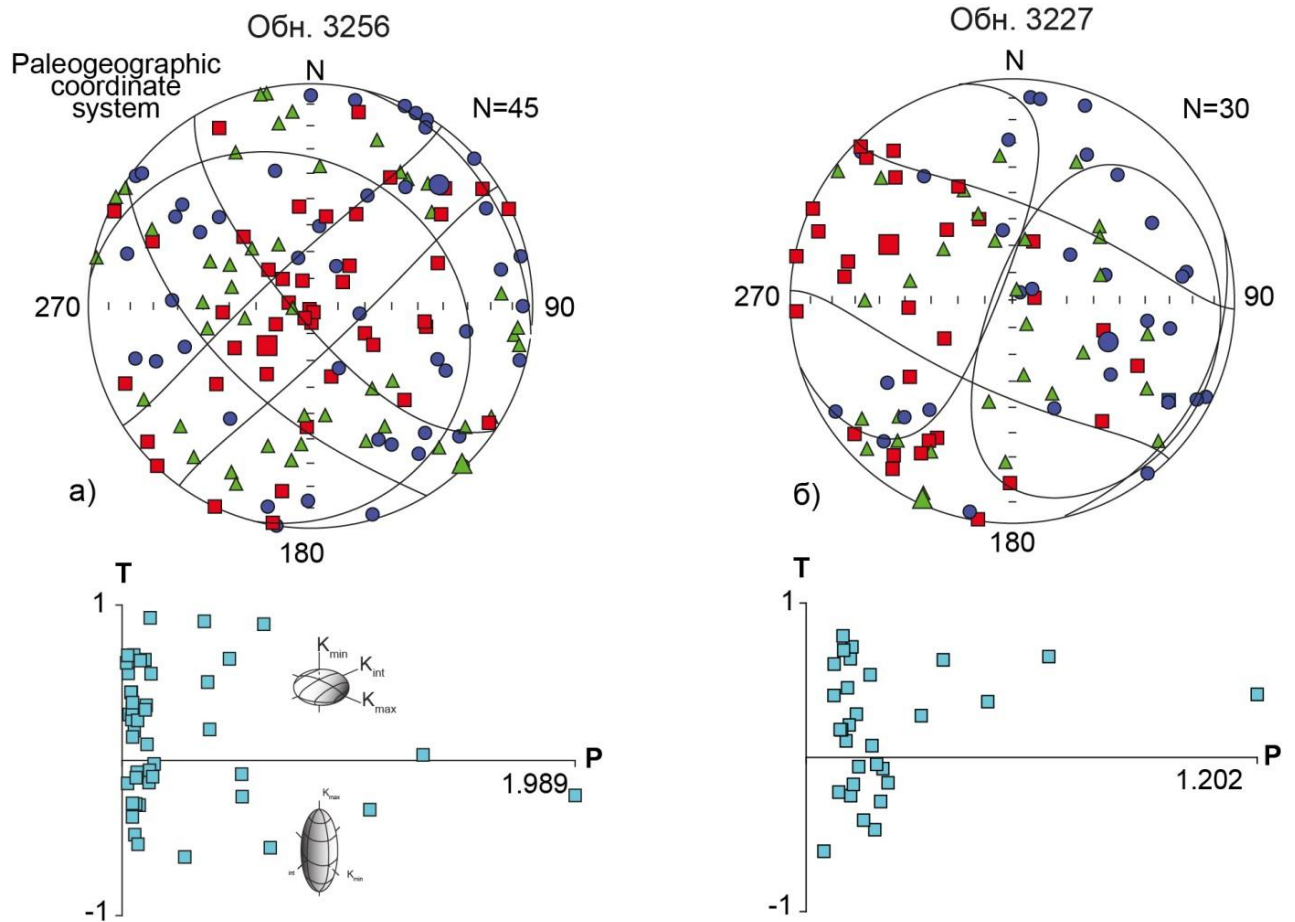


Рисунок 44 – Результаты изучения АМВ разрезов: а) Гремячка (обн.3256), б) Ключи (обн. 3227).

Однако в большинстве образцов удалось выделить характеристические компоненты (**ChRM**) приемлемого качества с максимальным углом отклонения менее 15° (рисунок 45). Большинство **ChRM** соответствует прямой полярности (рисунок 45а-1, б-1, в-2), в пяти образцах выделены направления, соответствующие обратной полярности (рисунок 45а-2,3, б-2,3, в-1, г-1), в остальных образцах **ChRM** имеют аномальные направления, отличающихся от направления современного поля более чем на 45° (рисунок. 45г-2). В некоторых случаях проекции J_n при размагничивании движутся по дугам больших кругов (GC) (рисунок 45д-1,2).

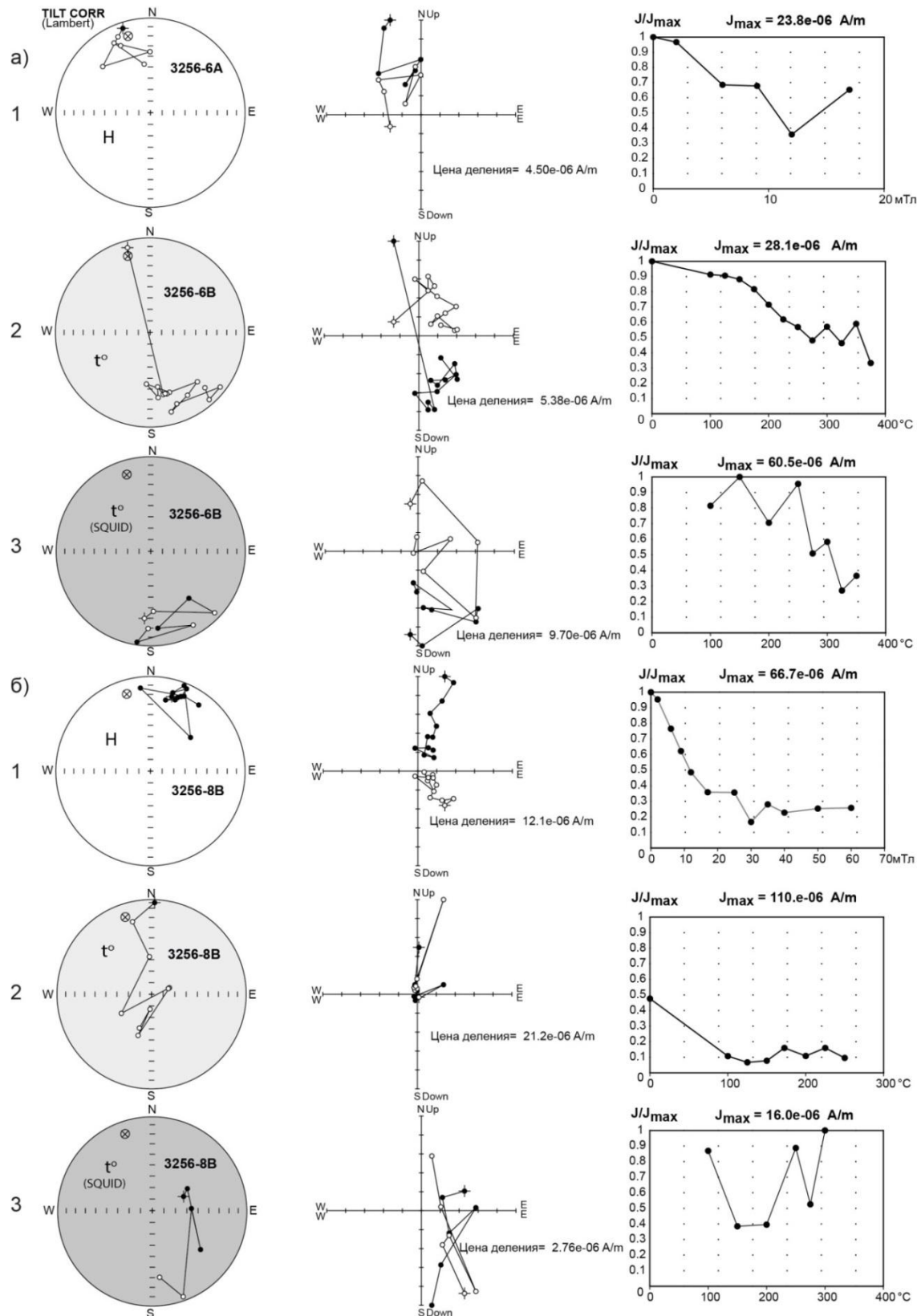


Рисунок 45 – Типичные результаты магнитных чисток: полярные стереопроекции с изображениями изменений векторов J_n в процессе размагничивания переменным полем (белое поле) и температурой (серое поле); диаграммы Зийдervельда и графики размагничивания образцов.

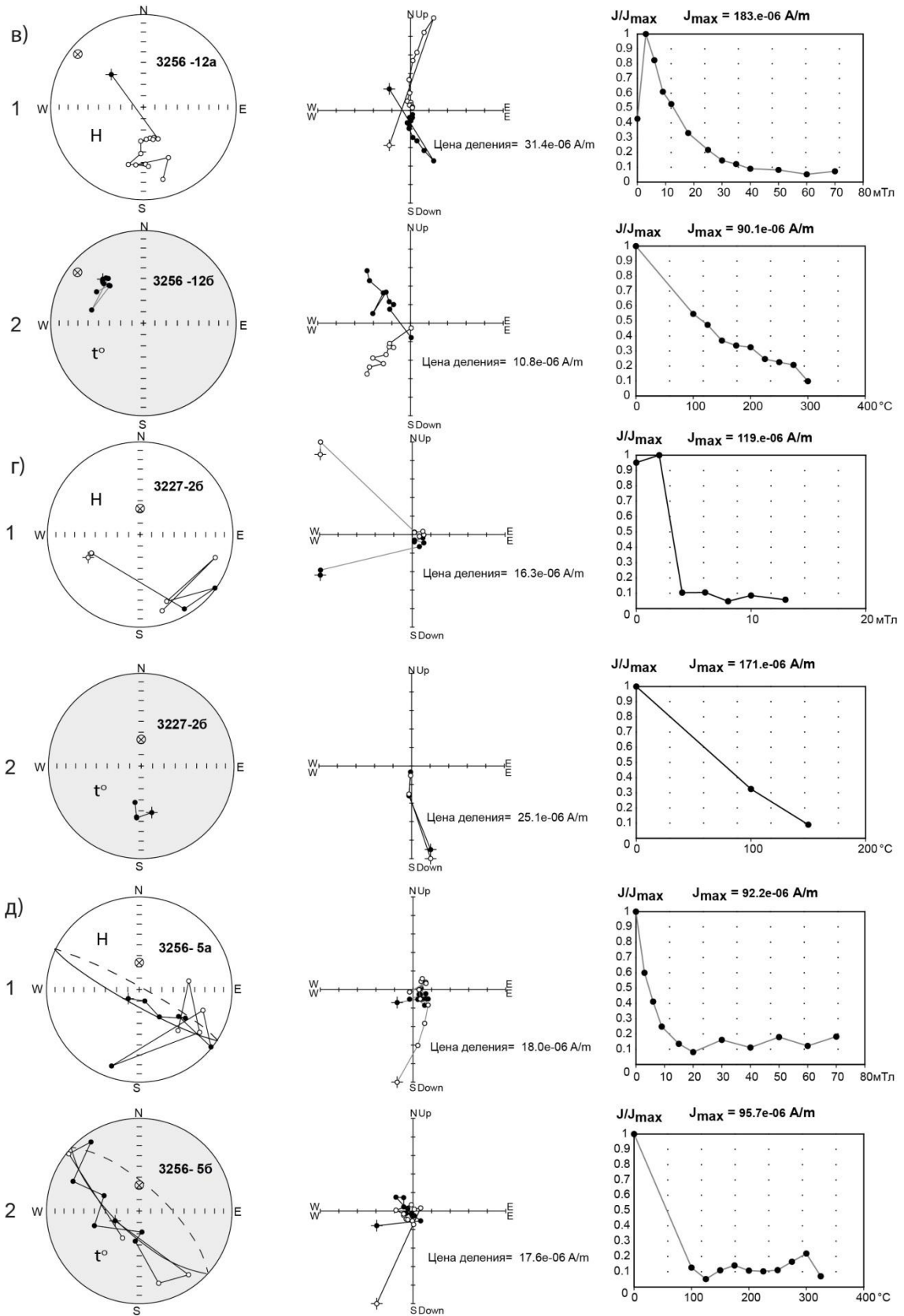


Рисунок 45 – продолжение

Результаты температурных магнитных чисток кубиков-дублей, проведенных на двух разных приборах – спин-магнитометре JR-6 и криогенном магнитометре SQUID, обнаружили хорошую сходимость (рисунок 45а, б), что повышает надежность полученных данных.

Результаты разных видов магнитных чисток часто не согласуются между собой. Например, в процессе термочисток выделяются направления **ChRM**, соответствующие обратной полярности (рисунок 45а-2,3, б-2,3), а в результате чисток переменным полем выделяются только компоненты, соответствующие прямой полярности (рисунок 45а-1, б-1). Такая ситуация типична для палеоценовых опок (рисунок 45а, б-1), и, скорее всего, связана с присутствием значительной доли магнитожестких гидроокислов железа – продуктов гипергенного окисления магнетитовых или пиритовых зерен, намагниченность которых устойчива к воздействию переменных полей, но разрушается при низких температурах. Как правило, с гидроокислами железа, имеющими гипергенное происхождение, связана компонента намагниченности, обусловленная современным геомагнитным полем, а магнетит является носителем древней компоненты намагниченности. В процессе чисток первичную и вторичную компоненты J_n далеко не всегда не удастся разделить, в результате чего **ChRM** является их векторной суммой.

Направления палеоценового поля прямой полярности и современного поля близки (рисунок 45б-2, в, г), и обосновать наличие древней компоненты в результирующем палеомагнитном векторе очень трудно. Поэтому, если в образце не выделялось иных компонент, кроме близких к направлению современного поля (в качестве порогового значения угла, определяющего значимое отличие векторов друг от друга, так же как и для оценки аномальности направления J_n , выбрано 45°), то допускалась возможность его полного перемагничивания и определение знака полярности на этом уровне не проводились.

В случае сложения противоположно направленных компонент J_n , соответствующих обратной полярности и современному полю, **ChRM** может

иметь любые, в том числе аномальные направления, в зависимости от сохранившейся доли той или иной компоненты. Поэтому значительные ($> 45^\circ$) отклонения **ChRM** от направления перемагничивания современным полем, так же как и смещение в ходе размагничивания проекций J_n по дугам больших кругов (рисунок 46а, б-1), правомерно интерпретировать как указание на частичную сохранность первичной компоненты J_n , соответствующей обратной полярности. Более подробное обоснование такой модели формирования намагниченности в нижнесызранской подсвите приведено в работах [Шелепов, 2022, 2023], в которых ранее была выделена магнитозона преимущественно обратной полярности.

В верхах разреза Гремячка (обр.3256/12–3256/23) фиксируются противоречия палеомагнитных данных по результатам разных видов размагничивания, но иного рода: **ChRM**, выделенные по результатам Н-чисток переменным полем соответствуют обратной полярности или имеют аномальные направления, а **ChRM**, выделенные путем Т-чисток, соответствуют прямой полярности. Однозначного объяснения этому явлению пока нет, поэтому мы воздерживаемся от магнитополярной интерпретации данных в соответствующих интервалах разрезов [Шелепов, 2024].

Базируясь на модели, согласно которой носителем первичной намагниченности является магнетит, а вторичная намагниченность связана с гипергенными гидроокислами железа, обратный знак полярности в низах нижнесызранской подсвиты разреза Гремячка (обр.3256/6 – 256/11). Остальные интервалы разрезов не получили магнитополярной характеристики.

Дополнительными аргументами в пользу наличия частично сохранившейся компоненты J_n , направление которой не совпадает с современным полем, являются результаты теста складки в разрезе Гремячка (рисунок 46в, г). После исключения из выборки палеомагнитных векторов, соответствующих обратной полярности или имеющих аномальные направления, результаты теста с вероятностью ошибки не более 5% указывают

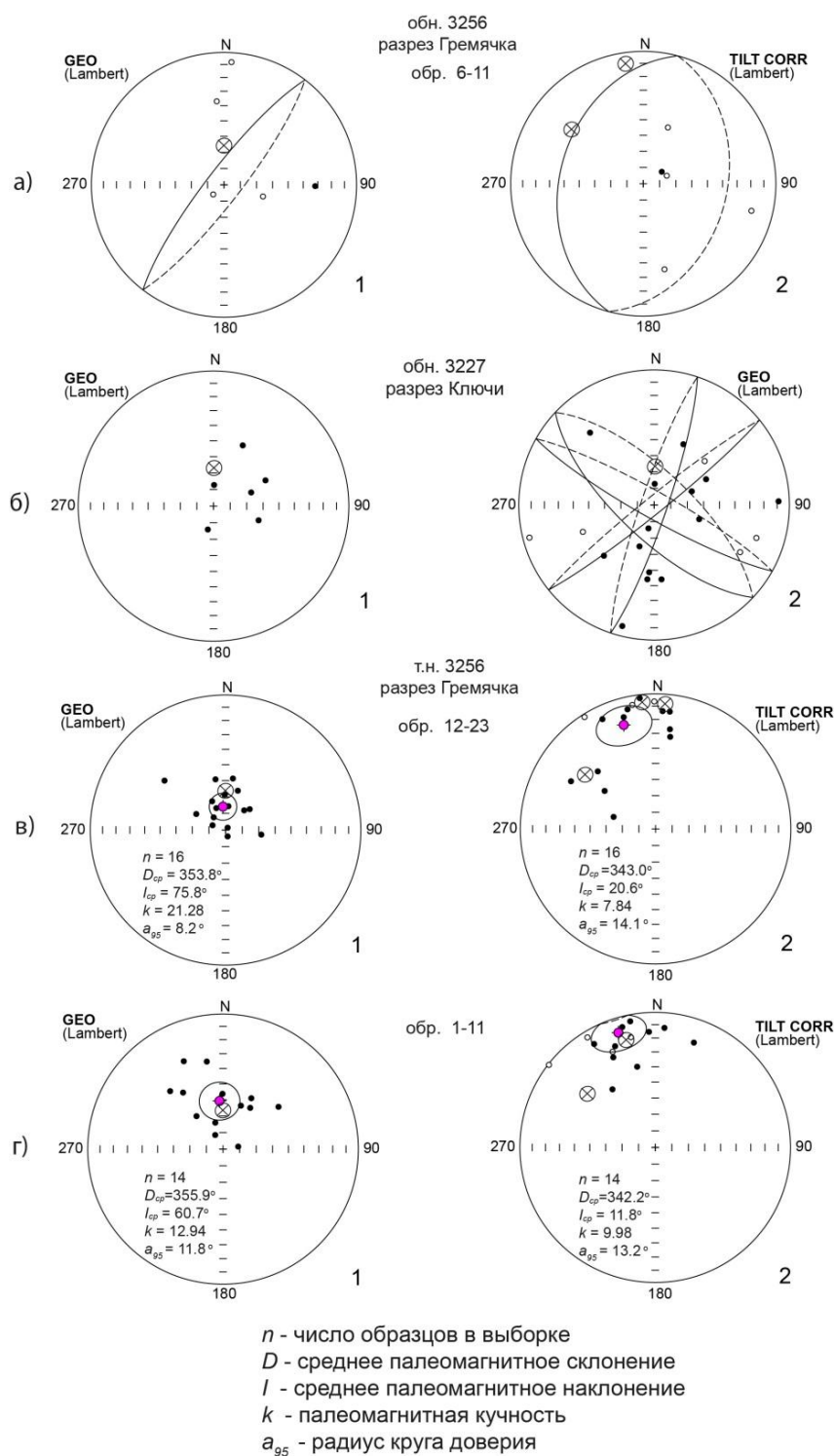


Рисунок 46 – Полярные стереопроекции **ChRM** и GC в географической (GEO) и стратиграфической (TILT CORR) системах координат: **ChRM**, соответствующие обратной полярности, аномальные направления и GC в низах палеоценовой части разреза Гремячка (а); **ChRM**, соответствующие прямой полярности в низах палеоценовой части разреза Гремячка (б); **ChRM**, соответствующие прямой полярности, в верхах палеоценовой части разреза Гремячка (в); **ChRM** по разрезу Ключи (обн. 3227), соответствующие прямой (г-1) и обратной (г-2) полярности.

на наличие послескладчатой компоненты в верхах разреза (обр.3256/12-3256/23) (рисунок 46в). Тем самым подтверждается версия о практически полном перемагничивании пород. В то же время тест складки не дает определенных результатов в низах палеоцена, где нами обоснована зона обратной полярности (обр.3256/6-3256/11) (рисунок 46г), что можно интерпретировать как наличие в породах из этого интервала значительной доли первичной компоненты обратной полярности, препятствующей получению корректного результата теста.

Несмотря на фрагментарность магнитополярных определений, полученные результаты можно расценивать как соответствие критерию внешней сходимости. Нижнесызранские породы в исследуемых разрезах в палеомагнитном отношении аналогичны одновозрастным отложениям в центральной части Саратовского Правобережья, которым свойственна обратная полярность [Шелепов, 2022, 2023], и в то же время кардинально отличаются от низов палеоцена на юге и севере Саратовского Правобережья [Шелепов и др., 2023, Шелепов, 2023] которым свойственна прямая полярность. Прослеживание магнитозоны в четырех разрезах, которые расположены в двух разных районах, удаленных друг от друга более чем на 100 км, является веским аргументом в пользу ее объективного существования.

Магнитозону обратной полярности в нижнесызранской подсвите, с учетом данных по более древним палеоценовым отложениям, в которых ранее зафиксирована еще одна зона обратного знака **R_{1d}** – аналог хрона **C28r** [Шелепов, 2023], предлагается индексировать как **R_{2d}** (рисунок 47) [Шелепов, 2024].

3.3.4. Разрезы Ключи-Вольск, Воскресенское, Красный Октябрь (Вольский район)

Для подтверждения латеральной устойчивости выделенной ранее магнитозоны обратной полярности **R_{2d}** на севере и центральной части

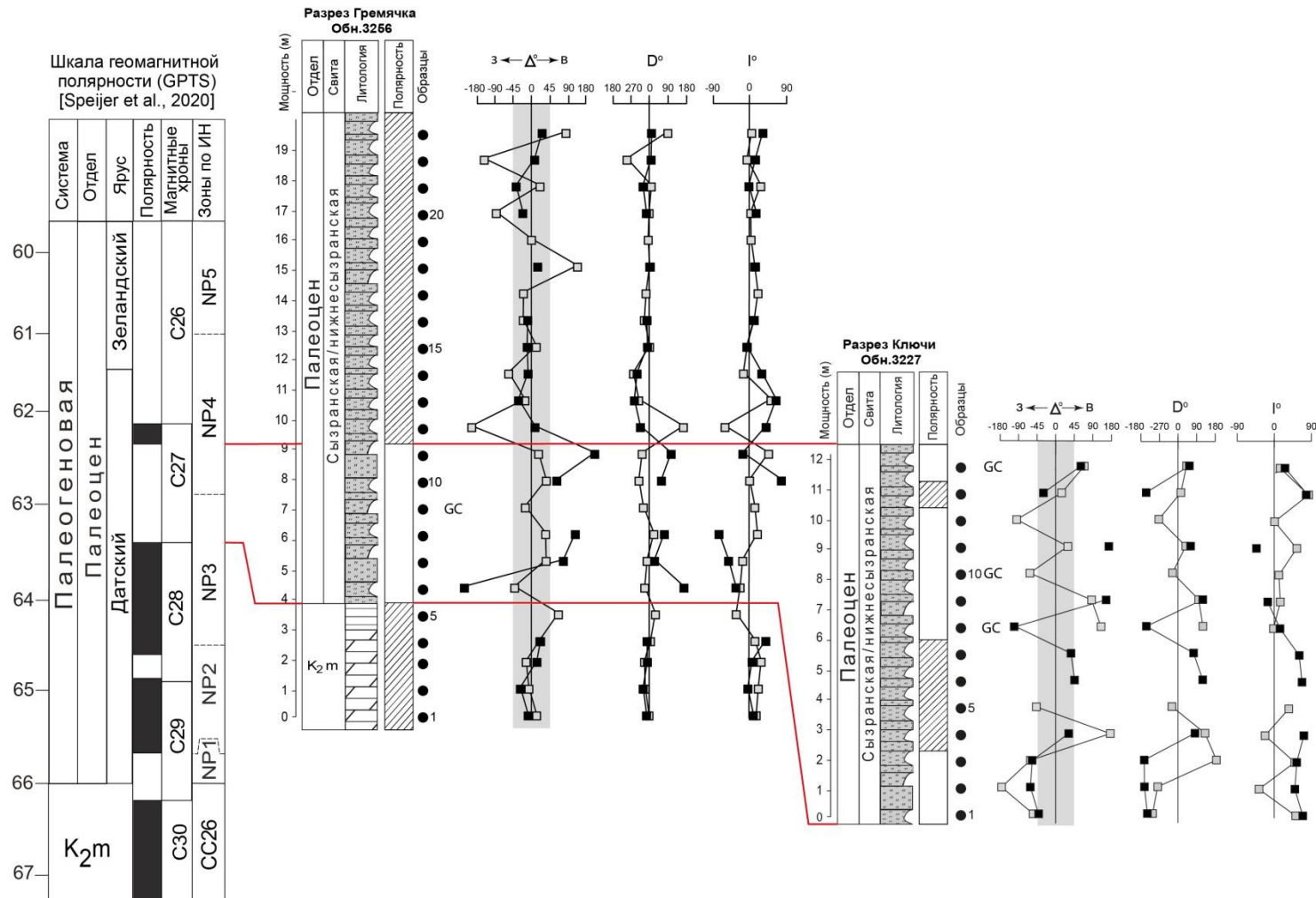


Рисунок 47– Магнитостратиграфические разрезы нижнесызранской подсвиты Гремячка (обн. 3256) и. Ключи (обн. 3227) и их сопоставление со шкалой геологического времени [Speijer et al., 2020]. (D и I – склонение и наклонение компонент намагниченности, Δ – угол между характеристической компонентой и направлением современного поля).

Саратовского Правобережья в Вольском и Воскресенском районах дополнительно были изучены три разреза нижнесызранской подсвиты.

Разрез Красный Октябрь (обн. 3285, 3286 52°0'53" N; 47°18'43" E) расположен на южной окраине г. Вольска, в 7 км от города по дороге в с. Рыбное. Отложения нижнесызранской подсвиты вскрыты в восточной стенке верхней части старого карьера по добыче опоки.

Разрез Ключи-Вольск (обн. 3287, 52°9'45" N; 47°6'7" E) расположен вблизи дороги у с. Ключи, Вольского района. Отложения нижнесызранской подсвиты вскрываются в северо-западной стенке карьера по добыче опоки мощностью ~ 13 м.

Разрез Воскресенское (обн. 3288, 51°50'31" N; 46°57'29" E) расположен на северной окраине одноименного райцентра. Отложения нижнесызранской подсвиты вскрываются в вертикальной стенке старого карьера по добыче опоки, мощностью ~25м.

Отложения в изученных разрезах представлены темно- и светло-серыми опоками (силицитами) со следами ожелезнения в виде светло- и темно-коричневых пятен, аналогичные силицитам, изученным ранее в верхних частях разрезов Белогородня.

Магнитная минералогия и петромагнетизм. В петромагнитном отношении рассматриваемые обнажения дифференцированы слабо (рисунок 48, 49, 50) в силу своей малой намагниченности. Магнитная восприимчивость изменяется от 4.4 до $7.3 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, естественная остаточная намагниченность в среднем составляет от 0.08 до $0.3 \cdot 10^{-3}$ А/м соответственно. Опыты магнитного насыщения, показали, что во всех образцах фиксируется магнитомягкая фаза: J_{rs} приобретает в полях до 100 мТл, а разрушается при 20-40 мТл (рисунок 8 н-п), что характерно для тонкодисперсного магнетита.

Изучение анизотропии магнитной восприимчивости по разрезам Красный октябрь, Ключи-Вольск и Воскресенское) показало, что большинство КЗ концентрируются в центре стереопроекции, а К1 равномерно распределены

Разрез Красный Октябрь
Обн. 3284

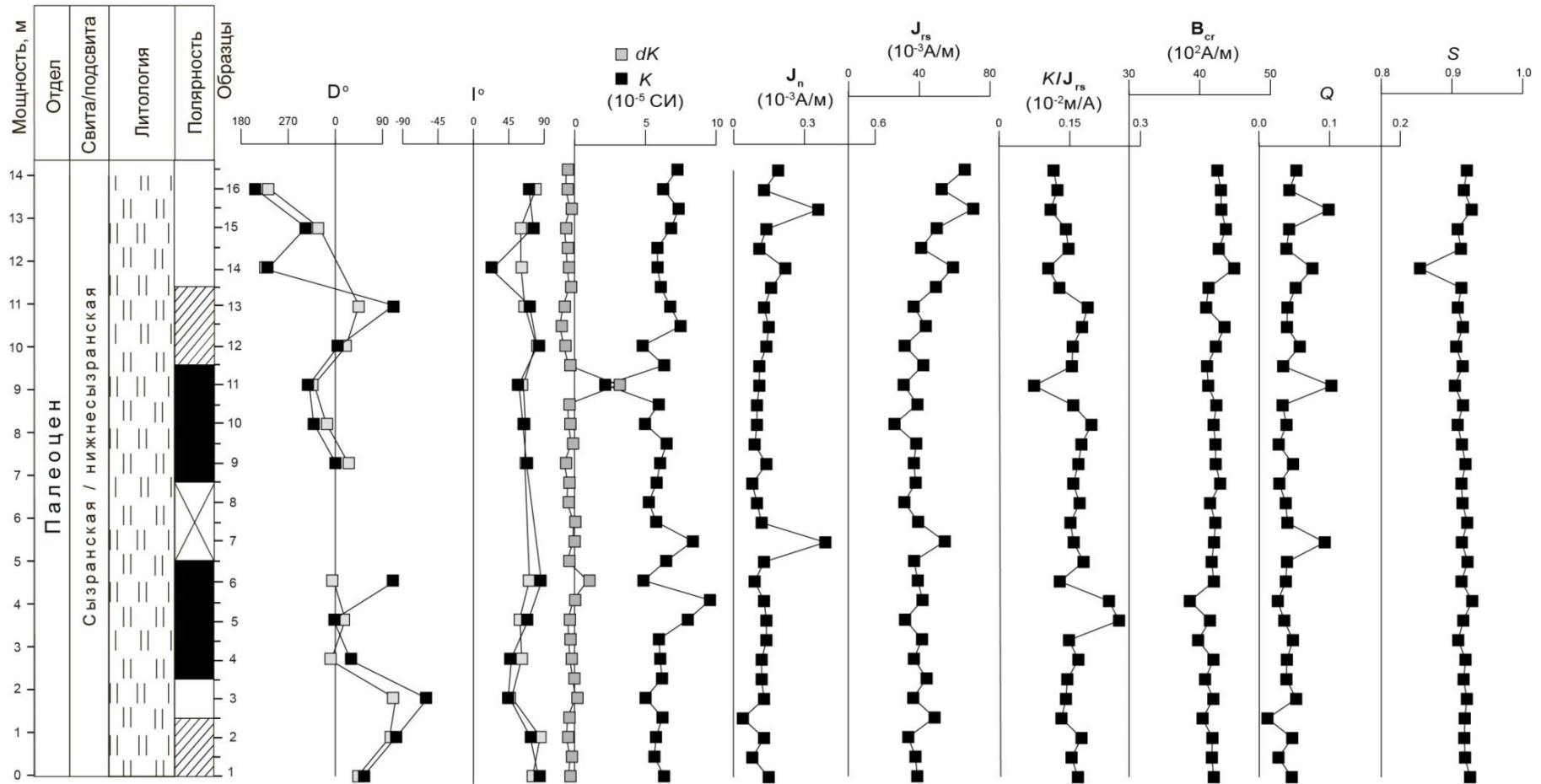


Рисунок 48 – Магнитостратиграфическая характеристика нижнесызранской подсвиты разрезов Красный октябрь (обн. 3285, 3286)



Рисунок 49 – Магнитостратиграфическая характеристика нижнесызранской подсвиты разреза Ключи-Вольск (обн. 3287).

Разрез Воскресенское Обн. 3288

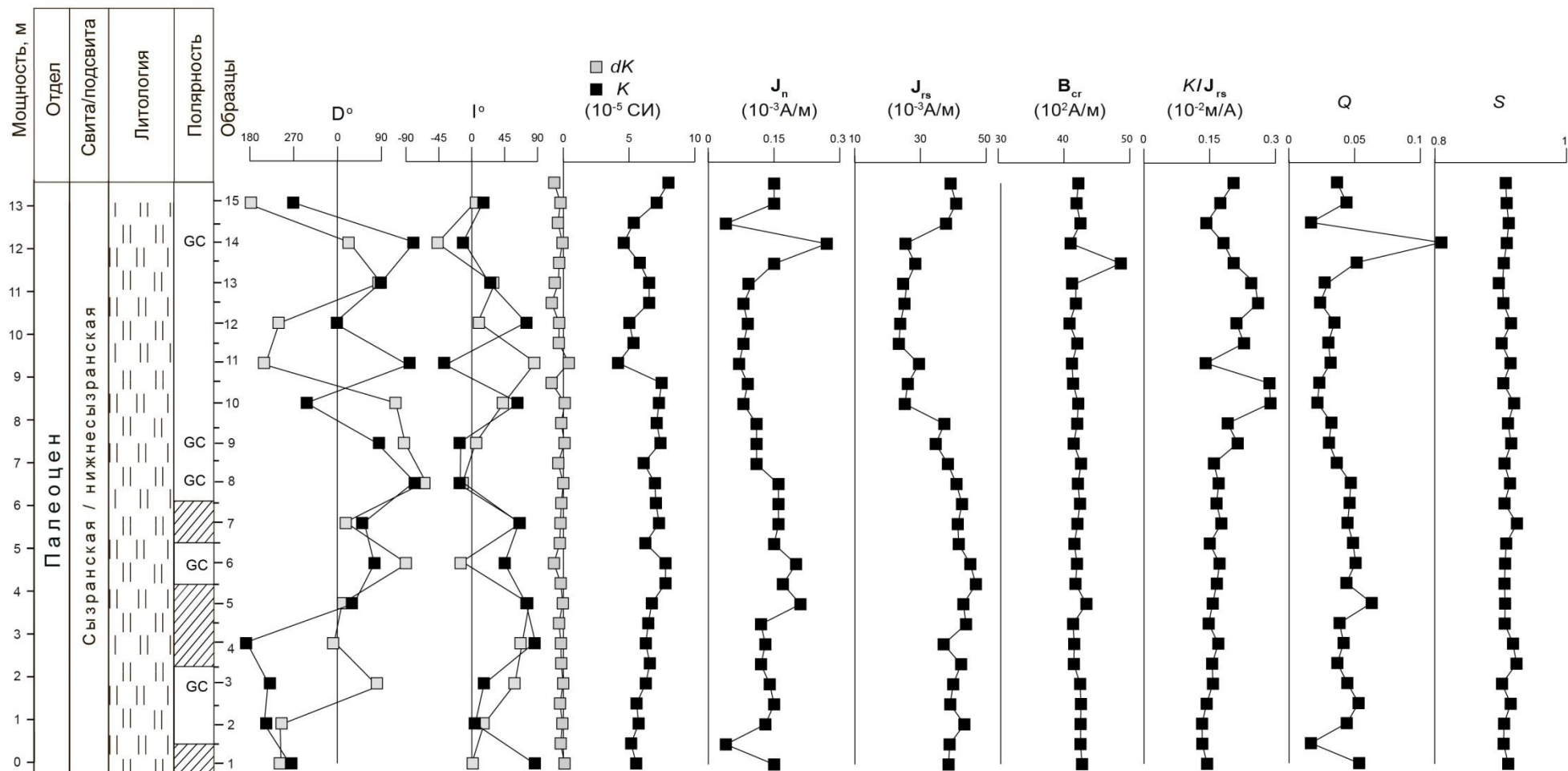


Рисунок 50 – Магнитостратиграфическая характеристика нижнесызранской подсвиты разреза Воскресенское (обн. 3288).

вдоль ее экватора, что характерно для осадков, формировавшихся в относительно спокойной гидродинамической обстановке (рисунок 51).

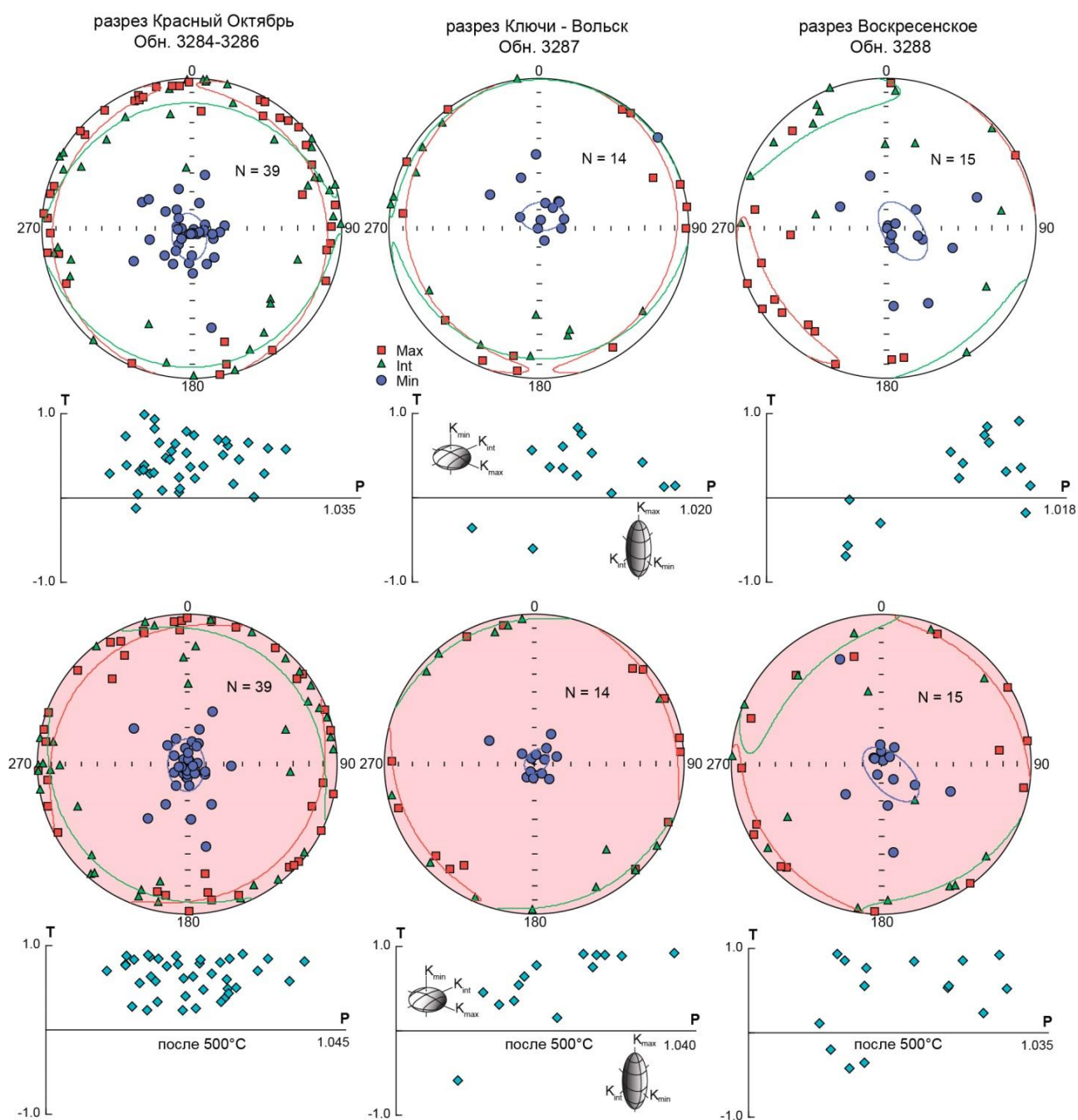


Рисунок 51 – Стереопроекции осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости и диаграммы Желинека до и после прогрева пород разрезов. Красный Октябрь (обн. 3285), Ключи-Вольск (обн. 3287), Воскресенское (обн. 3288).

Палеомагнетизм. Палеомагнитным исследованиям подвергались по два образца с каждого стратиграфического уровня, один из которых размагничивался переменным полем, другой температурой (рисунок 52).

В палеомагнитной колонке разреза Красный Октябрь выделяются три магнитозоны: нижняя обратной (R) полярности, средняя прямой (N) полярности, верхняя (R) вновь обратной полярности. Выделенный интервал обратной полярности (R) в нижней части разреза обоснован по одному образцу и на данный момент не заслуживает доверия, поскольку магнитозона должна быть обоснована образцами, минимум, с трех уровней. Средняя зона прямой (N) полярности выделена по 6 образцам и имеет пропуски в определении полярности и сопоставляется с магнитозоной **N_{2d}**, мощность 8 м. Верхняя зона обратной полярности обоснована по 3 образцам, мощностью 3 м и сопоставляется с магнитозоной **R_{2d}** (рисунок 48).

Палеомагнитные колонки разрезов Ключи-Вольск и Воскресенское представлены одной зоной обратной (R) полярности.

В разрезе Ключи-Вольск зона обратной (R) полярности выделена по 10 образцам, мощностью 12 метров (рисунок 49).

Зона обратной (R) полярности разреза Воскресенское обоснована по 11 образцам, мощностью 13 м (рисунок 50).

Зона обратной полярности в разрезах Ключи-Вольск и Воскресенское можно идентифицировать, как магнитозону **R_{2d}**.

Магнитостратиграфические данные по каждому из этих разрезов в отдельности могут быть обоснованно подвергнуты сомнению из-за многочисленных аномальных палеомагнитных направлений. Однако сходная палеомагнитная структура закономерно прослеживается во всех изученных разрезах, что позволяет с доверием относиться к полученным данным.

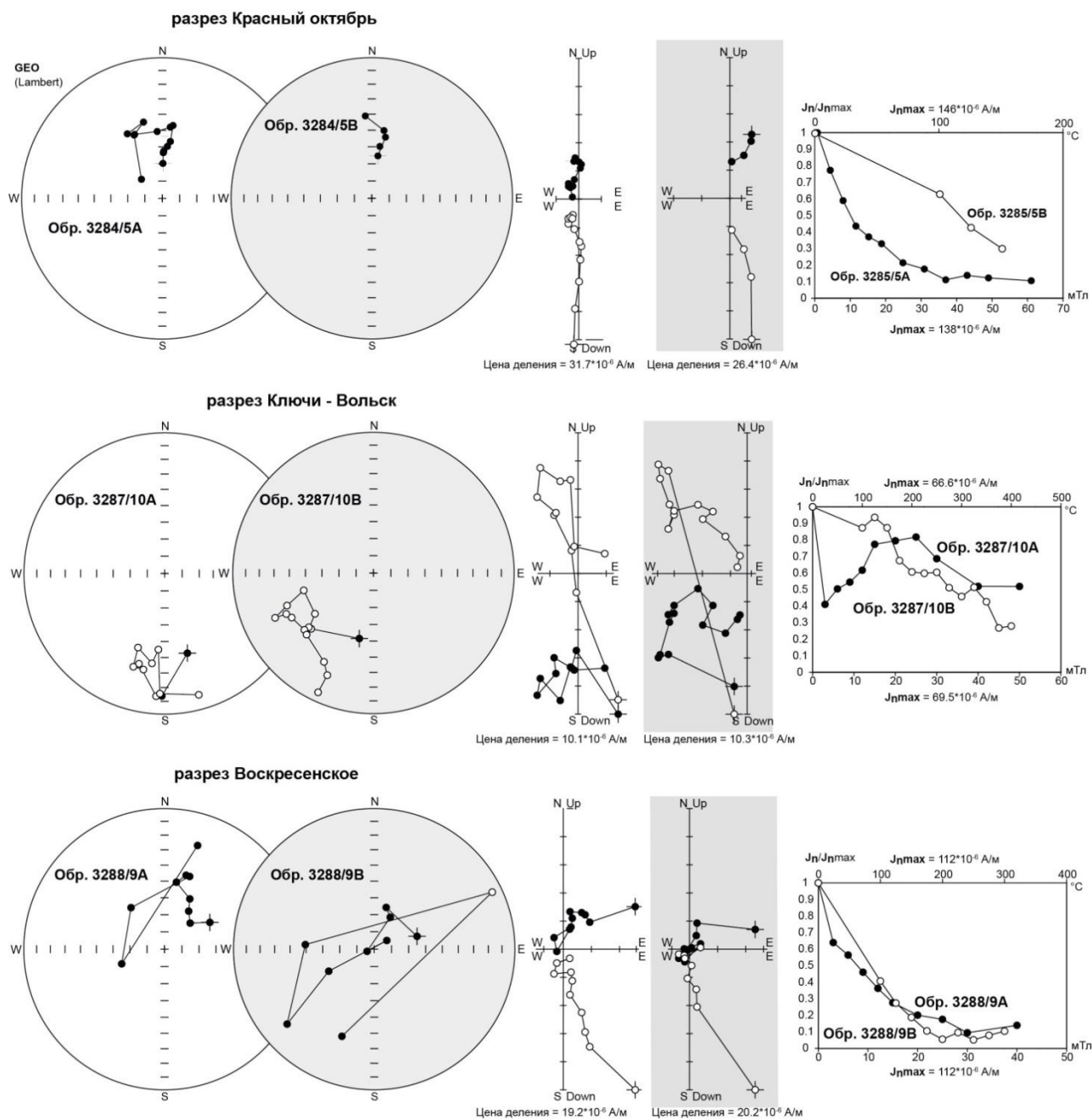


Рисунок 52 – Результаты магнитных чисток образцов разрезов. Красный Октябрь (обн. 3285), Ключи-Вольск (обн. 3287), Воскресенское (обн. 3288): стереографические изображения изменения J_n в процессе размагничивания переменным полем и температурой (серое поле). Диаграммы Зийдervельда, графики размагничивания образцов. Все данные приведены в географической системе координат.

ГЛАВА 4. РЕШЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ПЕТРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

4.1. Магнитостратиграфическая схема датского яруса

Саратовского Поволжья

Магнитостратиграфическая схема датского яруса Саратовского Поволжья является главным итогом полевых и лабораторных работ, проведенных автором в 2021-2025 гг. Схема базируется на результатах детальных комплексных (палеомагнитных, петромагнитных, микропалеонтологических, литолого-минералогических) исследований 24 разрезов датского яруса Саратовского Правобережья (в объеме ключевской пачки, свиты Белогородни и нижнесызранской подсвиты), изученных в 29 обнажениях.

Несмотря на невысокое, в целом, палеомагнитное качество пород, в изученных разрезах удалось обосновать наличие магнитозон прямой или/и обратной полярности, и путем обобщения полученных данных построить первую магнитостратиграфическую схему датского яруса Саратовского Поволжья. Проведенные палеомагнитные исследования в изученных разрезах нижнесызранской подсвиты позволили обосновать наличие четырех магнитозон: двух прямой (N_{1d} , N_{2d}) и 2 обратной полярности (R_{1d} , R_{2d}) и на основе полученных данных впервые построить магнитостратиграфическую схему датского яруса Саратовского Поволжья [Шелепов и др., 2023б] (рисунок 53).

Изученные отложения представляют собой специфический в палеомагнитном отношении объект. Магнитополярная интерпретация полученных данных базировалась на модели (см. главу 2 «Методика работ»), согласно которой большинство пород частично или полностью перемагничены, а выделенные компоненты J_n представляют собой стабилизированные векторные суммы первичной компоненты, связанной с магнетитом, и вторичной компоненты химической природы, обусловленной гидроксидами железа образующиеся при гипергенном окисления магнетитовых или пиритовых зерен.

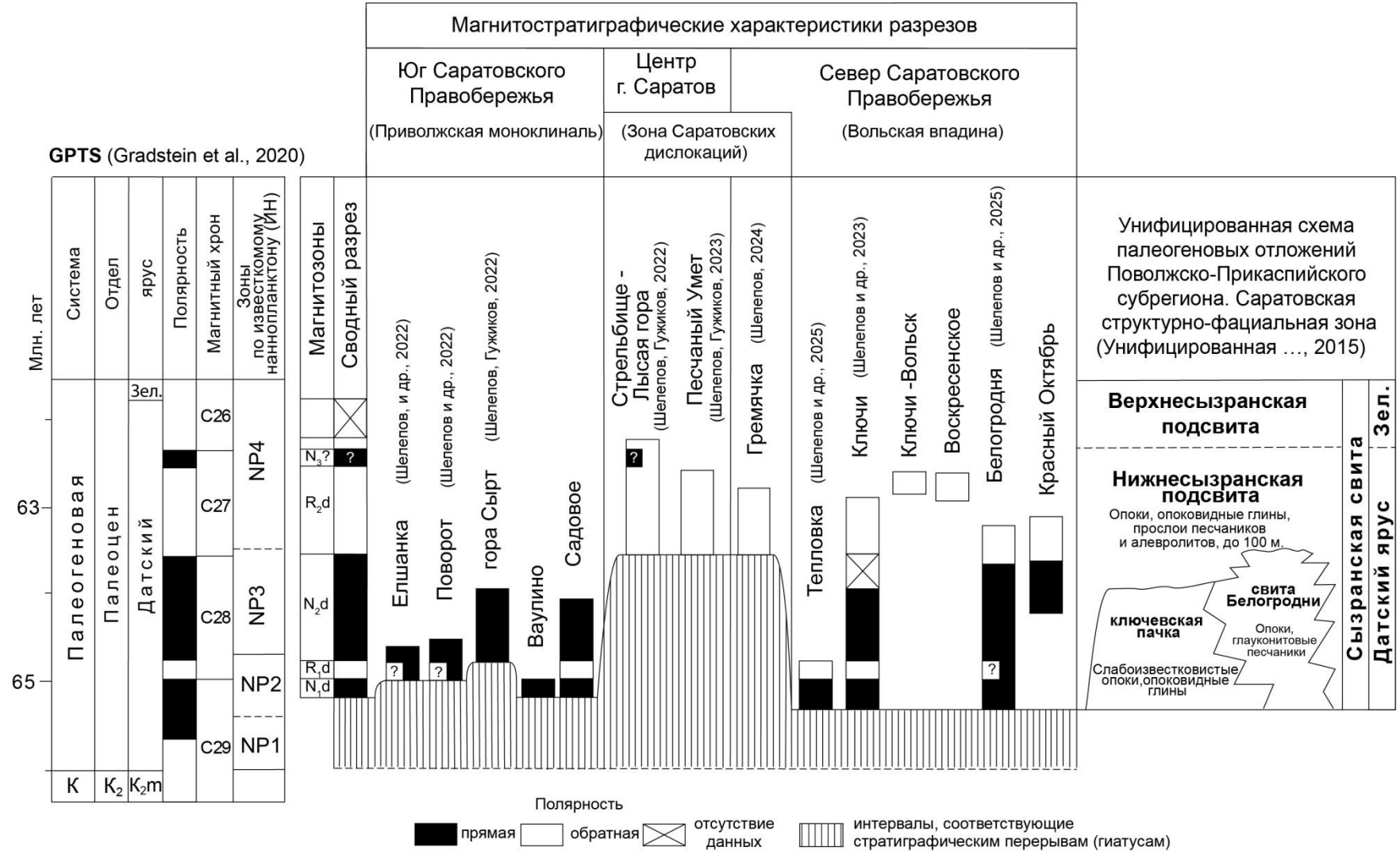


Рисунок 53 – Магнитостратиграфическая схема датского яруса Саратовского Правобережья и ее сопоставление с GPTS.

Конечно, палеомагнитные данные по каждому из этих разрезов в отдельности могут быть обоснованно подвергнуты сомнению, однако сходная палеомагнитная структура закономерно прослеживаемая во всех изученных разрезах позволяет с доверием относиться к полученным данным.

Изученные разрезы нижнесызранской подсвиты находятся на юге Саратовского Правобережья (Приволжская моноклиналь) и в пределах городского округа Саратова (южная часть зоны Саратовских дислокаций). На севере Саратовского Правобережья (северная часть зоны Саратовских дислокаций и Вольская впадина) исследовались разрезы ключевской пачки, свиты Белогродни и нижнесызранской подсвиты.

Две нижние магнитозоны в магнитостратиграфической схеме – **N_{1d}** и **R_{1d}** (прямой и обратной полярности соответственно) надежно обоснованы в ключевской пачке [Sheleпов et al., 2025a], изученной в стратотипе у с. Ключи (Базарно-Карабулакский район) и разрезе Тепловка (Новобурасский район). Скорее всего, аналоги этих магнитозон присутствуют в разрезе нижней части нижнесызранской подсвиты у с. Садовое (Красноармейский район). В таком случае низы сызранской свиты на юге Саратовского Правобережья оказываются столь же древними, как и ключевская пачка. Однако для подтверждения этого важного вывода, учитывая низкое палеомагнитное качество пород в разрезе Садовое, необходимо проследить магнитозону **R_{1d}** в других разрезах на территории Красноармейского района (помимо разрезов Елшанка и Поворот, где интервалы обратного знака в подошве сызранской свиты, представленной глауконитовым песчаником, не заслуживают полного доверия, поскольку выделены лишь предположительно на единичных уровнях).

Нельзя исключить наличие аналогов **R_{1d}** и в стратотипе свиты Белогродня (близ одноименного бывшего села Вольского района, но доказательство ее существования требует проведения дополнительных детальных исследований, поскольку интервал обратной полярности в низах свиты обоснован только на двух соседних уровнях в обн. 3223 и на одном в обн. 3267.

Третья снизу магнитозона в схеме – **N₂d** (прямой полярности) уверенно прослеживается во всех изученных разрезах датского яруса на территории Приволжской моноклинали и Вольской впадины, а отсутствует только в зоне Саратовских дислокаций. На севере Саратовского Правобережья она соответствует свите Белогродни и нижней части нижнесызранской подсвиты (ряд обнажений в стратотипическом районе развития свиты Белогродни и карьер Красный Октябрь на южной окраине г. Вольска). Низы **N₂d** могут соответствовать верхам ключевской пачки, в зависимости от выбора критерия для определения кровли последней (см. раздел 4.2). Возможно, в ряде разрезов свиты Белогродни и низов нижнесызранской подсвиты на юге Саратовской области (разрезы Сырт, Ваулино) магнитозона **N₂d** является суперпозицией зон **N₁d** и **N₂d**.

Верхняя магнитозона – **R₂d** (обратной полярности) выявлена в центре и на севере Саратовского Правобережья. В зоне Саратовских дислокаций ее присутствие подтверждено в разрезах Лысая гора, Песчаный Умет (г. Саратов) и Гремячка (Новобурасский район), в Ульяновско-Саратовском прогибе – в разрезах свиты Белогродни, разрезах Ключи (Базарно-Карабулакский район), Ключи-Вольск (Вольский район) и Воскресенское (на северной окраине одноименного райцентра). В верхах магнитозоны **R₂d**, по результатам изучения верхов нижнесызранской подсвиты и верхнесызранской подсвиты в разрезе Стрельбище (Лысая гора), намечается интервал прямой полярности, но без надежных свидетельств о его латеральной устойчивости преждевременно делать вывод о наличии в датском ярусе Поволжья еще одной магнитозоны (**N₃d?**). Нельзя исключить, что породы, слагающие пограничный интервал нижнесызранской и верхнесызранской подсвит, полностью перемагничены.

Благодаря относительно простой палеомагнитной структуре датского яруса и имеющимся в распоряжении микропалентологическим данным (см. раздел 4.2.) идентификация магнитозон, выделенных в датском ярусе Саратовского Поволжья, с хронами GPTS [Speijer et al., 2020] не вызывает

затруднений: магнитозоны **N_{1d}**, **R_{1d}**, **N_{2d}** и **R_{2d}** являются аналогами хронов **C29n**, **C28r**, **C28n** и **C27r** соответственно.

Доказательством существования магнитозоны **N_{3d}?** могло бы быть ее прослеживание в одновозрастных отложениях удаленных разрезов. Тогда магнитозону **N_{3d}?** следовало бы отождествить с хроном **C27n**, и, с точки зрения магнитохронологической калибровки, это означало бы принадлежность, по крайней мере, нижней части верхнесызранской подсвиты к датскому ярусу (в существующем варианте стратиграфической схемы [Унифицированная ..., 2015] вся верхнесызранская подсвита, условно отнесена к зеландию).

4.2. Уточнение возраста местных стратиграфических подразделений (ключевская пачка, свита Белогродня, подошва нижнесызранской подсвиты) путем магнитостратиграфической калибровки

Низы палеоцена Саратовского Правобережья представлены нижнесызранской подсвитой, свитой Белогродни и ключевской пачкой [Унифицированная..., 2015]. Свита Белогродни и ключевская пачка распространены локально (север Саратовского Правобережья), залегают на размытой поверхности мелоподобных мергелей радищевской свиты или мергелей николаевской свиты (маастрихтский ярус) и перекрываются опоками и опоковидными глинами нижнесызранской подсвиты (датский ярус). В районах, где ключевская пачка или свита Белогродни отсутствуют, нижнесызранская подсвита залегает на размытой поверхности меловых отложений.

Ключевская пачка, с долей условности, считается самой древней среди палеоценовых отложений Саратовского Правобережья [Унифицированная..., 2015]. Принадлежность пачки к низам датского яруса не вызывает сомнений, но более детальные сопоставления с возрастными аналогами стратотипических областей невозможны из-за скудости макро- и микропалеонтологических находок. Также до настоящего времени не установлены возрастные соотношения между ключевской пачкой и свитой Белогродни.

Ключевская пачка мощностью до 15 м представленная серыми слабоглинистыми опоками и опоковидными глинами, отличается карбонатностью пород от аналогичных, но некарбонатных опок нижнесызранской подсвиты.

Биостратиграфическая характеристика ключевской пачки в районе работ, базирующаяся на обобщении опубликованных данных [Дигас, 1976; Курлаев и др., 1981; Alekseev et al., 1999; Мусатов, Христенко, 2004; Овечкина, Алексеев, 2004; Овечкина, 2007], приведена в объяснительной записке к Унифицированной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона [Унифицированная..., 2015].

В разрезе Ключи обосновано наличие верхов маастрихтского яруса – зоны CC26 (подзоны UC20d) по наннопланктону [Alekseev et al., 1999; Овечкина, Алексеев, 2004; Овечкина, 2007].

Определения наннопланктона из разреза Ключи (обр. 3226) [Sheleпов et al., 2025a] не дали принципиально новых сведений, по сравнению с материалами, полученными по ключевской пачке ранее [Мусатов, Христенко, 2004]. В интервале обр. 3236-1–3236-7 обнаружена масса переотложенного верхнемелового наннопланктона и карбонатного шлама, часто встречаются обломки и целые раковины фораминифер. Палеогенового наннопланктона не обнаружено. При этом количество наннопланктона и степень его сохранности закономерно убывают вверх по разрезу.

В интервале обр. 3226-8–3226-16 не обнаружено ни наннопланктона, ни карбонатного шлама. В слабоизвестковых образцах 3226-17, 3226-19 и 3226-22 (с содержанием Са 1–3.5%) переотложенного наннопланктона и карбонатного шлама мало. Сохранность кокколитов средняя и плохая, среди них встречаются редкие палеогеновые виды. Выше обр. 3236 ни микропалеонтологических остатков, ни карбонатного шлама не встречено. Важно, что сохранность палеогеновых видов наннопланктона сходна с сохранностью меловых видов. Это обстоятельство указывает на переотложенный характер палеогеновых кокколитов и очень хорошо согласуется с результатами

магнитостратиграфической корреляции, свидетельствующими о разной полноте разрезов ключевской пачки в обн. 3220 и 3226, вероятно, вследствие локальных тектонических активизаций, приводивших к появлению участков суши и незначительному размыву уже сформировавшихся палеоценовых осадков.

Присутствие в комплексе видов *Prinsius dimorphosus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus primus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Cruciplacolithus asymmetricus*, *Markalius inversus* (мел–палеоген), *Zeugrhabdotus sigmoides* (мел–палеоген) свидетельствует о том, что отложения в интервале обр. 17–22 сформировались не ранее уровня наннопланктонной зоны NP3, так как вид *Cruciplacolithus asymmetricus* характерен преимущественно для указанной зоны. Это вывод полностью соответствует заключению о датировке ключевской пачки верхами зоны NP2 и низами зоны NP3, базирующейся на сопоставлении палеомагнитной характеристики ключевской пачки со шкалой геологического времени [Speijer et al., 2020].

Палеомагнитная колонка низов палеоцена в обнажении 3226 (с. Ключи) образована чередованием трех магнитозон: нижней прямой полярности **N_{1d}**, средней обратной полярности **R_{1d}** и верхней прямой полярности **N_{2d}**. В обн. 3220 (с. Ключи) зафиксированы две магнитозоны: нижняя прямой полярности **N_{1d}**, соответствующая верхам маастрихта, и верхняя обратной полярности, являющаяся аналогом зоны **R_{1d}** в обн. 3226. Отсюда следует вывод о большей полноте низов ключевской пачки в обн. 3226, чем в обн. 3220.

Разрез Тепловка (обн. 3262) характеризуется преимущественно прямой полярностью **N_{1d}**, свойственной как верхам маастрихта, так и ключевской пачке. Четыре уровня с обратными и аномальными направлениями **J_n** закономерно группируются в верхах разреза, образуя магнитозону обратной полярности видимой мощностью ~3 м. Вероятнее всего, эта магнитозона является аналогом низов зоны **R_{1d}** в районе с. Ключи. Правомерность такого варианта палеомагнитной корреляции подтверждается хорошей согласованностью петромагнитных и геохимических данных.

Таким образом, в сводном разрезе Ключи–Тепловка выделены три магнитозоны: нижняя **N_{1d}** прямой полярности, средняя **R_{1d}** обратной полярности и верхняя **N_{2d}** прямой полярности. Первые две магнитозоны соответствуют ключевской пачке, а последняя – пограничному интервалу ключевской пачки и нижнесызранской подсвиты [Sheleпов et al., 2025a]. Интервал прямой полярности, соответствующий верхам маастрихта, нецелесообразно объединять с нижней магнитозоной, учитывая наличие перерыва в осадконакоплении на границе мела–палеогена. Возможно, он является частью магнитозоны прямой полярности **N_{1m}** (аналога хрона **C30n**), выделенной ранее в маастрихте Саратовского Правобережья [Гужикова, Беньямовский, 2018; Guzhikov et al., 2020]. Однако имеющихся данных недостаточно для надежной магнитополярной характеристики верхов маастрихта в данном районе.

Направления современного и палеоценового поля статистически одинаковы (результаты статистической оценки угла между направлениями по [Debiche, Watson, 1995] – $6.8 \pm 7.6^\circ$). Однако среднее направление компоненты намагниченности прямой полярности по палеоценовым отложениям в обоих разрезах значительно отличается как от направления перемагничивания современным полем, так и от палеоценового поля, полученного путем пересчета из ключевого полюса (таблица 6). Залегание слоев повсеместно субгоризонтальное, поэтому отмеченную разницу нельзя объяснить неучетом тектонического наклона. Если палеоценовые вариации в изученных отложениях осреднены, то следует признать “загрязненность” **ChRM** компонентой, которая не является первичной и не связана с современным полем. Если же время образования исследуемых отложений сопоставимо с характерным временем палеоценовых вариаций, то наблюдаемые различия, в принципе, могут быть обусловлены их влиянием.

Средние направления намагниченности прямой полярности в разрезах Тепловка и Ключи значительно различаются, но средние направления, рассчитанные по магнитозоне **N_{1d}** (или по верхам этой магнитозоны),

статистически совпадают в разных разрезах (таблица 6). Это обстоятельство также согласуется с предположением о влиянии вариаций на среднее палеомагнитное направление в разрезе, хотя и не доказывает его.

В пользу древнего возраста намагниченности косвенно свидетельствуют как отсутствие знака полярности магнитозон от вещественного состава пород, так и прослеживание зоны **R_{1d}** в разновозрастных отложениях разных разрезов. Одновозрастность пород, охваченных магнитозоной обратной полярности в районах сёл Тепловка и Ключи, дополнительно контролируется геохимическими и петромагнитными параметрами (рисунок 35).

Наличие в разрезе Ключи аналогов хрона **C28r** позволяет оценить среднюю скорость осадконакопления: отношение мощности магнитозоны **R_{1d}** (~6 м) к продолжительности хрона **C28r** (217 тыс. лет; Speijer et al., 2020) дает среднюю скорость 2.8 см/тыс. лет. Исходя из этой оценки, можно заключить, что изученные палеоценовые отложения мощностью ~20 м сформировались за временной интервал не более 900 тыс. лет. Подобная длительность сопоставима с максимальным характерным временем палеоценовых вариаций – менее 106 лет (Merrill, 2007, McFadden, 1990), что допускает возможность их влияния на среднее палеомагнитное направление в изученных разрезах [Шелепов и др., 2023; Shelepov et al., 2025a].

Средняя скорость формирования датских отложений в разрезе Ключи почти в 3 раза превышает скорость формирования пород в стратотипическом разрезе свиты Белогородни (~1 см/ тыс. лет), определенную ранее путем циклостратиграфического анализа данных о химическом составе [Суринский и др., 2023].

Глауконититы являются хорошими индикаторами снижения скорости осадконакопления и процессов конденсации [Барабошкин и др., 2002]. Поэтому подобное соотношение скоростей выглядит весьма правдоподобно: ведь опоки, слагающие ключевскую пачку и нижнесызранскую подсвиту, безусловно, образовывались быстрее, чем глауконититы свиты Белогородни.

Таблица 6 – Статистические палеомагнитные параметры разрезов Ключи, Тепловка

	n	D_{cp}°	I_{cp}°	α_{95}°	Угол ($^{\circ}$) между векторами *
Направление перемагничивания современным геомагнитным полем в районе исследований		0	68.7	10 **	15.7±8.5
Магнитозоны N_{1d} и N_{2d} в разрезах Тепловка (обн. 3262) и Ключи (обн. 3226)	61	27.5	57.8	5.9	
Направление поля на исследуемой территории, пересчитанное из полюса 65 млн. лет для стабильной Европы (Besse, Courtillot, 2002)		4.0	61.1	2.7	12.1±4.8
Магнитозона N_{1d} в разрезе Тепловка (обн. 3262)	37	22.5	54.2	7.5	10.6±9.0°
Магнитозоны N_{1d} и N_{2d} в разрезе Ключи	24	37.4	62.8	9.5	
Магнитозона N_{1d} в разрезе Тепловка (обн. 3262)	37	22.5	58.7	7.5	2.8±12.1°
Магнитозона N_{1d} (Ключи)	6	23.4	61.5	16.0	
Верхи магнитозоны N_{1d} в разрезе Тепловка (обр. 3262-22 – 3262-26)	9	22.2	61.6	15.2	0.6±16.2
Магнитозона N_{1d} в разрезе Ключи	6	23.4	61.5	16.0	

Углы, образуемые векторами, даны с ошибками ($\pm$), определяемыми статистической оценкой, согласно [Debiche, Watson, 1995]. Если угол больше ошибки, то вектора различаются значимо, если наоборот, то вектора статистически совпадают (Debiche, Watson, 1995).

** За α_{95} для современного поля принята максимальная амплитуда вековой вариации [Бахмутов, 2006].

Сопоставления со шкалой геомагнитной полярности установлено, что магнитозоны прямой и обратной полярности, выявленные в пределах ключевской пачки и низов нижнесызранской подсвиты, являются аналогами магнитных хронов **C29n, C28r, C28n** и соответствуют пограничному интервалу зон NP2 и NP3 по наннопланктону [Sheleпов et al., 2025a] (рисунок 54, 55).

Свита Белогродни на основании микропалеонтологических данных предположительно сопоставляется с верхней частью датского яруса не древнее зоны NP4 по наннопланктону [Унифицированная..., 2015]. Однако О.Н. Васильевой (2017) в стратотипе свиты Белогродни по результатам палинологического изучения был обоснован возраст отложений в диапазоне стандартных зон D1 – D3 по диноцистам и NP2 – NP4 по известковистому наннопланктону [Васильева, 2017, Speijer et al., 2020].

Зональное деление отложений датского возраста, на первый взгляд не вызывает особых трудностей. Последовательное появление крупных видов рода *Cruciplacolithus*, а также видов других родов позволяет достаточно уверенно проводить зонирование (рисунок 56). В то же время, за последние несколько десятилетий выделены новые виды в составе рода *Cruciplacolithus*, которые незначительно отличаются друг от друга и с трудом идентифицируются в оптическом микроскопе. Кроме того, у разных авторов имеются различные, порой кардинально несовпадающие мнения, касающиеся определения того или иного вида. Соответственно, появляются проблемы и в зональном делении.

Зональная шкала О. Варол [Varol, 1989] (рисунок 56), напротив, разработана на основе более холодноводных разрезов Северного моря, с выделением значительного числа зон и подзон с очень коротким временным охватом, принятые для зонирования виды-индексы, в своем большинстве, обнаруживаются в палеоценовых комплексах разрезов Предкавказья, Прикаспия и Поволжья, что делает ее наиболее приемлемой для использования в данной работе. В соответствии с вышесказанным, за основу при зональном расчленении изученных разрезов принята зональная шкала О. Варол [Varol, 1989].

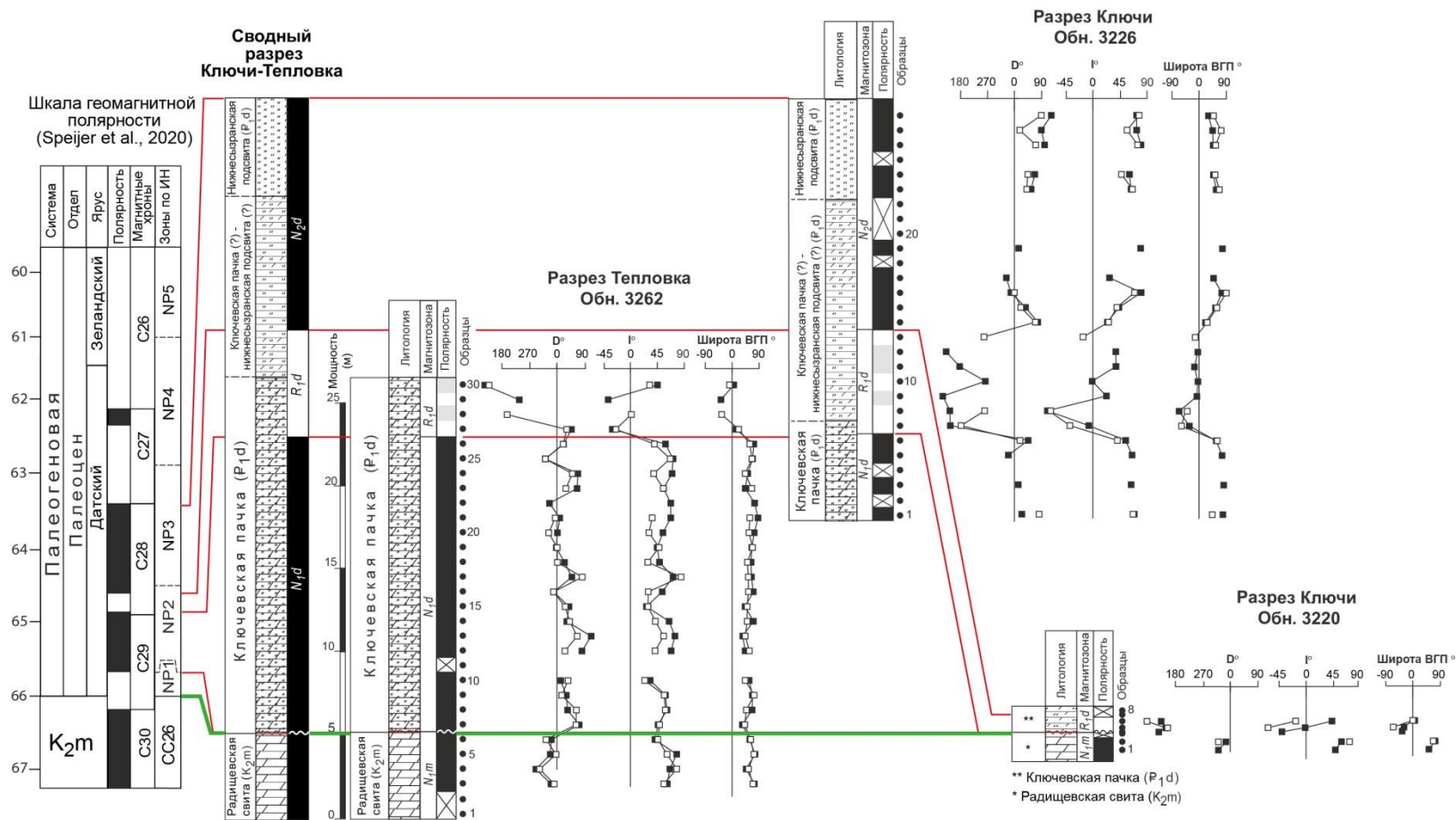


Рисунок 54 – Палеомагнитные данные по изученным разрезам (D и I – склонение и наклонение компонент намагниченности, ВГП – виртуальный геомагнитный полюс), сводная палеомагнитная колонка разреза Ключи–Тепловка и результаты ее сопоставления с шкалой геологического времени [Spreijer et al., 2020]. Черные и белые маркеры на графиках – по результатам размагничивания переменным полем и температурой соответственно.

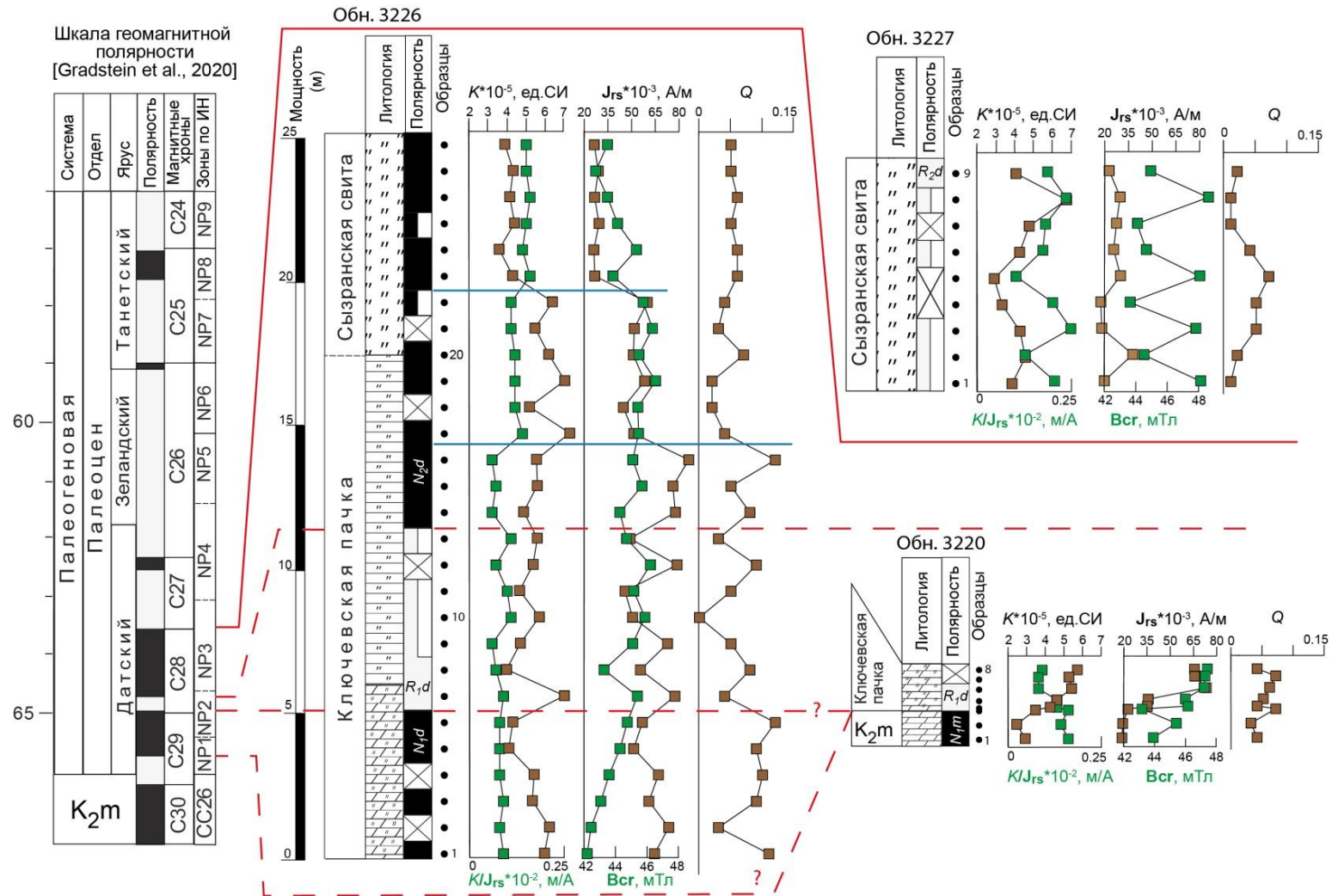


Рисунок 55 – Магнитостратиграфические характеристики пограничного интервала маастрихта–дания в районе с. Ключи и их сопоставление с шкалой геомагнитной полярности.

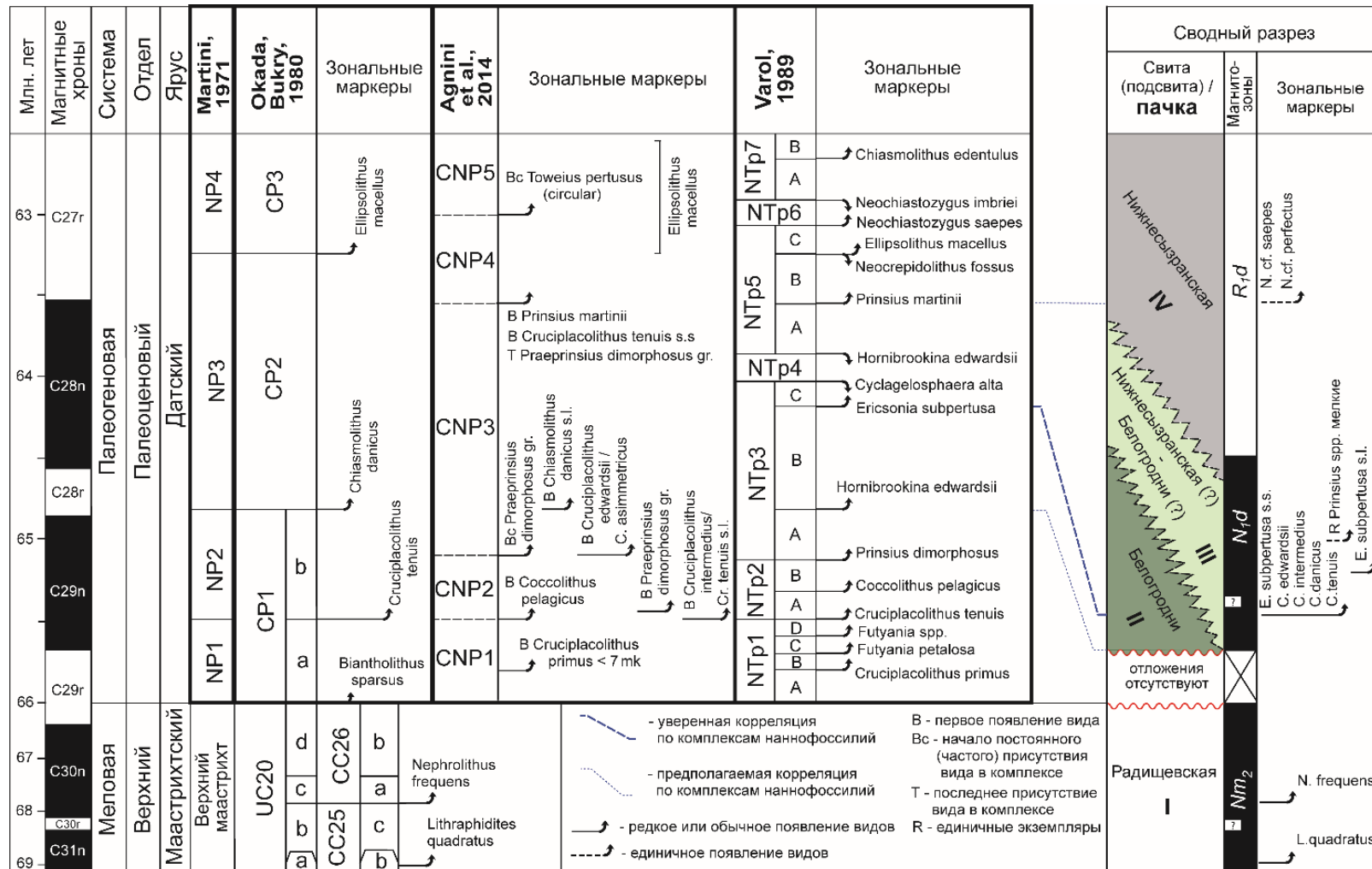


Рисунок 56 – Сопоставление зональных шкал датского яруса по известковому наннопланктону разных авторов.

Палеогеновые комплексы практически во всех образцах весьма объединенные как в количественном, так и в видовом составе. В нижней части разреза переотложенные меловые виды и мелкий карбонатный шлам преобладают. Вверх по разрезу количество меловых видов значительно снижается, как и карбонатного материала. Насыщенность палеогеновыми таксонами образцов вверх по разрезу постепенно снижается, но не линейно, а циклически, в отдельных образцах кокколитофитов почти нет, в то же время в вышележащих образцах содержание может быть охарактеризовано, как среднее и так практически по всему разрезу свиты Белогородни. В нижнесызранской подсвите содержание видов снижается вверх по разрезу постепенно [Sheleпов et al., 2025b].

Необходимо отметить, что во всех изученных разрезах свита Белогородни залегает на меловых породах верхнего маастрихта, отнесенных по присутствию в комплексах вида *Nephrolithus frequens* к подзоне UC20с или подзоне CC26a.

В обн. 3218 в верхнемеловой части разреза выделена подзона UC20a или подзона CC25b по появлению вида-индекса *Lithraphidites quadratus* (обр. 3218/4) и выше по разрезу (обр. 3218/9) – подзона UC20с или подзона CC26a - по появлению *Nephrolithus frequens*.

Наиболее полно разрез свиты Белогородни представлен в обн. 3223, по данному разрезу изучено 50 образцов.

Обр. 3223/1 взят из кровельной части меловых отложений пачки I. Комплекс представлен видами характерными для зоны CC26.

Образцы 3223/2-3223/24 отобраны из пачки II нижней половины свиты Белогородни. В образцах 2-4 наннопланктон отсутствует. С обр. 3223/5 по обр. 3223/24 присутствуют палеоценовые виды. Комплексы характеризуются слабой насыщенностью кокколитами, в некоторых образцах (3223/9, 3223/11, 3223/17) наннопланктон отсутствует. В большей части образцов ассоциации представлены немногочисленными палеоценовыми и переотложенными меловыми видами.

На основании появления в комплексах (практически во всех образцах) *Cruciplacolithus edwardsii*, единичных *Chiasmolithus danicus* данная пачка может быть отнесена к зоне NP3 [Martini, 1971], присутствие вида *Ericsonia subpertusa* уточняет возраст отложений, которые могут быть сопоставлены с началом подзоны NTr3C [Varol, 1989], то есть несколько выше основания зоны NP3. По данным сайта www.mikrotax.org/Nannotax3 уровень появления *Ericsonia subpertusa* определяется не ранее 64.2 млн. лет (основание хрона **C28n**), приблизительно в средней части зоны NP3. Необходимо отметить, что первое появление мелких единичных экземпляров *Ericsonia subpertusa* отмечается с обр. 3223/5 по обр. 3223/9. Выше с обр.10 данный вид встречается чаще и приобретает свой нормальный размер. Указанный характер распределения этого стратиграфически важного вида может свидетельствовать о несколько более древнем его появлении, приближающемся к нижней границе зоны NP3. С этой точки зрения, сдвоенный интервал обратной полярности в низах разреза 3223, гипотетически может быть аналогом хрона **C28r** в основании свиты Белогродни, но имеющихся палеомагнитных данных для подобного заключения недостаточно.

Отсутствие палеогенового наннопланктона в основании свиты Белогродни (обр.3223/4), вероятнее всего, связано с неблагоприятными условиями начала трансгрессии – повышенная мутность вод, интенсивная прибойная гидродинамика, опреснение и т.д. Возрастная датировка этих отложений на данный момент невозможна. Весьма условно, они отнесены к нижней части зоны NP3.

Образцы 3223/25-3223/37 отобраны из переходной пачки III. Комплексы остаются слабо насыщенными, но все же несколько более обильными, снижается содержание меловых видов. В целом, видовой состав остается почти идентичным комплексам из пачки II.

Эти данные подтверждают вывод о том, что формирование свиты Белогродни началось не ранее 64.7 млн. лет и не позднее 64.2 млн. лет, то есть

пачки II и III могут быть достаточно уверенно отнесены к зоне NP3, возможно с уровня, который можно сопоставить с началом подзоны NTp3C [Varol, 1989].

Образцы 3223/38-3223/50 отобраны из пачки IV нижней части нижнесызранской подсветы. Комплексы наннопланктона остаются весьма обедненными. Видовой состав претерпевает незначительные изменения – становится весьма редким *Cruciplacolithus edwardsii* и появляются единичные *Neochiatozygus* cf. *saepes* (обр. 3223/43, 3223/48-3223/50). Появление последнего вида по данным О. Варол [Varol, 1989] приурочено к верхней части зоны NP3 или подзоне NTp5B.

Полученные результаты позволяют с некоторым допущением датировать данные отложения подзоной NTp5B схемы О. Варол [Varol, 1989] или верхней частью зоны NP3-основанием зоны NP4 шкалы Е. Мартини [Martini, 1971], что хорошо согласуется с выделением в основании нижнесызранской подсветы хрона C27r.

Известковый наннопланктон изучен из обн. 3218 (14 обр.), 3219 (11 обр.), 3224 (8 обр.) и 3263 (15 обр.). Практически все образцы, отобранные из пачек II, III, IV, содержат сходный видовой состав с комплексами, выделенными из пород соответствующих пачек в обн. 3223. Наиболее интересным представляется появление в нижней части пачки IV в обн. 3263 (обр. 3263/30, 3263/39) мелких видов *Neochiatozygus* cf. *saepes*, *Neochiatozygus* cf. *modestus*, *Neochiastozygus* cf. *perfectus* и единичных экземпляров *C. tenuis*.

Виды рода *Neochiatozygus*, как указывалось выше, встречаются в единичных экземплярах, их точное видовое определение затруднительно в связи с мелкими размерами и заметными следами выщелачивания и механического повреждения.

Вид *Neochiastozygus perfectus* наиболее характерен для зоны NP4, причем для ее средней части или для средней части подзоны NTp7B по шкале О. Варол (1989). Однако следует обратить внимание на то, что автор отмечает появление мелких экземпляров вида, сходного с *N. perfectus*, уже в подзоне NTp5B, то есть в верхней части зоны NP3. Соответственно пачка IV в обн. 3263, также как в

обн. 3223, может быть сопоставлена с верхней частью зоны NP3 – основанием NP4.

К сожалению, в изученных комплексах практически полностью отсутствуют виды рода *Prinsius*, в том числе и *P. martini*, а также большинство видов рода *Nejchiastozygus*, за исключением единичных мелких экземпляров плохой сохранности, что, вероятно, связано с неблагоприятными для данного рода экологическими условиями (низкие температуры, опреснение, повышенная мутность, активная гидродинамика и др.). В связи с этим, возрастные датировки весьма условны и опираются, в основном, на присутствие в комплексах относительно многочисленных *C. edwardsii*, *Ericsonia subpertusa* и единичных *C. danicus*. Отнесение свиты Белогородни к верхней части зоны NP3 или к подзоне NTr3C, а основание нижнесызранской подсвиты к кровле зоны NP3 – основанию NP4(?) не противоречат результатам палеомагнитных исследований.

Из полученных результатов, принимая во внимание данные по разрезам р. Хей, Новоузенская опорная скв.1 [Shcherbinina et al., 2022; Musatov et al., 2018; Васильева и др., 2010], следует, что начало формирования свиты Белогородни (пачка II) близко к уровню нижней границы зоны NP3 (нижние 2 метра). Более высокие горизонты пачки II сопоставляются с серединой зоны NP3. Пачка III, вероятно, соответствует средней – верхней части зоны NP3. Пачка IV в основании нижнесызранской подсвиты может быть датирована верхней частью зоны NP3 – началом зоны NP4 [Shelepov et al., 2025b].

Сопоставление бizonального палеомагнитного строения низов палеоцена в изученных разрезах со Шкалой геомагнитной полярности (GPTS) [Speijer et al., 2020] не вызывает затруднений. В датском интервале GPTS преобладание режима прямой полярности характерно только для первой половины века (хроны C29 – C28) (рисунок 57). Поэтому нижняя магнитозона N_{1d} может быть аналогом хрона C28n, либо суперпозиции хронов C29n + C28n, а верхняя магнитозона R_{2d} однозначно идентифицируется с хроном C27r [Shelepov et al., 2025b]. Теоретический вариант сопоставления зон N_{1d} и R_{1d} с хронами C29n и

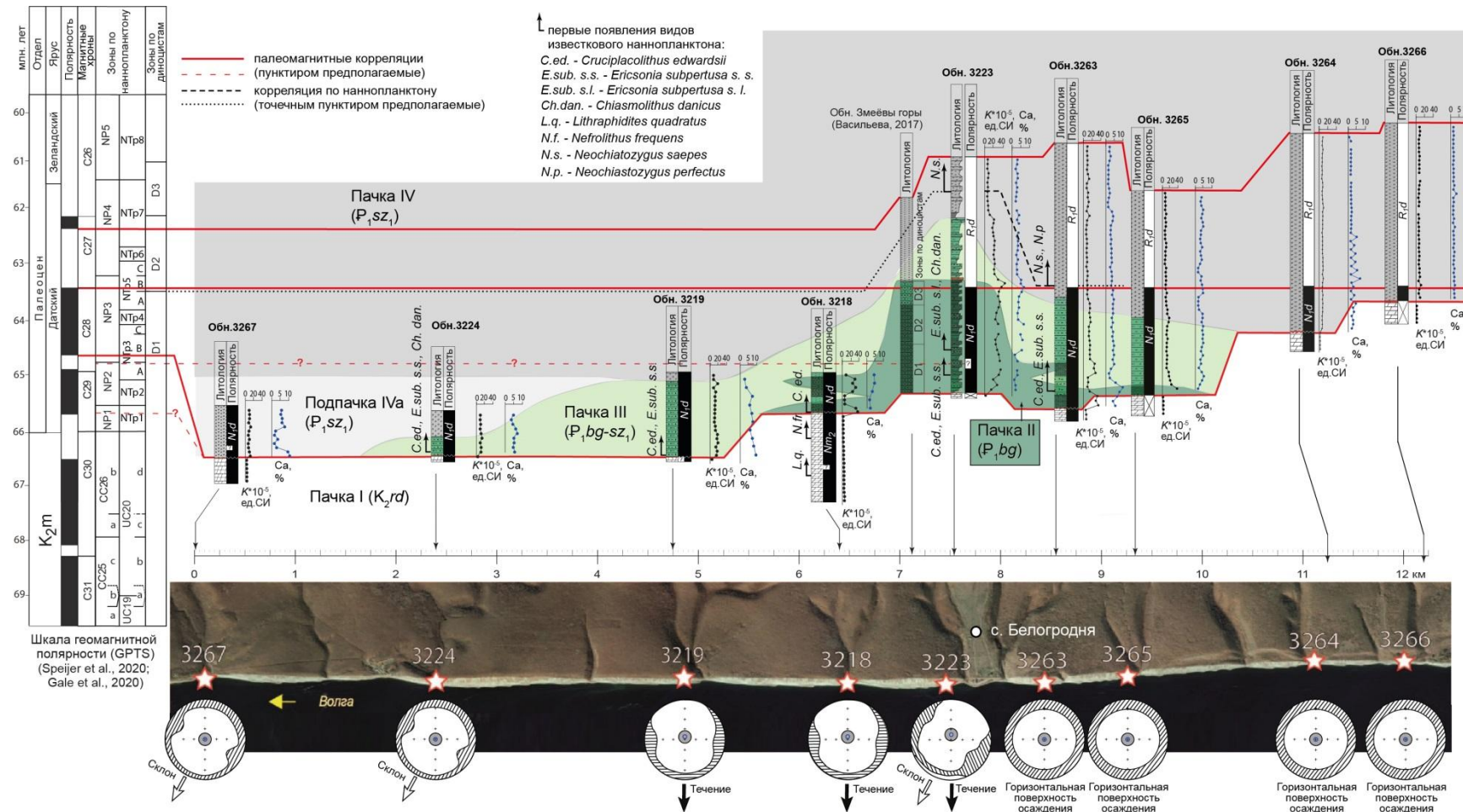


Рисунок 57 – Магнитостратиграфическая корреляция изученных разрезов свиты Белгородня и нижнесызранской подсвиты и сопоставление их палеомагнитной характеристики с шкалой геомагнитной полярности (GPTS) [Speijer et al., 2020; Gale et al., 2020] с учетом микропалеонтологических данных. На нижней врезке с местоположениями изученных разрезов для каждого из них приведены схематичные магнитные текстуры отложений.

C28r исключается, потому что в этом случае не успели бы сформироваться глауконититы пачки III и верхов пачки II, соответствующие магнитозоне обратной полярности. **R_{1d}**, мощностью 7.5 м, отвечает только низам кратковременного (217 тыс. лет) хрона, а время необходимое для образования “зрелого” глауконита, оценивается примерно в 1 млн лет [Белоусов и др., 2022].

Выводы о скорости (~ 1 см/ тыс. лет) и продолжительности (~ 2.1 млн. лет) формирования палеоценовых отложений разреза 3223 [Суринский и др., 2023], сделанные с помощью циклостратиграфического метода, согласуются с существующими представлениями о скоростях осадконакопления в конденсированных разрезах и оценкой длительности образования этой же толщи по продолжительности магнитных хронов.

Скорость осадконакопления, характерная для конденсированных типов разреза, к которым относятся и глауконититовые толщи, определяется конкретно: менее 1 см/тыс. лет [Барабошкин, 2008].

Общее время продолжительности хронов **C29n**, **C28r**, **C28n** и **C27r** – 3.17 млн. лет [Ogg et al., 2020] является максимальной, но заведомо завышенной оценкой продолжительности формирования отложений в обнажении 3223, потому что в нем отсутствуют аналоги верхов хрона **C27r**. Минимальная оценка, теоретически, могла бы быть сколь угодно малой, поскольку наличие аналогов хронов **C29n** и **C28r** в разрезе не обосновано и нельзя исключить возможность соответствия магнитозон **N_{1d}** и **R_{1d}** только пограничному интервалу хронов **C28n** и **C27r**. Однако, с учетом верхнего порога скорости седиментации для конденсированных разрезов (1 см/год), для образования 18-метровой глауконитовой толщи (пачки II и III) требуется не менее 1.8 млн. лет. Поэтому возможный временной диапазон, определяемый по сопоставлению с GPTS, с учетом литологических особенностей разреза, составляет от 1.8 млн. лет до 3.17 млн. лет. Эти временные рамки допускают как присутствие в разрезе временных эквивалентов хронов **C29n** и/или **C28r** (нельзя исключить, что сдвоенные уровни с аномальной полярностью в низах обн. 3223 отвечают

хрону **C28r**), так и их отсутствие. Но в любом случае, граница между магнитозонами **N_{1d}** и **R_{1d}** соответствует геомагнитной инверсии **C28n – C27r**.

Палеомагнитная характеристика свиты Белогродни не противоречит имеющимся палинологическим данным О.Н. Васильевой (2017). К сожалению, точные географические координаты обнажения «Змеевы горы», фигурирующего в ее работе, неизвестны. Но, судя по приведенным крокам и результатам личного общения с автором, опробованный разрез находится между обн. 3218 и обн. 3223. Исходя из строения свиты Белогродни (рисунок 57), зафиксированная О.Н. Васильевой мощность свиты 12.6 м [Васильева, 2017] должна наблюдаться примерно посередине между разрезами 3218 и 3223. Относительная близость разрезов (скорее всего, не более 500-600 м) допускает экстраполяцию палеомагнитной характеристики обн. 3223 на разрез «Змеевы горы». Несмотря на грубость подобной процедуры, очевидно (рисунок 57), что подошва зоны D2 по диноцистам в любом случае будет находиться в пределах магнитозоны прямой полярности **N_{2d}** (аналога хрона **C28n**), как и в Шкале геологического времени [Gradstein et al., 2020].

Резюмируя обсуждение результатов корреляции изученных разрезов, следует заключить, что согласованность независимых данных, позволяет использовать магнитозоны **N_{1d}** и **R_{1d}** (несмотря на всю условность их выделения) в стратиграфических целях. Этот вывод весьма актуален, потому что детальное сопоставление разрезов по данным других методов практически невозможно. Макро- и микропалеонтологические материалы по исследуемым отложениям очень ограничены. Корреляция обнажений по литологическим, геохимическим и петромагнитным параметрам затруднена и неоднозначна (несмотря на то, что каждый из исследуемых разрезов дополнительно дифференцируется по литологическим, геохимическим и петромагнитным параметрам). Отчасти эта ситуация может быть обусловлена деятельностью гипергенных процессов, приводящих к изменению химического состава и магнитных свойств пород, но главной причиной латеральной неустойчивости литологических, геохимических и петромагнитных границ, вероятно, является

неоднородность условий осадконакопления на начальной стадии развития датского бассейна, предопределившая фациальную пестроту изученных отложений.

Таким образом, из имеющихся в распоряжении данных наиболее надежным корреляционным репером оказывается уровень геомагнитной инверсии. Следует иметь в виду, что, с учетом проблематичного качества палеомагнитных данных, ошибка при определении этого уровня в конкретных разрезах может достигать первых метров. Однако и подобная точность, в отсутствии альтернативных инструментов для изохронной корреляции, является значительным достижением [Sheleпов et al., 2025b].

4.2.1. Обоснование уровня верхней границы свиты Белогородни

Результаты детального описания разрезов, в сочетании с данными шлифового анализа не оставляют сомнений в отсутствии явно выраженной, латерально устойчивой границы между свитой Белогородни и нижнесызранской подсвитой [Sheleпов et al., 2025b]. Содержание известкового материала в пачках II-IV не обнаруживает латерально устойчивых закономерностей в вертикальном распределении по разрезам (рисунок 57). Таким образом, единственным признаком для определения уровня верхней границы свиты остается «исчезновение или резкое уменьшение содержания глауконита» [Унифицированная ..., 2015], но и этот критерий не всегда очевиден. Напротив, во всех изученных разрезах в пограничном интервале свиты Белогородни и нижнесызранской подсвиты фиксировались плавные снижения концентраций глауконита.

При дистанционном наблюдении в каждом конкретном обнажении, безусловно, можно зафиксировать приблизительное положение верхней границы свиты Белогородни по смене зеленовато-темно-серого цвета пород, свойственных глауконитовым силицитам, на более светлый оттенок. Но проследить эту границу на сколь-нибудь значительное расстояние весьма проблематично. Оттенки серого цвета сильно зависят не только от

концентраций глауконита в отложениях, но и от освещенности, влажности пород и других факторов. Например, темно-серые опоки, слагающие нижние части разрезов 3265, 3264 и 3266 издали легко принять за свиту Белогродни. Присутствие в них видимых глауконитовых зерен, хотя и в малых концентрациях (не более первых процентов), усугубляют неоднозначность отнесения пород либо к свите Белогродни, либо к нижнесызранской подсвите.

С учетом сделанных наблюдений самостоятельность комплекса глауконитовых силицитов кажется проблематичной, а его выделение в качестве слоев или пачки в основании сызранской свиты, напротив, представляется более обоснованным. Но с учетом закрепления статуса свиты Белогродни в Унифицированной стратиграфической схеме (2015), конструктивные действия должны быть направлены на поиск дополнительного критерия для опознания верхней границы стратиграфического подразделения. Думается, что для этой цели хорошо подходит магнитная восприимчивость пород (K), величина которой пропорциональна концентрации глауконита. Этот параметр можно оперативно измерять в полевых условиях (непосредственно на обнажениях или в процессе бурения скважин, или в кернохранилищах), благодаря чему петромагнитная информация позволит определять положение границы свиты в разрезе, не дожидаясь результатов лабораторных анализов по определению концентраций глауконита.

Пачка III по сути является переходной толщей между свитой Белогродни и сызранской свитой. В разрезе 3223 эта пачка отмечена относительно высокими концентрациями глауконита (10-25%), что позволяет ее отнести к верхам свиты Белогродни. Но в других разрезах аналоги пачки III характеризуются меньшими содержаниями глауконита (около 10% и менее) и псаммитового материала, что роднит ее уже с подошвой нижнесызранской подсвиты, для которых также типичны опокovidные алевролиты и песчаники с глауконитом [Унифицированная ..., 2015].

Как показали результаты петромагнитных исследований, пачка III, имеющая переходный тип между глауконититами пачки II и опоками пачки IV,

повсеместно характеризуется значениями K в основном от 10 до $20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. При этом как к нижней, так и к верхней границе пачки III приурочены более или менее выразительные, но во всех случаях однозначно заметные снижения величин петромагнитного параметра (рисунок 57). Абсолютные значения магнитной восприимчивости $10 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, либо $20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ можно рекомендовать в качестве порогового критерия для отнесения пород в проблематичных ситуациях к той или иной свите. С учетом традиционных представлений о белгородненских слоях, как силицитах, насыщенных крупнозернистым глауконитом и песчано-алевритистым материалом [Мусатов, Ермохина, 1998; Унифицированная ..., 2015], более предпочтительным представляется отнесение к свите Белогродни пород, имеющих $K_{cp} > 20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а кровлю свиты определять по наиболее резкому снижению величин магнитной восприимчивости. Выбор порогового значения $K = 20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ более целесообразен также в плане возможностей обоснования петромагнитной границы в полевых условиях (при работе с портативными измерительными устройствами уровень границы в разрезе будет определяться тем надежнее, чем выше будет магнитная восприимчивость).

Согласно предложенному признаку, к свите Белогродни следует отнести только пачку II, а пачку III считать базальными слоями сызранской свиты. Тогда верхняя граница свиты Белогродни в стратотипе будет маркироваться слоем песчаника с сидеритовыми конкрециями (рисунок 57), который, к сожалению, имеет локальное распространение. Однако в этом случае мощность свиты не превысит 12 м. Мощность 20-25 м, указанная в качестве максимальной в стратотипе [Мусатов, Ермохина, 1998; Унифицированная, 2015], может быть достигнута свитой Белогродни только при включении в ее состав пачки III [Shelepov et al., 2025b].

4.2.2. О возрастных соотношениях ключевской пачки и свиты Белогродни

По палеомагнитным данным легко устанавливается значительная диахронность верхней границ свиты (порядка миллиона лет), независимо от ее совмещения с кровлей пачки II или кровлей пачки III [Sheleпов et al., 2025b] (рисунок 57).

Палеомагнитные материалы и новые данные по наннопланктону подтверждают вывод О.Н. Васильевой (2017), обоснованный результатами палинологического анализа, о более древнем возрасте свиты Белогродни, чем зона NP4 [Унифицированная ..., 2015]. Состав комплексов известкового наннопланктона в изученных палеоценовых отложениях соответствует низам зоны NP3 (пачка II), средней – верхней части зоны NP3 (пачка III) и верхам зоны NP3 – основанию зоны NP4 (пачка IV в обн. 3223 и 3263). Магнитостратиграфическая интерпретация полученных данных согласуется с этим выводом: магнитозона **N_{1d}** может быть идентифицирована как аналог хрона **C28n**, соответствующего в шкале геомагнитной полярности зоне нижней половине зоны NP3 по наннопланктону, а магнитозона **R_{1d}** отождествляется с хроном **C27r**, отвечающего в GPTS верхам зоны NP3 и низам зоны NP4 (рисунок 57).

С учетом циклостратиграфических данных о продолжительности формирования отложений в обн. 3223 ~ 2.1 млн. лет [Суринский и др., 2023] предпочтительнее выглядит вариант сопоставления магнитозона **N_{1d}** с совокупностью хронов **C29n+C28n**. В этом случае наиболее древние из изученных палеоценовых отложений (в том числе низы свиты Белогродни) могут соответствовать зоне NP2 по наннопланктону (рисунок. 57). Такую версию нельзя полностью исключить на основе анализа микропалеонтологической информации. Но для того обоснования его правомерности необходимо доказать наличие аналогов хрона **C28r** в исследуемых разрезах, что с учетом проблематичного качества палеомагнитных материалов невозможно. Поэтому вариант магнитостратиграфической корреляции, при котором интервал

обратной полярности в низах пачки II (обн. 3223) сопоставляется с хроном **C28r** (рисунок 57), остается гипотетическим.

Результаты магнитостратиграфической корреляции свидетельствуют об одновозрастности низов свиты Белогродни и подпачки IVa (обн. 3267), идентифицированной как аналоги ключевской пачки. Ранее было обосновано [Sheleпов et al., 2024] соответствие ключевской пачки в стратотипическом районе ее развития магнитному хрону **C29n** и низам хрона **C28r**. Это обстоятельство можно было бы использовать, как аргумент в пользу наличия в разрезе 3223 аналогов верхов хрона **C29n** и хрона **C28r**, если бы не вполне вероятная диахронность границ ключевской пачки [Sheleпов et al., 2025b].

4.2.3. Корректировка представлений о соотношении верхнемаастрихтских зон по наннопланктону и бентосным фораминиферам

На юге Саратовского Правобережья (Приволжская моноклираль) верхи меловой системы представлены алевроито-песчанистыми мергелями лохской свиты и глинами, алевроитами, песками, песчаниками карамышской свиты, относимыми к верхнему маастрихту [Гужиков и др., 2017; Унифицированная ..., 2015]. Опоки нижнесызранской подсвиты, слагающие низы палеоцена, залегают непосредственно на лохской свите либо на карамышской свите (в этом случае подошва подсвиты маркирована глауконитовым песчаником). Данные по бентосным фораминиферам (БФ), согласно которым верхи лохской свиты и карамышская свита отнесены к верхнемаастрихтской зоне LC22 [Шелепов и др., 2022], способствовали идентификации в пограничном интервале мела–палеогена аналогов магнитных хронов **C31n**, **C30r**, **C30n**, **C28r** и **C28n** [Шелепов и др., 2022] (рисунок 58). В разрезах Елшанка и Поворот отсутствуют аналоги хрона **C29**, что путем сопоставления со шкалой геомагнитной полярности – GPTS [Gradstein et al., 2020] позволяет оценить минимальную длительность, соответствующую стратиграфическому перерыву на границе мела–палеогена, ~ 1 млн. лет. Максимальная продолжительность перерыва ~ 3 млн. лет определяется, исходя из того, что значительная часть

хрона **C30n** может быть размыта. В разрезе Сырт, кроме аналогов хрона **C29** отсутствуют аналоги хрона **C30**, что соответствует хроногиатусу от ~ 3 млн. лет до ~ 3.5 млн. лет. Уместно предположить, что гиатус примерно одинаков на компактной территории (расстояние между любыми из изученных разрезов не превышает 8 км), поэтому наиболее вероятной оценкой временного эквивалента стратиграфического перерыва на границе мела–палеогена следует признать ~ 3 млн. лет.

Магнитохронологическая калибровка зоны LC22 по БФ, выделенной на юге Саратовского Правобережья, позволяет скорректировать существующие представления о соотношениях детальных микропалеонтологических подразделений в разрезах маастрихта Русской плиты [Вишневская и др. 2018].

Ранее верхняя граница подзоны LC22 сопоставлялась с кровлей подзоны CC25b по известковому наннопланктону (ИП). С учетом палеомагнитных данных ее следует сопоставлять, скорее, с кровлей зоны CC25, а зоны LC23 по БФ и CC26 по ИП считать возрастными аналогами (рисунок 59) [Шелепов, Гужиков, 2024].

4.3. Реконструкция некоторых условий формирования датских отложений Саратовского Поволжья

4.3.1. Оценка длительности перерывов в осадконакоплении

Известнейший рубеж на границе мела-палеогена, к которому приурочены различные геологические события в Саратовском Поволжье, отмечен стратиграфическим перерывом и оценка объема этого перерыва является одной из актуальной задачей, которая до настоящего времени не решена. Если для верхнемеловых (верхнемаастрихских) отложений в настоящее время существуют микропалеонтологические зональные схемы (по наннопланктону, БФ), и магнитографическая схема, где на уровне зон/подзон мы можем судить об объеме перерыва, то для вышележащих палеогеновых отложений в связи с недостаточностью палеонтологических данных такие инструменты практически отсутствуют [Шелепов, Гужиков, 2024].

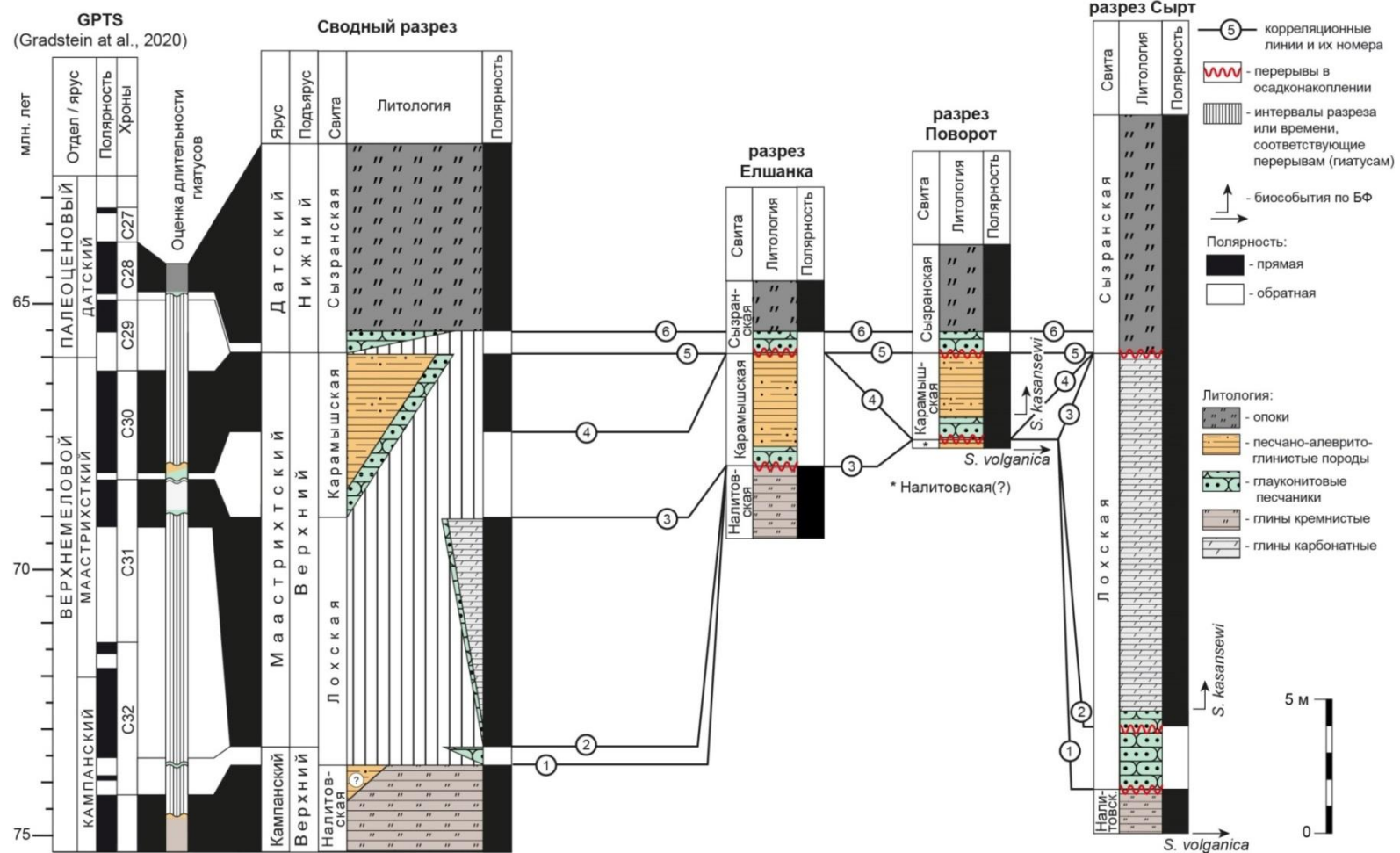


Рисунок 58 – Результаты магнитостратиграфических корреляций разрезов Елшанка, Поворот, гора Сырт пограничного интервала мела-палеогена юга Саратовского Правобережья.

Результатом проведенных исследований является впервые построенная магнитостратиграфическая схема датского яруса Саратовского Поволжья, на основании которой появилась возможность провести наиболее детальную корреляцию разрезов и существенно уточнить представления о стратиграфическом объеме перерыва между мелом и палеогеном, оценив его длительность в разных структурах Саратовской структурно-фациальной зоны (рисунок 59).

На юге Правобережья (Приволжская моноклираль) благодаря выявлению магнитных хронов **C31n**, **C30**, **C28** и отсутствия хрона **C29** оценена длительность перерыва на границе мела–палеогена – не менее 1 и не более 3 млн. лет (1 млн. лет в палеогеновой части и не более 2 млн. лет в меловой). Одним из важных достижений палеомагнитных исследований палеоцена на территории Саратова заключается в доказательстве более молодого возраста низов сызранской свиты в центре Саратовского Правобережья (зона Саратовских дислокаций), чем на юге (Приволжская моноклираль). Этот вывод однозначно следует из того, что породы в низах сызранской свиты в Приволжской моноклинали и зоне Саратовских дислокаций охвачены зонами разной полярности. Относительно простая структура палеоценового интервала Шкалы геомагнитной полярности благоприятствует однозначной идентификации выделенных нами магнитозон, как аналогов хронов **C29n+C28n** (на юге) и **C27r+C26r(?)** (в центральной части). Продолжительность hiatus в палеоцене – не менее длительности совокупности хронов **C29r+C28+C27n** и составляет 2.8 млн. лет. Палеомагнитная характеристика верхнего мела на территории Саратова неизвестна, и поэтому объем размытых маастрихтских отложений в районе г. Саратова оценивался только по имеющимся микропалеонтологическим данным. В кровле маастрихта разреза Лысая гора, по устному сообщению В.А. Мусатова, выявлен типичный для подзоны **CC26b** комплекс наннопланктона (причем верхняя его часть).

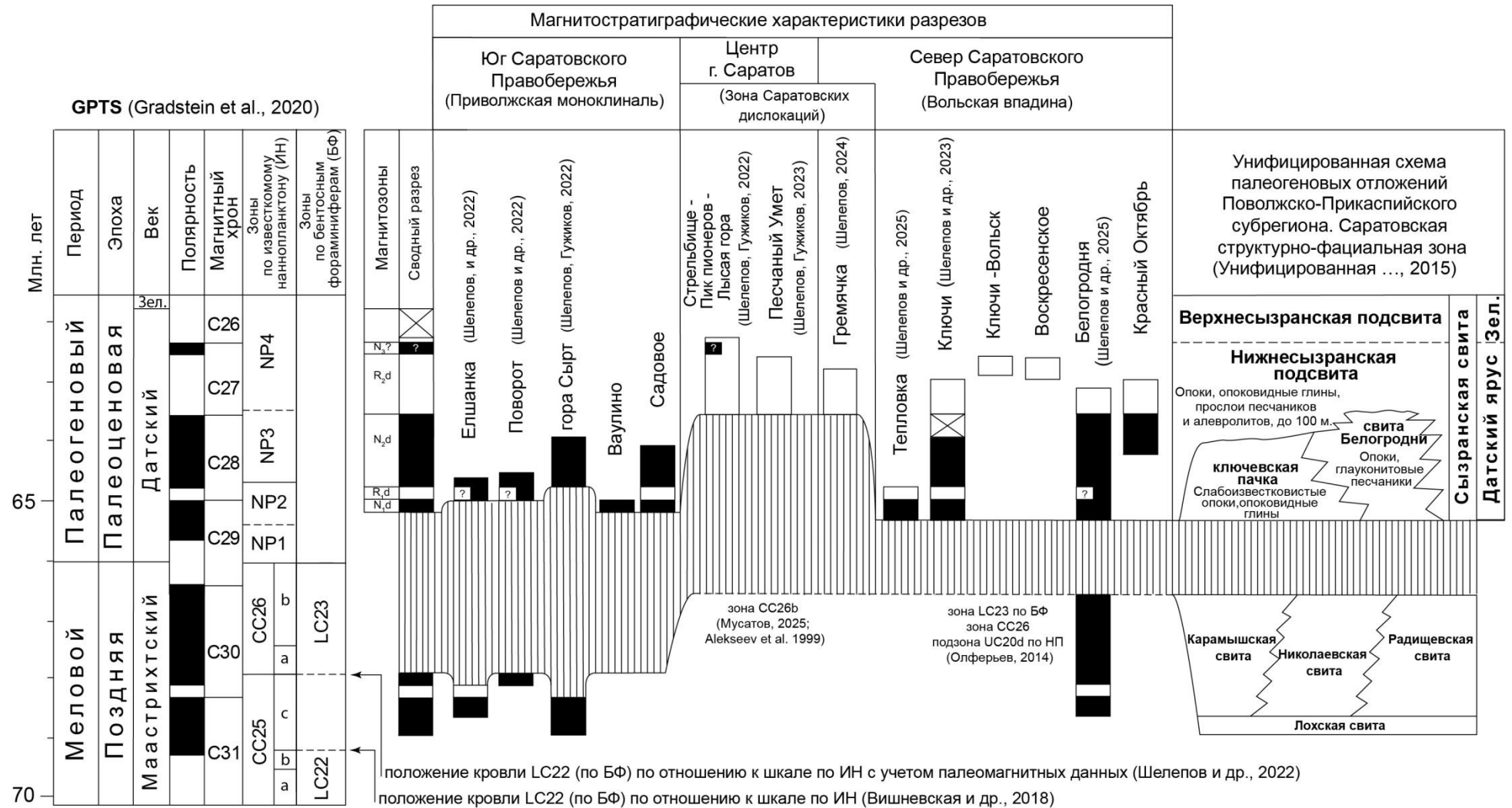


Рисунок 59 – Оценка длительности перерыва в осадконакоплении на основании магнитостратиграфических данных

Таким образом, оценка 2.8 млн. лет, с учетом возможного частичного размыва подзоны CC26b и низов аналога хрона **C27r**, продолжительность перерыва может быть увеличена до ~ 3 млн. лет.

В Вольской впадине в разрезах ключевской пачки (с.Ключи, с.Тепловка) отсутствуют аналоги палеоценовой части хрона C29r и, вероятно, части хрона C29n. Следовательно, длительность перерыва в палеоценовой части разреза около 0,75 млн. лет. Палеомагнитная характеристика маастрихтских отложений, подстилающих ключевскую пачку, отсутствует, но комплексы ИП позволяют отнести их к подзоне CC26b [Alekseev et al., 1999]. Если допустить, что в разрезах сохранились только нижняя часть подзоны CC26b, то максимальный временной hiatus на границе мела–палеогена следует увеличить до ~2.3 млн. лет. В случае полной сохранности отложений, соответствующих подзоне CC26b, минимальный hiatus совпадает с продолжительностью палеоценовой части. Вероятно, истинная оценка длительности перерыва ближе к середине этого диапазона ~ 1 млн. лет, а суммарная продолжительность перерыва на рубеже мела-палеогена, скорее всего, ~ 1.75 млн. лет.

В непосредственной близости от изученных разрезов свиты Белогродни – разрезе Красный Октябрь объем перерыва в маастрихтской части минимален, поскольку в разрезе присутствуют самые верхи маастрихта – зона LC23 по БФ, зона CC26 и подзона UC20d по наннопланктону [Олферьев, 2014]. Поэтому длительность перерыва между мелом и палеогеном в районе распространения ключевской пачки и свиты Белогродни, скорее всего, сопоставима и составляет около 1 млн. лет.

В северной части саратовских дислокаций разреза Гремячка отсутствуют палеоценовые хроны, древнее **C27r**, следовательно длительность палеоценового hiatus в этом случае составляет не менее 2.5 млн. лет. К сожалению, микропалеонтологических определений по маастрихту непосредственно в этом районе пока не имеется, но, приняв, по аналогии с другими разрезами на севере и в центральной части Правобережья, что верхи

маастрихта разреза Гремячка не менее полные, получим оценку длительности перерыва на границе мела-палеогена около 3 млн. лет. Подобная оценка продолжительности hiatus получена нами и для саратовских разрезов, что естественно, поскольку все разрезы приурочены к зоне Саратовских дислокаций (Гремячка к северной части, Лысая гора и Песчаный Умет к южной).

Таким образом, наименьшая продолжительность перерыва порядка миллиона лет имела место на северо-восточном окончании зоны Саратовских дислокаций, в районе их сочленения с Вольской впадиной. На юге Саратовских дислокаций, в зоне их сочленения с Елшано-Сергиевским валом, и в Приволжской моноклинали длительность перерыва составила ~ 3 млн. лет [Шелепов, Гужиков, 2024].

4.3.2. К вопросу о гидродинамических условиях формирования ключевской пачки и свиты Белогродни

Для выяснения условий формирования отложений *ключевской пачки* и *свиты Белогродни* было проведено изучение анизотропии магнитной восприимчивости. Результаты интерпретации магнитных текстур изученных разрезов представлены в работах [Sheleпов et al., 2025a; Sheleпов et al., 2025b].

Ключевская пачка. Данные по анизотропии магнитной восприимчивости разрезов Тепловка и Ключи указывают на изометричность ферромагнитных частиц: во всех образцах как до, так и после нагрева до 500°C степень анизотропии (P) не превышает 1.15, за исключением обр. 3226-4 ($P = 2.36$) и 3226-23 ($P = 1.25$) в разрезе Ключи (рисунок 60а). Магнитные текстуры до нагрева различны в разрезах Тепловка и Ключи, а после термического воздействия становятся практически одинаковыми в обоих разрезах: короткие оси эллипсоидов АМВ ($K3$) группируются в центре стереограммы, а длинные оси ($K1$) слабо упорядочены по линии ЮЗ–СВ с незначительным преобладанием проекций $K1$ в СВ румбе, по сравнению с ЮЗ (рисунок 60б, в). Опыт предыдущих исследований нижнесызранской подсвиты [Шелепов,

Гужиков, 2022, 2023] свидетельствует о целесообразности использования для геологической интерпретации данных по АМВ после нагрева, потому что при этом происходит улучшение качества магнитных текстур пород, вероятно, за счет выгорания парамагнитных минералов. Анизотропия термокаппы ключевской пачки и низов нижнесызранской подсвиты соответствует, согласно [Tarling, Hrouda, 1993], магнитной текстуре осадков, формировавшихся на очень пологом склоне (рисунок 60г). Среднее положение коротких осей магнитных эллипсоидов субвертикально, что характерно для субгоризонтальной поверхности осадконакопления. Однако длинные оси эллипсоидов АМВ слабо упорядочены вдоль линии простираания поверхности осадконакопления и, таким образом, указывают на пологий уклон дна палеобассейна к юго-западу (рисунок 60в, г). Овалы доверия средних направлений K_3 слишком велики для того, чтобы считать данные по АМВ датских отложений надежным индикатором полого уклона дна палеобассейна к юго-западу, однако идентичность магнитных текстур в изученных разрезах, удаленных друг от друга приблизительно на 30 км, позволяет сделать такое предположение [Sheleпов et al., 2025a].

Свита Белогродни. Анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ) образцов из разрезов Белогродни исследовалась как до, так после прогрева пород при 500°C. Опыт предыдущих исследований нижнесызранской подсвиты [Шелепов, Гужиков, 2022, 2023] и ключевской пачки [Sheleпов et al., 2025a] обнаружил, что качество магнитных текстур пород улучшается после их прогрева при 500°C в течение часа. Подобный эффект, отмечаемый ранее и другими исследователями при изучении пород иного возраста [Гужикова и др., 2020; 2021], предположительно связывается с выгоранием парамагнитных железистых минералов, ассоциируемых с органическим материалом. В исследуемых отложениях, судя по результатам термомагнитных анализов, значительные магнито-минералогические изменения отсутствуют, за исключением образца 3223/24 из сидеритового пласта, встреченного только в обн. 3223.

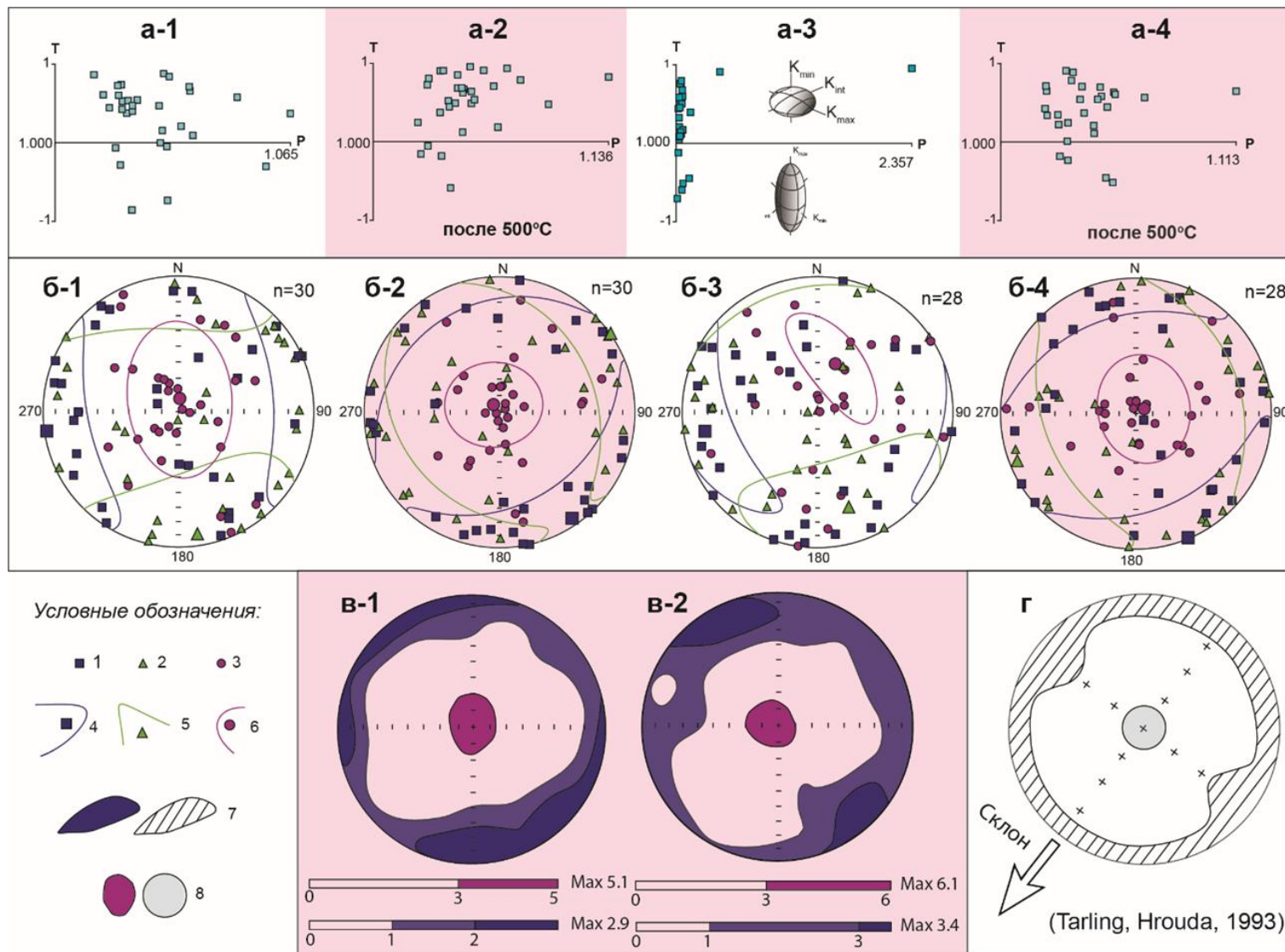


Рисунок 60 – Данные по анизотропии магнитной восприимчивости: (а-1, а-2, а-3, а-4) – диаграммы Желинека до (а-1, а-3) и после (а-2, а-4) прогрева пород ($P = K1/K3$ – степень анизотропии, $T = (2\ln K2 - \ln K1 - \ln K3)/(\ln K1 - \ln K3)$ – параметр формы, положительные и отрицательные значения T указывают на уплощенные и удлиненные формы ферромагнитных частиц соответственно); (б) – стереопроекции осей эллипсоидов АМВ (в проекции на нижнюю полусферу) в географической системе координат до (б-1, б-3) и после (б-2, б-4) прогрева пород; (в-1, в-2) – стереографические схемы концентраций осей эллипсоидов АМВ после прогрева в географической системе координат; (г) – схематичная магнитная текстура отложений, формировавшихся на пологом склоне [Tarling, Hrouda, 1993]. (а-1, а-2, б-1, б-2, в-1) – разрез Тепловка (обн. 3262); (а-3, а-4, б-3, б-4, в-2) – разрез Ключи (обн. 3226). Условные обозначения: 1, 2, 3 – длинные ($K1$), средние ($K2$) и короткие ($K3$) оси эллипсоидов АМВ соответственно; 4, 5, 6 – средние направления с овалами доверия $K1$, $K2$ и $K3$ соответственно; 7, 8 – области концентрации $K1$ и $K3$ соответственно.

Магнитные текстуры разрезов принципиально не различаются до и после нагрева (рисунок 61), анализ и интерпретация данных анизотропии магнитной восприимчивости проведены по данным измерений после термического воздействия [Sheleпов et al., 2025b].

Изученным палеоценовым отложениям свойственны преимущественно уплощенные формы магнитных частиц (рисунок 58, 59а) и магнитные текстуры, близкие к первичным текстурам осадков, формировавшихся на горизонтальной поверхности в спокойной гидродинамической обстановке (рисунок 61, 62б). Для этого типа магнитных текстур характерно вертикальное положение коротких осей магнитных эллипсоидов ($K3$) и равномерное распределение длинных ($K1$) и средних ($K2$) осей вдоль экватора стереопроекции (рисунок 62 в, г-4) [Tarling, Hrouda, 1993]. Вероятно, основной вклад в анизотропию магнитной восприимчивости вносит глауконит, ответственный за большую часть величины K , существенно ни меняющуюся после нагрева пород.

Наилучшие соответствия первичным текстурам наблюдаются в обн. 3263–3266 (рисунок 62б-4 – б-7, в-4 – в-7).

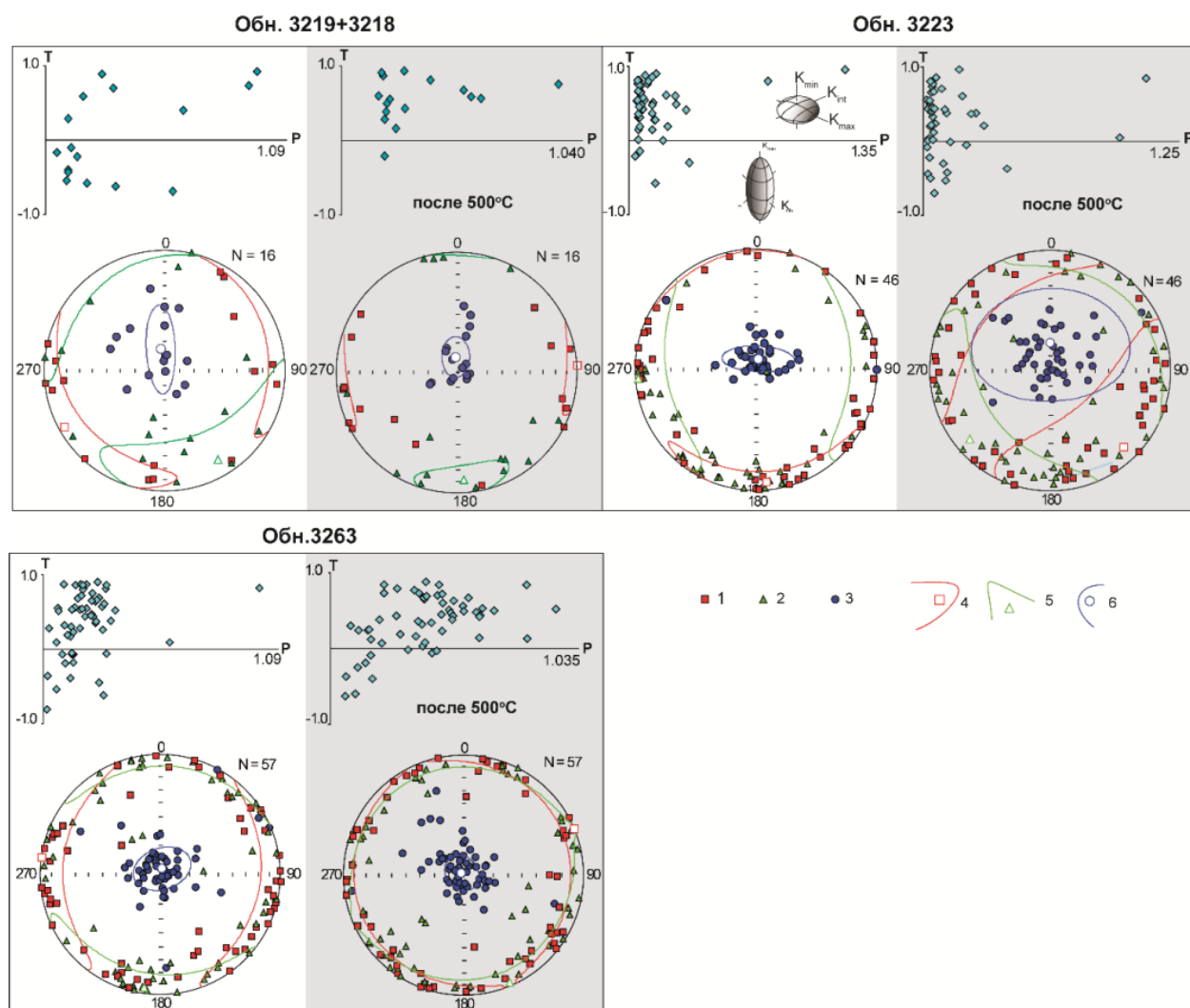


Рисунок 61 – Примеры результатов измерений анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) до (на белом фоне) и после (на сером фоне) прогрева при 500°C в течение часа: диаграммы Желинека ($P = K1/K3$ – степень анизотропии, $T = (2\ln K2 - \ln K1 - \ln K3)/(\ln K1 - \ln K3)$ – параметр формы, положительные и отрицательные значения T указывают на уплощенные и удлинённые формы ферромагнитных частиц соответственно) и стереопроекции осей эллипсоидов АМВ (в проекции на нижнюю полусферу) в географической системе координат, n – количество образцов; Условные обозначения: 1, 2, 3 – длинные ($K1$), средние ($K2$) и короткие ($K3$) оси эллипсоидов АМВ соответственно; 4, 5, 6 – средние направления с овалами доверия $K1$, $K2$ и $K3$ соответственно.

В остальных разрезах намечаются тенденции к преобладанию преимущественных направлений в ориентировках $K1$ и $K2$ (рисунок 62б-1 – б-3, в-1–в-3), но признать их надёжно установленными не позволяют большие эллипсы доверия. Тем не менее, смещения средних положений $K3$ на 10–20° к

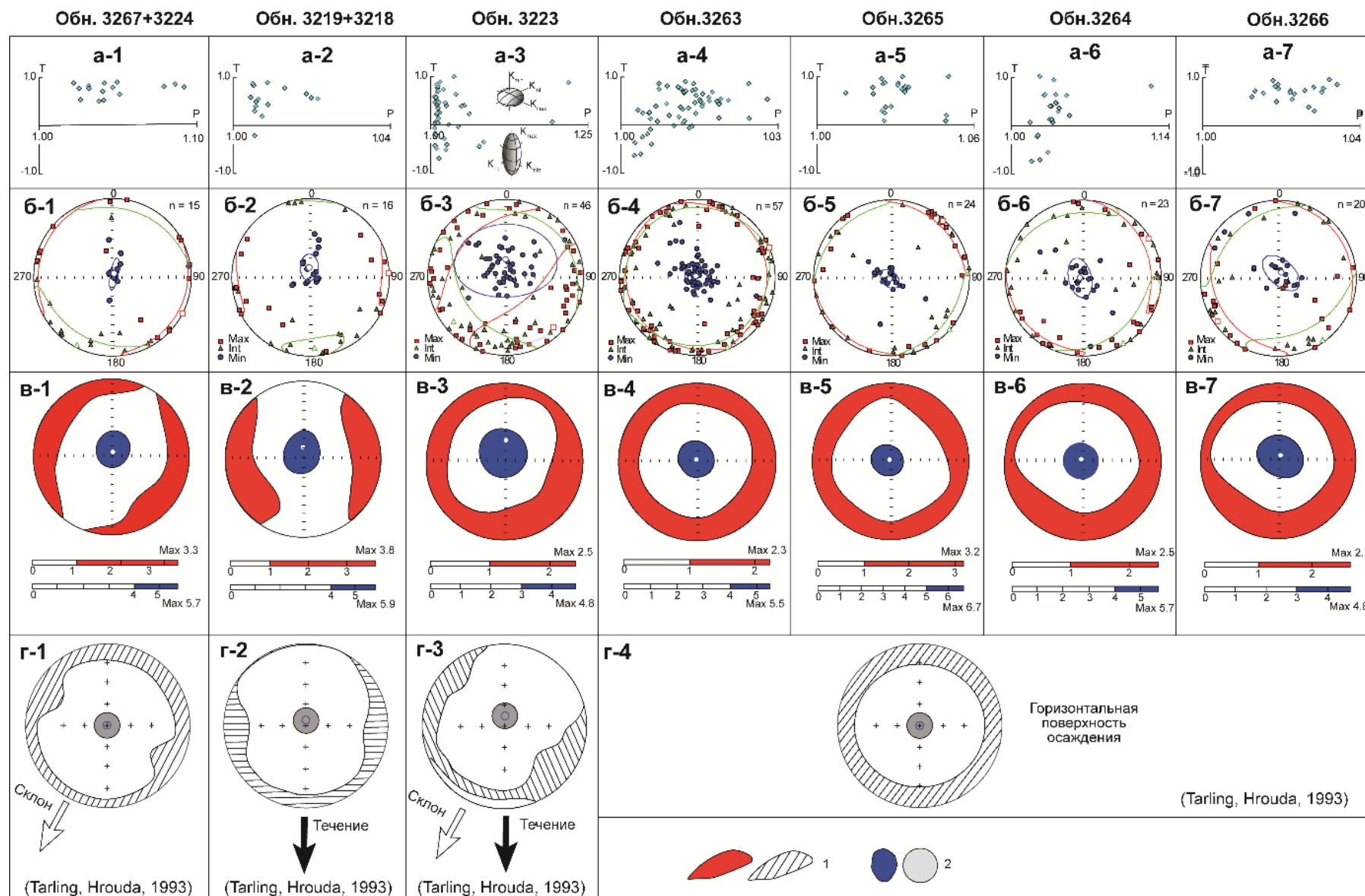


Рисунок 62 – Данные по анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) после прогрева пород при 500°C в течение часа. (а-1 – а-7) – диаграммы Желинека; (б-1 – б-7) – стереопроекции осей эллипсоидов АМВ (в проекции на нижнюю полусферу) в географической системе координат, п – количество образцов; (в-1 – в-7) – стереографические схемы концентраций осей эллипсоидов АМВ после прогрева в географической системе координат; (г-1 – г-4) – схематичные магнитные текстуры отложений, формировавшихся в различных условиях: на пологом склоне (г-1), на горизонтальной поверхности в присутствии течения (г-2), на пологом склоне в присутствии течения (г-3), на горизонтальной поверхности в спокойной гидродинамической обстановке (г-4) [Tarling, Hrouda, 1993]. Условные обозначения: 1, 2, – области концентрации $K1$ и $K3$ соответственно.

северу, наблюдаемые в обн. 3218, 3219 и обн. 3223, допускают наличие течений в южном направлении (рисунок 59в-2, г-2) и суммарный эффект от течения и наклона поверхности осадконакопления (рисунок 62в-3, г-3). Магнитная текстура разрезов 3267 и 3224, при условии достоверности преобладания в ориентировках осей $K1$ и $K2$ (рисунок 62в-1), свидетельствует о формировании отложений на пологом склоне, обращенном к ЮЗ или СВ (рисунок 61 г-1) [Tarling, Hrouda, 1993].

Судя по палеогеологическому профилю (рисунок 57), низы свиты Белогродни разреза 3263 начали накапливаться в пониженном участке рельефа, возможно, в карстовом понижении в верхнемеловых породах. Этот вывод хорошо согласуется с данными о магнитной текстуре по разрезу 3263, которая в наибольшей степени отвечает первичной магнитной текстуре осадков, формировавшихся в спокойных гидродинамических обстановках, характерных для карстовых западин.

Магнитные текстуры палеоценовых пород в обн. 3267, 3224, 3219, 3218 и 3223, расположенных ниже по течению от с. Белогродня, не противоречат представлениям о формировании осадков на пологом склоне палеобассейна при наличии течения в южном направлении (рисунок 54, 61). Подобные обстановки характерны для начальной стадии развития морской трансгрессии, что хорошо согласуется с выводом о наиболее древнем возрасте пород в разрезах 3267,

3224, 3219 и 3218 по результатам палеомагнитной корреляции [Sheleпов et al., 2025b] (рисунок 57).

Результаты анализа магнитных текстур изученных разрезов, в совокупности с имеющейся геологической информацией, полезны при выяснении условий формирования ключевской пачки и свиты Белогродни, несмотря на то, что для проверки правомерности предполагаемых реконструкций палеотечений и/или уклонов морского дна на основе данных АМВ необходимо проведение дополнительных магнито-минералогических исследований.

4.3.3. Об особенностях тектонического режима территории Саратовского Правобережья в датском веке

По итогам детальной магнитостратиграфической корреляции разрезов и результатам анализа переотложенных комплексов наннопланктона обосновано существование дифференцированных тектонических подвижек в районе исследований в первой половине датского века.

Палеомагнитная колонка низов палеоцена в обнажении 3226 (с. Ключи) образована чередованием трех магнитозон: нижней прямой полярности (**N_{1d}**), средней обратной полярности (**R_{1d}**) и верхней прямой полярности (**N_{2d}**). В обн. 3220 (с. Ключи) зафиксированы две магнитозоны: нижняя прямой полярности (**N_{1d}**), соответствующая верхам маастрихта, и верхняя обратной полярности, являющаяся аналогом зоны **R_{1d}** в обн. 3226. Отсюда следует вывод о большей полноте низов ключевской пачки в обн. 3226, чем в обн. 3220 (рисунок 54). Вероятно, в начале палеоцена, когда на территории, где сейчас расположен правый склон долины р. Ключи, уже происходила аккумуляция морских осадков, местность, где ныне находится левый склон речной долины (или часть этой местности), представляла собой еще область размыва. Не исключено, что р. Ключи приурочена к зоне трещиноватости, связанной с разломом в кристаллическом фундаменте, по которому происходят подвижки блоков земной коры. Наличие разломов в фундаменте, активных на протяжении

длительного геологического времени, типично для зоны Саратовских дислокаций, в пределах которой расположен район исследований [Геология..., 1967; Шебалдин, 2008; Пятаев, 2019].

Важно, что сохранность палеогеновых видов наннопланктона сходна с сохранностью меловых видов. Это обстоятельство указывает на переотложенный характер палеогеновых кокколитов и очень хорошо согласуется с результатами магнитостратиграфической корреляции, свидетельствующими о разной полноте разрезов ключевской пачки в обн. 3220 и 3226 вследствие локальных тектонических активизаций, приводивших к появлению участков суши и незначительному размыву уже сформировавшихся палеоценовых осадков.

Из анализа магнитостратиграфической схемы датского яруса (рисунок 50) следует, что в разрезах Лысая гора, Песчаный Умет (г. Саратов) и разрезе Гремячка (Новобурасский район) низы нижнесызранской подсвиты моложе, чем в остальной части Саратовского Правобережья примерно на 1.5 млн лет. Это указывает на рост антиклинальных структур в начале палеоцена, как на юге, так и на севере зоне Саратовских дислокаций.

4.3.4. Оценка скоростей формирования разных типов пород (циклостратиграфический анализ)

Используя полученные данные о магнитных свойствах и составе химических элементов пород стратотипа свиты Белогродни (обн.3223) был проведен их циклостратиграфический анализ, результаты которого отражены в работе [Суринский и др., 2023а, б] (рисунок 63).

Спектрограммы наиболее хорошего качества были получены при Фурье-преобразовании исходных рядов Fe, K и Rb и сглаженной последовательности J_n (рисунок 64).

В области низких частот на каждой из четырех спектрограмм выделяются по два значимых пика, периоды которых соотносятся как 4:1. Почти во всех случаях амплитуды пиков **E2** и **E1** намного превышают уровень 3σ .

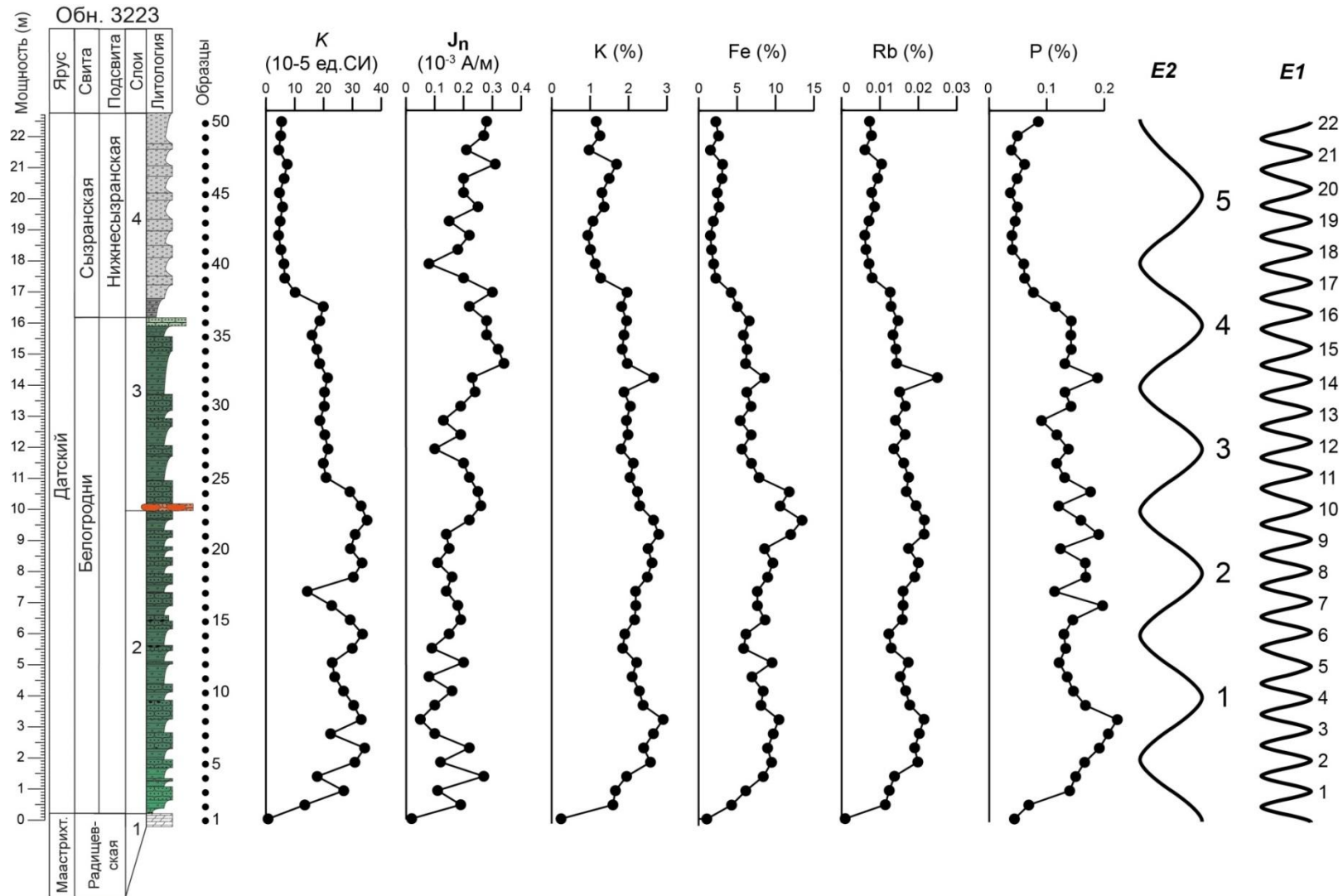


Рисунок 63 – Петромагнитные и геохимические характеристики датского яруса в стратотипе свиты Белгородни (обн. 3223)

Исключение представляет спектрограмма по Fe, на которой амплитуда пика *E1* меньше 3σ , но больше 2σ .

Пики, соответствующие циклу наклона земной оси к плоскости эклиптики, намечаются на спектрограмме по J_n . Максимум сигнала превышает 2σ , но сильно сдвинут влево относительно пика *O* идеального спектра (отношение частот, равное 2.1, отличается от ожидаемого $E1 / O \sim 2.5$). Поэтому, достоверное выделение в разрезе циклов *O* на основе имеющихся данных невозможно.

Пара низкочастотных пиков с кратностью 4:1 и амплитудой, превышающей уровень 3σ , выделяется также при анализе исходных содержаний фосфора (рисунок 64д), но эти пики менее выразительны, чем на спектрограммах по J_n , Fe, K и Rb (рисунок 64а-г).

Снижение концентраций глауконита вверх по разрезу сопровождается уменьшением значений *K* и J_n , что дает основания считать глауконит и связанный с ним тонкодисперсный магнетит главными носителями магнитных свойств изученных отложений.

Fe и K относятся к числу элементов, доминирующих в составе глауконита. Rb типичный щелочной металл, характерной особенностью которого является высокая миграционная способность. По кристаллохимическим свойствам его сходство с калием настолько велико, что он не образует собственных минералов и полностью рассеивается в кристаллических решетках минералов калия. Единственным осадочным минералом, структура которого благоприятна для вхождения Rb, является глауконит. Глауконит обладает повышенной сорбционной емкостью по отношению к катионам щелочных металлов. По структуре он является гидрослюдой, а в его состав входит калий, в связи с чем появляется возможность для проявления изоморфизма между K и Rb [Гавриленко, Сахоненок, 1986]. Фосфор, также образует естественную ассоциацию с глауконитом [Юдович и др., 2018].

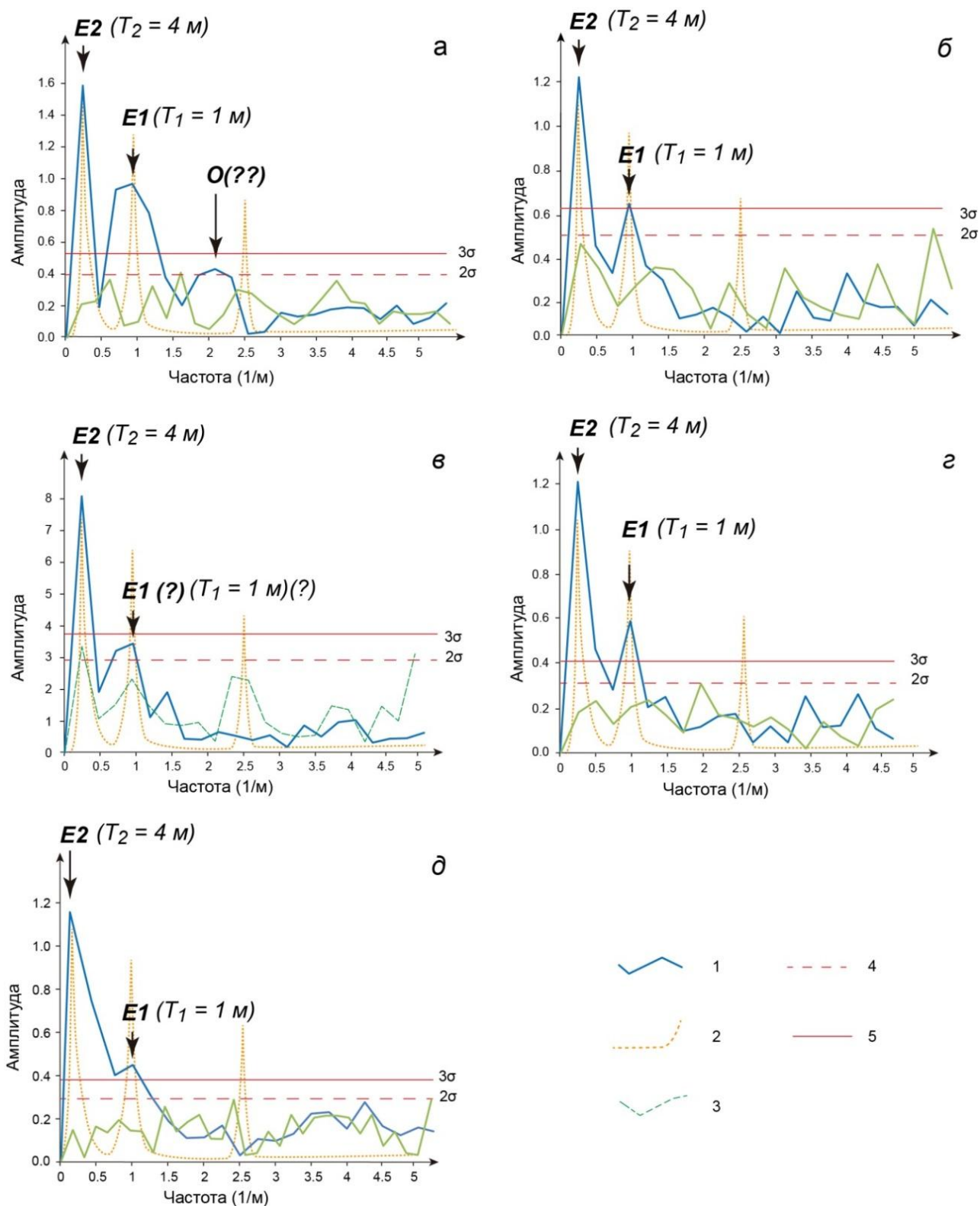


Рисунок 64 – Спектральные характеристики датского яруса в стратотипе свиты Белогродни (обнажение 3223), полученные при анализе вертикальных рядов J_n (a), K (б), Fe (в), Rb (г) и P (д). 1 – спектр вариации исследуемого параметра, 2 – спектр функции, являющейся суммой идеальных циклов $E1$, $E2$ и O ; 3 – спектр случайного сигнала, сгенерированного на основе статистических характеристик выборки исследуемого параметра, 4 и 5 – уровни удвоенного и утроенного стандартного отклонения сгенерированного случайного сигнала (2σ и 3σ соответственно).

Таким образом, набор параметров, по которым получены хорошие с точки зрения циклостратиграфического анализа данные, определенно указывает на то, что выявленные по ним циклы отражают ритмичность глауконитообразования по разрезу.

Отсутствие положительных результатов при циклостратиграфическом анализе магнитной восприимчивости объясняется тем, что величина J_n обусловлена, главным образом, тонкодисперсным магнетитом, ассоциирующим с глауконитом, а в величину K заметный вклад вносят также другие обломочные парамагнитные минералы. То обстоятельство, что остаточная намагниченность, как параметр обусловленный только ферромагнетиками, является более эффективным инструментом для выявления цикличности, чем магнитная восприимчивость, зависящая от ферро- и парамагнетиков, отмечался и ранее, например при циклостратиграфическом анализе берриаса Крыма [Грищенко и др., 2016].

Несмотря на невысокое качество каждой спектрограммы в отдельности, совокупность полученных результатов является доказательством отражения в магнитных и геохимических характеристиках разреза седиментационной ритмичности, контролируемой изменениями эксцентриситета земной орбиты. Средняя продолжительность цикла большого эксцентриситета составляет 400 тыс. лет, малого эксцентриситета – 100 тыс. лет, но эти цифры варьируются в течение геологического времени. Согласно модели Дж. Ласкара [Laskar, 2010] в палеоцене длительность циклов $E1$ и $E2$ была 381.6 тыс. лет и 95.4 тыс. лет соответственно.

Периоды $T2$ и $T1$, соответствующие частотам 0.25 м^{-1} и 1 м^{-1} , составляют 4 м и 1 м соответственно. Таким образом, глауконититам, слагающим свиту Белогродни и низы нижнесызранской подсвиты, мощностью 22 м, соответствуют 5.5 циклов $T2$ (или 22 циклов $T1$). Отождествив $T2$ и $T1$ с периодами циклов большого ($E2$) и малого ($E1$) эксцентриситетов соответственно, можно оценить время формирования исследуемого интервала отложений как $5.5 \cdot 381.6 \text{ млн. лет}$ (или $22 \cdot 95.4 \text{ млн. лет}$) = 2098.8 млн. лет, а

скорость глауконитовой седиментации определить через отношение мощности разреза (22 м) к вычисленному времени формирования отложений: $2200 \text{ см} / 2098.8 \text{ тыс. лет} = 1.05 \text{ см/ тыс. лет}$.

Ритмичность глауконитообразования в низах палеоцена Саратовского Правобережья (свита Белогродни и низы нижнесызранской подсвиты) отражена в вариациях по разрезу величин естественной остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и содержаний железа, калия, рубидия и фосфора.

По результатам Фурье-анализа петромагнитных и геохимических параметров в изученных отложениях выявлены циклы, отождествляемые с циклами большого и малого эксцентриситетов земной орбиты.

Исходя из известной длительности циклов Миланковича, следует заключить, что 22 метровая толща глауконититов в стратотипе свиты Белогродни сформировалась за ~ 2.1 млн. лет при средней скорости седиментации $\sim 1.05 \text{ см/тыс. лет}$ [Суринский и др., 2023а, б].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главным результатом проведенных исследований стало создание магнитостратиграфической схемы палеоцена Саратовского Поволжья, и на ее основе успешно был решен ряд актуальных задач региональной геологии, как стратиграфического, так и палеогеографического характера. Несмотря на низкое палеомагнитное качество, палеоценовые отложения оказались пригодны для использования в магнитостратиграфических целях.

Предложенная версия магнитостратиграфической схемы палеоцена Саратовского Поволжья позволила провести детальную корреляцию разрезов нижнесызранской подсвиты, из которой следует, что низы свиты на территории г. Саратова моложе, чем на юге и севере области. Установлено, что нижнесызранская подсвита охвачена разнополярными магнитозонами: нижней – прямой полярности и верхней обратной. Зона прямой полярности прослеживается в шести разрезах на юге Саратовского Правобережья (разрезы Елшанка, Поворот, Ваулино, Садовое, гора Сырт) и севере разрезы Ключи, Тепловка, Белогродня. Зона обратной полярности отмечена в разрезах находящиеся на территории города Саратова (Лысая гора и Песчаный Умет), а также на севере в верхней части разрезов Ключи, Белогродня, Гремячка. Отличия в палеомагнитном облике нижнесызранской подсвиты на юге – севере Саратовского Правобережья и территории Саратова позволяют нам трактовать с точки зрения разновозрастности отложений, предположив, что низы нижнесызранской подсвиты, формировались в эпоху прямого режима полярности, а верхи обратного. На основании сопоставления полученных данных со Шкалой геомагнитной полярности (GPTS), низы палеоцена на юге и севере Саратовской области следовало бы датировать первой половиной датского века, а в Саратове – второй половиной датского века и/или зеландским веком.

Кроме того, решен ряд актуальных геологических задач:

- впервые получены палео- и петромагнитные характеристики ключевской пачки, свиты Белогродни и перекрывающей их нижнесызранской подсвиты.

- обоснован возраст ключевской пачки и свиты Белогродни и их возрастные взаимоотношения.

- детальные магнитостратиграфические корреляции отложений ключевской пачки и результаты анализа переотложенных комплексов наннопланктона обосновано существование дифференцированных тектонических подвижек в районе исследований в первой половине датского века.

- оценены длительности перерывов в осадконакоплении на границе мела-палеогена и рассчитаны скорости формирования разных типов палеоценовых отложений.

- сведения о магнитной восприимчивости, использованы как дополнительный критерий для расчленения и детальной корреляции низов палеоцена в стратотипическом районе распространения свиты Белогродни.

- на основании данных анизотропии магнитной восприимчивости проведены некоторые палеогеографические реконструкции условий накопления отложений ключевской пачки и свиты Белогродни.

Дальнейшие перспективы магнитостратиграфического изучения палеоцена Поволжья связываются с расширением, как возрастного диапазона, так и территории исследований. Получение новых данных по зеландскому, танетскому ярусам Саратовского Заволжья и других регионов будет способствовать проведению детальных региональных и межрегиональных корреляций.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

K – магнитная восприимчивость

K_t – магнитная восприимчивость после нагрева

$dK = (K_t - K)$ – прирост магнитной восприимчивости

J_n , **ЕОН**, **NRM** – естественная остаточная намагниченность

J_{rs} – остаточная намагниченность насыщения

J_i – индуктивная намагниченность

H – внешнее магнитное поле

H_{cr} – остаточная коэрцитивная сила

$Q = J_n/J_i$ – параметр Кенигсбергера (фактор Q),

$S = |J_r(-300)/J_{rs}|$ – параметр магнитной жесткости

AMB – анизотропия магнитной восприимчивости

ChRM – характеристическая компонента намагниченности

N – прямая полярность геомагнитного поля

R – обратная полярность геомагнитного поля

Н-чистки, Т-чистки – магнитные чистки переменным полем и температурой соответственно

D, I – палеомагнитное склонение и наклонение соответственно

Lat, Lon – широта и долгота палеомагнитного полюса

k – кучность (степень ориентации) палеомагнитных векторов

α_{95} – радиус круга доверия среднего палеомагнитного вектора (при уровне значимости $p=0.05$)

GPTS – Международная шкала геомагнитной полярности

GSSP (ТГСГ, «золотой гвоздь») – точка глобального стратотипа границы

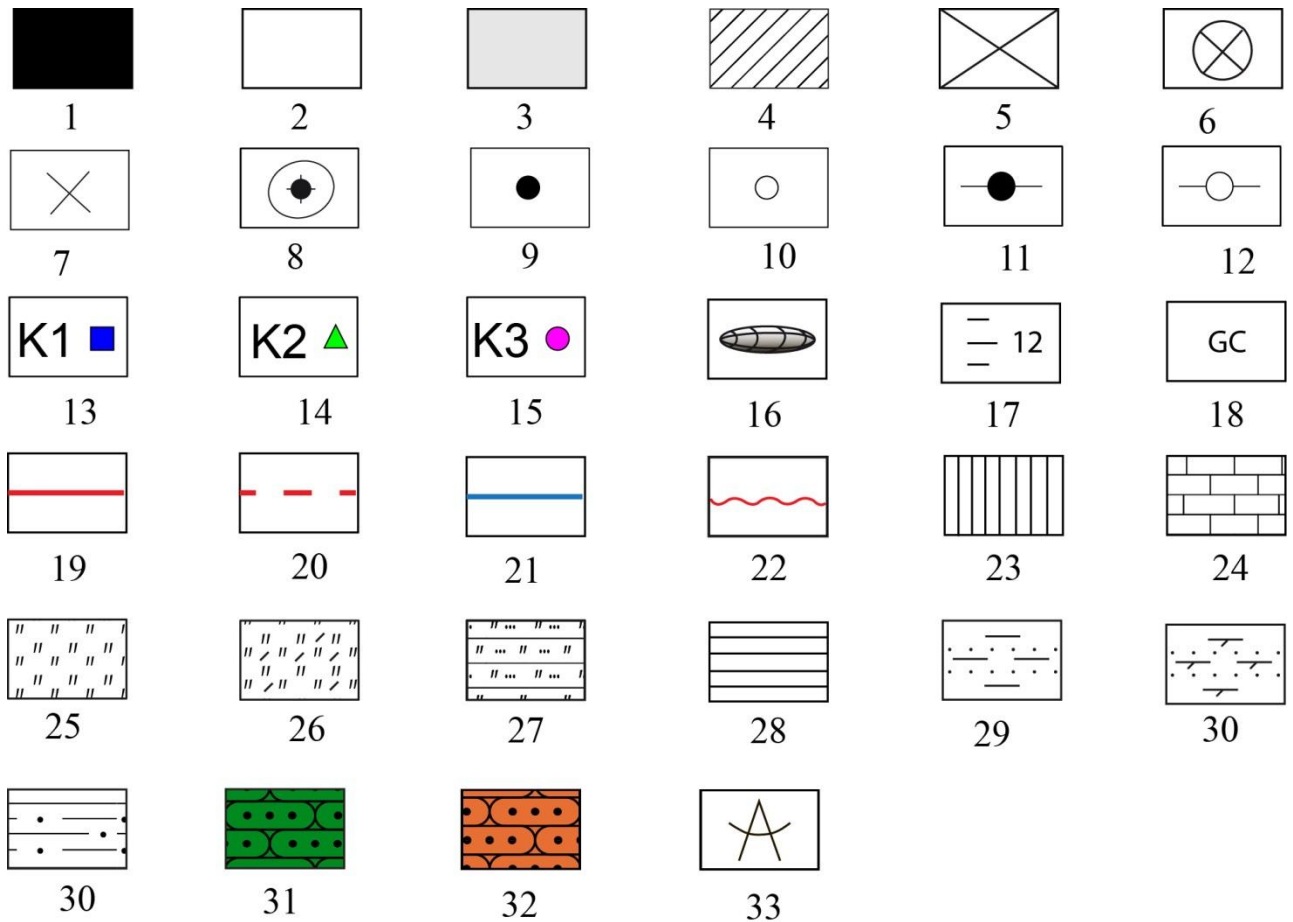
SQUID (СКВИД) – криогенный магнитометр

ВГП – виртуальный геомагнитный полюс

ДТМА – дифференциальный термомагнитный анализ

МСШ – Международная стратиграфическая шкала

ОСШ – Общая стратиграфическая шкала



1, 2 – прямая и обратная полярность геомагнитного поля, соответственно (в толщину половины колонки показана предполагаемая полярность)

3 – аномальная полярность

4 – компоненты J_n , совпадают с направлением перемангничивания современным полем

5 – отсутствие данных о полярности

6 – направление поля на исследуемой территории, пересчитанное из ключевого полюса

7 – направление перемангничивания современным геомагнитным полем

8 – среднее направление векторов J_n ,

9 – стереографические проекции направлений J_n на верхнюю полусферу

10 – стереографические проекции направлений J_n на нижнюю полусферу

11 – проекции J_n на горизонтальную плоскость

12 – проекции J_n на вертикальную плоскость

13 – проекции длинных осей магнитного эллипсоида

- 14 – проекции средних осей магнитного эллипсоида
- 15 – проекции коротких осей магнитного эллипсоида
- 16 - магнитные частицы
- 17 – номера образцов
- 18 – большие круги (круги перемагничивания)
- 19 – корреляционные линии
- 20 – предполагаемые корреляционные линии
- 21 – границы петромагнитных интервалов
- 22 – стратиграфические несогласия
- 23 – стратиграфические или временные hiatusы
- 24 – известняки
- 25 – опоки (силициты)
- 26 – карбонатные опоки
- 27 – глинистые опоки
- 28 – глины
- 29 – алевроиты глинистые
- 30 – песчаник известковисто-глауконитовый
- 30 – песчано-алеврито-глинистые породы
- 31 – глауконитовый песчаник
- 32 – песчаник сидеритизированный
- 33 – малакофауна

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александрова, Г.Н. Диноцисты палеоцена Среднего и Нижнего Поволжья: стратиграфия и палеообстановки / Г.Н. Александрова // Автореф. дис. ... кан. геол. –минерал. наук: 25.00.02 / Александрова Галина Николаевна. – М., – 2013. – 22 с.
2. Александрова, Г.Н. Эвстатическая цикличность палеоцена по диноцистам и рубежа маастрихта – дания по планктонным фораминиферам в Поволжском регионе / Г.Н. Александрова, В.Н. Беньямовский // Палеострат–2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 14-15 февраля 2005 г.: Программа и тезисы докладов. Алексеев А.С. (ред.). – М.: Палеонтологический ин-т им. А.А. Борисяка РАН, 2005. – С. 30.
3. Архангельский, А.Д. Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья и их фауна / А.Д. Архангельский // Материалы для геологии России. Избранные труды. – 1952. – Т. 22. Вып. 1. – С. 48.
4. Архангельский А.Д. Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья и их фауна / А.Д. Архангельский // Материалы для геологии России. 1905. Т. 22. Избранные труды. – М.– Л.: Издательство АН СССР, 1955. – Т.1, – 207с.
5. Ахлестина, Е.Ф. Атлас кремнистых пород мела и палеогена Поволжья / Е.Ф. Ахлестина, А.В. Иванов // Саратов: Колледж, 2000. – 166 с.
6. Ахлестина, Е.Ф. О стратиграфическом положении и литологии "слоев Белогродни" / Е.Ф. Ахлестина, А.В. Иванов // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2005. – Вып. 42. – С. 16-23.
7. Бахмутов, В.Г. Палеовековые геомагнитные вариации / В.Г. Бахмутов. – Киев: Наукова думка, 2006. – 295 с.
8. Барабошкин, Е.Ю. Конденсированные разрезы: терминология, типы, условия образования / Е.Ю. Барабошкин // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2009. – № 3. – С. 13–20

9. Барабошкин, Е.Ю. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки / Е.Ю. Барабошкин, А.Б. Веймарн, Л.Ф.Копаевич, Д.П. Найдин / Методические рекомендации. М.: Изд-во МГУ. – 2002. – 163 с.

10. Беньямовский, В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон – маастрихт / В.Н Беньямовский // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2008. – Т. 16. № 5. – С. 62–74.

11. Белоусов, П.Е. Месторождения глауконитов России: геологическая позиция, условия образования и перспективы освоения / П.Е. Белоусов, Н.М. Чупаленков, М.А. Рудмин, В.В. Крупская // Литология и полезные ископаемые. – 2022. – № 3. – С. 270–285.

12. Богачкин, А.Б. Палеомагнитная стратиграфия и петромагнетизм палеогеновых отложений Кавказа и Северного Прикаспия / Автореф. дис. ... кан. геол.–минерал. наук: 25.00.02 / Богачкин Алексей Борисович. — Саратов, 2004. — 21 с.

13. Буров, Б.В. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород / Б.В. Буров, П.Г. Ясонов. – Казань: Изд-во КГУ, 1979. – 159 с.

14. Васильева, О.Н. Диноцисты свиты белогродни (Саратовское Поволжье) / О.Н. Васильева // Ежегодник-20016. Труды ИГГ УрО РАН. – 2017. – Вып. 164. – С. 3–8.

15. Вишневская, В.С. Корреляция верхнемеловых зональных схем Восточно-Европейской платформы по фораминиферам, радиоляриям и нанопланктону / В.С.Вишневская, Л.Ф. Копаевич., В.Н. Беньямовский, М.Н. Овечкина // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2018. – №1. – С. 26-35.

16. Гасанов, А.З. Палеомагнитная корреляция палеогеновых отложений Талыша и Нах. АССР / Автореф. дис. ... кан. геол.–минерал. наук / Гасанов А. З. — Баку, 1975. — 15 с.

17. Гавриленко, В.В. Основы геохимии редких литофильных металлов / В.В. Гавриленко, В.В. Сахоненок. – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та. – 1986. – 172 с.
18. Геология СССР. Т. XI. Поволжье и Прикамье. Ч. I. Геологическое описание. Ред. Сидоренко А.В. – М.: Недра, 1967. – 872 с.
19. Геологический словарь. В трех томах. Том 1. А-Й. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2010. – 432 с.
20. Гнибиденко, З.Н. Региональный магнитостратиграфический разрез верхнего мела и пограничного палеогена юга Западной Сибири: к разработке шкалы геомагнитной полярности мела и пограничного палеогена Западной Сибири / З.Н. Гнибиденко, О.Б. Кузьмина, А.В. Левичева // Геология и геофизика. – 2020. – № 9. – С. 1256–1265.
21. Грищенко, В.А. Био-, магнито- и циклостратиграфия разреза верхнего берриаса у с. Алексеевка (Белогорский район, Республика Крым). Статья 1. Аммониты. Магнитостратиграфия. Циклостратиграфия / В.А. Грищенко, В.В. Аркадьев, А.Ю. Гужиков и др. // Известия Саратовского университета. Новая серия. Сер. Науки о Земле. – 2016. – Т.16. Вып.3. – С.162–172.
22. Гужиков, А.Ю. Стратиграфическая информативность численных и магнитных характеристик осадочных пород (методические аспекты) / А.Ю. Гужиков, Э.А. Молостовский // Бюлл. МОИП., отд. геол. – 1995. – Т. 70. Вып. 1. – С. 32–41.
23. Гужиков, А.Ю. О решении "неразрешимых" стратиграфических задач (комментарии к статье В.Ю. Брагина, О.С. Дзюба, А.Ю. Казанского и Б.Н. Шурыгина "Новые данные по магнитостратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири)") / А.Ю. Гужиков // Геология и геофизика. – 2013а. – Т. 54. № 3. – С.456–462.
24. Гужиков, А.Ю. Геологическая информативность магнетизма керна и шлама осадочных пород, полученных при бурении разведочных скважин / А.Ю. Гужиков // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2013б. – №4(46). – С.51–61.

25. Гужиков, А.Ю. Новые био- и магнитостратиграфические данные по кампанским–маастрихтским отложениям классического разреза Нижняя Банновка (юг Саратовского Правобережья) / А.Ю. Гужиков, Е.Ю. Барабошкин, В.Н. Беньямовский, В.С. Вишневская, Л.Ф. Копаевич, Е.М. Первушов, Гужикова А.А. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2017. – Том 25. № 1. – С. 24–61.

26. Гужиков, А.Ю. 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 2. Магнито- и хемотратиграфия, обсуждение данных / А.Ю. Гужиков, Е.Ю. Барабошкин, Г.Н. Александрова, И.П. Рябов, М.А. Устинова, Л.Ф. Копаевич, Г.В. Миранцев, А.Б. Кузнецов, П.А. Фокин, В.Л. Косоруков // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2021.– Т. 29, №5. – С.27.

27. Гужикова, А.А. Петромагнитные индикаторы уровней, обогащенных космогенным веществом, в маастрихте Поволжья и Прикаспия / А.А. Гужикова, В.А. Цельмович, В.С. Аткин // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. – 2016. – Т. 16. Вып. 1. – С. 18–24.

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

29. Гужикова, А.А. Магнитозона обратной полярности в туроне–коньяке северного окончания Доно-Медведицких дислокаций / А.А. Гужикова, Е.М. Первушов, И.П. Рябов, В.А. Фомин // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. – 2020. – Т. 20. Вып. 4. – С. 262–277.

30. Гужикова, А.А. Магнитостратиграфия турона–сантона Самарского Правобережья / А.А. Гужикова, В.А. Грищенко, В.А. Фомин, Е.Ю. Барабошкин, Д.А. Шелепов // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. – 2021. – Т. 21. Вып. 4. – С. 248–263.

31. Дигас, Л.А. Новые сведения о датских отложениях на территории Среднего Поволжья / Л.А. Дигас // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. – 1976. – Вып. 10. – С. 48–57.

32. Ермохина, Л.И. Стратиграфия и условия формирования палеоценовых и нижнеэоценовых отложений Поволжья и Общего Сырта. Автореф. дис. ... кан. геол.- минер. наук: / Ермохина Людмила Ивановна. – Киев, 1990. – 24 с.

33. Зубаков, В.А. Основные принципы разработки магнитостратиграфических схем / В.А. Зубаков, Э.А. Молостовский // В кн. Палеомагнитная стратиграфия мезо-кайнозойских отложений. – Киев.: Наукова думка, 1982. – С. 3–6.

34. Корчагин, А.А. Отражение условий формирования свиты Белогродни в магнитной текстуре пород / А.А. Корчагин // Научные исследования студентов Саратовского государственного университета: материалы итоговой студенческой научной конференции. Саратов: Изд-во Саратовского университета. – 2024. – 104 с.

35. Кузнецова, Т.А. Палинологическая характеристика слоев Белогродни / Т.А. Кузнецова // Труды геологического института. Казань. – 1971. – №29. – С. 20–29.

36. Курлаев, В.И. О датских отложениях саратовского правобережья / В.И. Курлаев, Н.А. Бондаренко, Е.Ф. Ахлестина // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Саратовский ун-т. – 1981. – Вып. 22. – С. 94–102.

37. Курлаев, В.И. О взаимоотношении палеогеновых и меловых отложений в районе железнодорожной станции Озинки / В.И. Курлаев, Л.А. Дигас, Е.Ф. Ахлестина, Н.А. Бондаренко // Вопросы стратиграфии, палеоэкологии мезозоя и кайнозоя. Саратов: Саратовский ун-т. – 1987. – С. 54–64.

38. Курлаев, В.И. Палеоген Среднего и Нижнего Поволжья / В.И. Курлаев, Е.Ф. Ахлестина // Деп. в ВИНТИ, N8825-B88. Саратов: Саратовский ун-т, 1988. – 203 с.

39. Кузнецова, Т.А. Палинологическая характеристика слоев Белогородни / Т.А. Кузнецова // Труды геологического института. Казань. – 1971. – №29. – С. 20–29.
40. Леонов, Г.П. Палеогеновые отложения Сталинградского Поволжья и их соотношение с соответствующими образованиями бассейна Дона и Днепра / Г.П. Леонов // Бюлл. МОИП. Нов. сер. Отд. геол. – 1936. Т. 14. Вып. 4. – С. 287–321.
41. Леонов, Г.П. Опыт построения межрегиональной стратиграфической схемы палеогеновых отложений Русской плиты / Г.П. Леонов // Вестник МГУ. Сер. биол., почвовед., геолог., географ. – 1957. – № 1. – С. 169–182.
42. Леонов, Г.П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской платформы / Г.П. Леонов. – М: МГУ, 1961. – 552 с.
43. Левичева, А.В. Палеомагнетизм верхнемеловых и пограничных мел-палеогеновых отложений юга Западной Сибири / Автореф. дис. ... кан. геол.–минерал. наук: 25.00.02 / Левичева Александра Викторовна. — Новосибирск, 2017. — 19 с.
44. Милановский, Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья / Е.В. Милановский / М – Л: Гос. науч.-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры, 1940. – 276 с.
45. Милановский, Е.В. Геологический очерк Поволжья. Путеводитель по Среднему Поволжью / Е.В. Милановский. – М., 1927. – 144 с.
46. Минасян, Дж. О. Палеомагнитно-стратиграфическая шкала мезокайнозоя Армении / Дж. О. Минасян, Т. А. Сирунян, А. К. Караханян // Известия АН АрмССР. Науки о Земле. – 1981. – № 5. – С 61–65
47. Мороз, С.А. Палеогеографические условия Поволжского залива в датском веке / С.А. Мороз, Л.И. Ермохина. // Вопросы палеонтологии и стратиграфии: Новая серия. Саратов: Изд-во ГОС УНЦ “Колледж”, 1998. – Вып. 1. – С. 66–72.

48. Молостовский, Э.А. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии / Э.А. Молостовский, А.Н. Храмов // Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1997. – 180 с.
49. Мусатов, В.А. Детальная зональность по известковому наннопланктону и палеомагнитная характеристика палеоценовых отложений разреза по р. Хеу (Северный Кавказ) / В.А., Мусатов, А.Б. Богачкин // Труды Палеонтологического общества. – М.: ПИН РАН, 2018. – Т. 1. – С. 63-76.
50. Мусатов, В.А. Стратотип слоев Белогродни / Мусатов В.А., Ермохина Л.И. // Недра Поволжья и Прикаспия. – 1998. Вып. 15. – С. 35–42.
51. Мусатов, В.А. Зональное расчленение и корреляция палеоценовых отложений Нижнего Поволжья по известковому наннопланктону / Мусатов В.А. // Бюлл. РМСК по центру и югу Русской платформы. – 1993а. – Вып. 2. – С. 116–120.
52. Мусатов, В.А. Зональное расчленение средне-верхнеэоценовых отложений Нижнего Поволжья по наннопланктону / В.А. Мусатов // Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Межвуз. научн. сб. Саратов: СГУ, 1993. – Вып. 2. С. – 57–66.
53. Мусатов, В.А. Граница верхнемеловых и палеоценовых отложений в Саратовском Поволжье / В.А. Мусатов, Н.А. Христенко // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 2004. – Т. 79. Вып. 4. – С. 48–57.
54. Мусатов, В.А. Палеоценовые отложения Поволжья и Северного Прикаспия: новые данные, событийный подход / В.А. Мусатов, Н.Г. Музылев, Ступин С.И. // Вопр. Стратиграфии Поволжья и Прикаспия. Сб. науч. тр. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2004. – С. 226–258.
55. Назаров, Х. Палеомагнитно-стратиграфические исследования палеогена, мела, юры Туркмении / Х. Назаров // Автореф. дис. канд. геол.-мин. Наук / Назаров Х. – Ленинград, 1973. – 18 с.
56. Найдин, Д.П. Проблема границы мела и палеогена в современной литературе / Д.П. Найдин // Бюлл. МОИП, отд. Геологии. – 1972. – Т. 47. Вып. 3. – С. 53–67.

57. Овечкина, М.Н. Известковый нанопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты / М.Н. Овечкина // Тр. ПИН РАН– М.: Наука. – 2007. – Т. 288. – 352 с.
58. Овечкина, М.Н. Изменения сообществ фито- и зоопланктона в маастрихтском бассейне Саратовского Поволжья / М.Н. Овечкина, А.С. Алексеев // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. – М.: ПИН РАН. 2004. – Вып. 6. – С. 57–73.
59. Павлов, А.П. О третичных отложениях Симбирской и Саратовской губерний / А.П. Павлов.// Бюлл. Моск. о-ва естествоиспытателей, 1896, – №4, – С.87–92.
60. Павлов, А.П. Геологическая поездка по Волге от Казани до Царицына (Pavlov A.P. Voyage géologique par la Volga de Kazan à Tzaritsyn.) / А.П. Павлов // Guide des excursions du VII Congrès Géologique international. St. Petersburg: Imprimerie de M. Stassulévitch, 1897. – Р. 1–40.
61. Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.
62. Печерский, Д.М. Палеомагнитология, петромагнитология и геология (словарь справочник для соседей по специальности) (Электронный ресурс) /Д.М. Печерский, Д.Д. Соколов. – 2011. Режим доступа: <https://docs.google.com/file/d/0B1kxy81cxWN3OGV2eWNFRFZZdk0/edit?pli=1> (дата обращения: 22.07.2024)
63. Первушов, Е.М. Структурный план Правобережного Поволжья в позднемеловое и раннепалеоценовое время / Е.М. Первушов, Л.И. Ермохина, Д.А. Шелепов, Н.Ю. Зозырев // Геологические науки – 2023: Материалы Всеросс. науч.-практ. конф. (с межд. уч.) (Саратов, 8 декабря 2023 г.) – Саратов: Изд-во «Техно-Декор», 2023. – 114 с.
64. Пятаев, А.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Чембарско–Петровской зоны дислокаций Рязано-Саратовского мегапрогиба / А.А. Пятаев // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. – 2019. –Т. 19. Вып. 2. – С. 127–137.

65. Суринский А. М. Петромагнитный метод как инструмент изучения седиментационной цикличности верхнего мела и палеогена Русской плиты и Крыма / Автореф. дис. ...кан. геол. –минерал. наук: 25.00.01 / Суринский Арсений Михайлович. – Москва, 2018. – 21 с.

66. Суринский, А.М. Опыт циклостратиграфического анализа петромагнитных и геохимических данных в стратотипе свиты Белогродни (датский ярус Саратовского Правобережья) / А.М. Суринский, А.Ю. Гужиков, Д.А. Шелепов, Р.Р. Габдуллин // Вопросы палеонтологии и региональной стратиграфии фанерозоя Европейской части России: Всероссийская научно-практическая конференция (г. Ульяновск, 22-25 сентября 2023 г.): сборник научных трудов. Под ред. В.П. Морова, М.А. Рогова, Н.Г. Зверькова. – Ундоры: Ундоровского палеонтологического музея им. С.Е. Бирюкова. – 2023а. – С. 160-162.

67. Суринский, А.М. Результаты циклостратиграфического анализа петромагнитных и геохимических данных по стратотипу свиты Белогродни (датский ярус Саратовского Правобережья) / А.М. Суринский, А.Ю. Гужиков, Д.А. Шелепов, Р.Р. Габдуллин // Вестник Московского ун-та. Сер. 4. Геология. – 2023б. – № 4. – С. 42–48.

68. Унифицированная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона / ред.: М.А. Ахметьев, С.М. Шик, А.С. Алексеев; сост.: Г.Н. Александрова, М.А. Ахметьев, В.Н. Беньямовский и др. // – Москва: ФГУП «ВНИГНИ», 2015, – 96 с.

69. Харленд, У.Б. Шкала геологического времени / У.Б. Харленд, А.В. Кокс, П.Г. Лиевеллин // – М., Мир, 1985. – 139 с.

70. Храмов, А.Н. Палеомагнетизм / А.Н. Храмов, Л.Е. Шолпо / – Л.: Недра, 1967. – 252 с.

71. Храмов, А.Н. Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссаров и др.; под ред. А.Н. Храмова. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.

72. Шебалдин, В.П. Тектоника Саратовской области / В.П. Шебалдин // Саратов: ОАО “Саратовнефтегеофизика”, 2008. – 40 с.

73. Шелепов, Д.А. Предварительные магнитостратиграфические данные по палеоцену юга Саратовского Правобережья / Д.А. Шелепов, А.Ю. Гужиков // Геологические науки – 2021: Материалы Всерос. научно-практ. конф. (Саратов, 2 - 3 декабря 2021 г.) – Саратов: Изд-во "Техно-Декор". – 2021. – С. 74-78.

74. Шелепов, Д.А. Результаты рекогносцировочных магнитостратиграфических исследований палеоцена в южной части Саратовского Правобережья / Д.А. Шелепов, А.Ю. Гужиков // Изв. Саратовского ун-та. Новая серия. Серия: Науки о Земле. – 2022. – Т. 22. Вып. 2. – С. 117–131.

75. Шелепов, Д.А. Магнитостратиграфия пограничного интервала мела–палеогена юга Саратовского Правобережья / Д.А. Шелепов, А.Ю. Гужиков, И.П. Рябов, Е.М. Первушов // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Одиннадцатого Всероссийского совещания, 19–24 сентября 2022 г., г. Томск. Гл. ред. Барабошкин Е.Ю. – Томск: Изд-во Томского гос. ун-та. – 2022. – С. 285–288.

76. Шелепов, Д.А. Результаты магнитостратиграфических исследований сызранской свиты (палеоцен) разреза Песчаный Умет (г. Саратов) / Д.А. Шелепов, А.Ю. Гужиков // Учен. зап. Казанского ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2023а. – Т. 165. Кн. 4. – С. 524–536.

77. Шелепов, Д.А. Результаты магнитостратиграфических исследований сызранской свиты (палеоцен) разреза Песчаный Умет (г. Саратов) / Д.А. Шелепов, А.Ю. Гужиков // Всероссийская конференция с международным участием «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород» Сборник тезисов / Составители – Фаттахова Л.А., Кузина Д.М. – Казань: Казан. Фед. Ун-т, – 2023б. – С. 73.

78. Шелепов, Д.А. Магнитостратиграфическая характеристика ключевской пачки (датский ярус, север Саратовского Правобережья) / Д.А. Шелепов, А.Ю. Гужиков, А.А. Корчагин // Вопросы палеонтологии и

региональной стратиграфии фанерозоя европейской части России. Всероссийская научно-практическая конференция (г. Ульяновск, 22–25 сентября 2023 г.). Сборник научных трудов. Ред. Мороз В.П., Рогов М.А., Зверьков Н.Г. – Ундоры: Ундоровский палеонтологический музей им. С.Е. Бирюкова. – 2023а. – С. 163–165.

79. Шелепов, Д.А. Предварительный макет магнитостратиграфической схемы палеоцена Саратовского Правобережья / Д.А. Шелепов, А.Ю. Гужиков, А.А. Корчагин // Геологические науки – 2023: Материалы Всеросс. науч.-практ. конф. (с межд. уч.) (Саратов, 8 декабря 2023 г.) – Саратов: Изд-во «Техно-Декор», 2023б. – С. 95–96.

80. Шелепов, Д.А. Магнитостратиграфическая характеристика стратотипа свиты Белогродни (Саратовская область) / Д.А. Шелепов, А.Ю. Гужиков // ПАЛЕОСТРАТ-2023. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 30.01 – 1. 02 2023 г. Программа. Тезисы докладов. Голубев В.К. и Назарова В.М. (ред.). – М.: Палеонтологический ин-т им. А.А. Борисяка РАН, 2023г. – 76 с.

81. Шелепов, Д.А. Результаты магнитостратиграфического изучения Нижнесызранской подсвиты (палеоцен) на севере саратовского Правобережья (разрезы Гремячка и Ключи) / Д.А. Шелепов // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. – 2024. – Т. 24. Вып. 4. – С. 274–285.

82. Шелепов, Д.А. К вопросу о длительности перерыва в осадконакоплении на границе мела–палеогена в Саратовском Правобережье / Д.А. Шелепов, А.Ю. Гужиков // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы XII Всероссийского совещания, 7-11 октября 2024 г., г. Южно-Сахалинск. Гл. ред. Е.Ю. Барабошкин. – Южно-Сахалинск: Изд-во ООО "Индиго". – 2024. – 310 с.

83. Юдович, Я.Э. Фосфориты и глауконит: причина паргенезиса / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис, Н.В. Рыбина // Вестник института геологии Коми научного центра УрО РАН. – 2018. – № 11. – С. 43–47.
84. Agnini, C. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes / C. Agnini, E. Fornaciari, I. Raffi, R. Catanzariti, H. Palike, J. Backman, D. Rio. // Newsletters on Stratigraphy, – 2014, – Vol. 47, № 2, – P. 131–181.
85. Alekseev, A.S Maastrichtian and Lower Palaeocene of Northern Saratov Region (Russian Platform, Volga River). Foraminifera and calcareous nannoplankton / A.S. Alekseev, L.F. Kopaevich, M.N. Ovechkina, A.G. Olferiev // Bull. de L`Institutu Royal des Sciences Natur. de Belgique (Sciences de la Terre). – 1999. – P. 15–45.
86. Alvarez, W. Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy / W. Alvarez, M.A. Arthur, A.G. Fischer, W. Lowrie, G. Napoleone, I. Premoli Silva, W.M. Roggenthen // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1977. – № 88. – P. 383–389.
87. Ali, J.R. Chronostratigraphic framework for the Thanetian and lower Ypresian deposits of southern England / J.R. Ali, D.W. Jolley // In: Knox, R.W.O.B., Corfield, R.M., and Dunay, R.E. (eds), Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, Geological Society Special Publication. – 1996. – Vol 101. – P. 129 –144.
88. Besse, J. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr / J. Besse, V. Courtillot // J. Geophys. Res. – 2002. – Vol. 107. № 11. – P. 1– 31.
89. Berggren, W.A. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation / W.A. Berggren, P.N. Pearson // Journal of Foraminiferal Research. – 2005. – № 35. – P. 279 – 298.
90. Berggren, W.A. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy / W.A. Berggren, D.V. Kent, C.C. Swisher, M.P. Aubry // In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P. Hardenbol. (eds), Geochronology, time

scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Special Publication, 1995, – Vol 54. – P 129–212.

91. Bhandari, N. Chemical profiles in K/T boundary section of Meghalaya, India / N. Bhandari, M. Gupta, J. Pandey, P. Shukla // *Cometary, asteroidal or volcanic. Chemical Geology.* – 1994. – №113. – P. 45–60.

92. Bornemann, A Latest Danian carbon isotope anomaly and associated environmental change in the southern Tethys (Nile basin, Egypt) / A. Bornemann, P. Schulte, J. Sprong, E. Steurbaut, M. Youssef, R.P. Speijer. // *Journal of the Geological Society.* – 2009. – № 166. – P. 1135–1142.

93. Brotzen, F. Correlation problems of the Danian / F. Brotzen // *Int. Geol. Congr. Mexico, 1956.* – 81 p.

94. Cande, S.C. A New Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic / S.C. Cande, D.V. Kent // *Journal of geophysical research.* – 1992. – Vol. 97. № B10. – P. 13,917–13,951.

95. Cande, S.C. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic / S. C. Cande, D. V. Kent // *Journal of geophysical research.* – 1995. – Vol. 100. №4. – P. 6093-6095

96. Chadima, M. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer / M. Chadima, F. Hrouda // *Travaux Geophysiques.* – 2006. – Vol. 27. – P. 20–21.

97. Desor, F. Sur le terrain danien, nouvel étage de la Craie / F. Desor // *Bulletin de la Societe Geologique de France.* – 1847. – №4. – P. 179–182.

98. Day, R. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence / R. Day, M. Fuller, V. A. Schmidt // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1977. – Vol. 13. – P. 260–267.

99. Debiche, M.G. Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism / M.G. Debiche, G.S. Watson // *J. Geophys. Res.* – 1995. – Vol. 100. № B12. – P. 24405–24430.

100. Dinare`s-Turell, J. Closing the Mid-Palaeocene gap: toward a complete astronomically tuned Palaeocene Epoch and Selandian and Thanetian GSSPs at

Zumaia (Basque basin, W Pyrenees) / J. Dinare`s-Turell, J.I. Baceta, G. Bernaola, X. Orue-Extrebarria, V. Pujalte // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2007. – Vol.262. – P. 450–467.

101. Dinare`s-Turell, J. Astronomical calibration of the Danian stage (Early Paleocene) revisited: settling chronologies of sedimentary records across the Atlantic and Pacific Oceans / J. Dinare`s-Turell, T. Westerhold, V. Pujalte, D. Kroon // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2014. – № 405. – P. 119–131.

102. Dunlop, D. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). Theoretical curves and tests using titanomagnetite data / D. Dunlop // *J. Geophys. Res.* – 2002. – Vol. 107. № B3. – P. 2056.

103. Evans, M.E. Environmental magnetism. Principles and applications of enviromagnetics. / M.E. Evans, F. Heller // San Diego, Academic Press. – 2003. – P. 311

104. Flynn, A.G. Early Paleocene Magnetostratigraphy and Revised Biostratigraphy of the Ojo Alamo Sandstone and Lower acimiento Formation, San Juan Basin, New Mexico, USA / A.G. Flynn, A.J. Davis, T.E. Williamson, M. Heizler, C.W. Fenley, C.E. Leslie, R. Secord, S.L. Brusatte, D.J. Peppe // *GSA Bulletin*. – 2020. – №132 (9–10). – P. 2154–2174.

105. Gale, A.S., Mutterlose J., Batenburg S. The Cretaceous Period / A.S. Gale J. Mutterlose, S. Batenburg // *Geologic Time Scale*. – 2020. – P. 1023–1086.

106. Gabdullin, R.R., Periodites below and above the K / T boundary / R. R. Gabdullin, A.J. Guzhikov, A.B. Bogachkin, N.A. Bondarenko, T.V. Lubimova, A.B. Widrik // *Bull, de Institute Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terr.* – 1999. – №69. – P. 87–101.

107. Galbruna, B. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Ager Basin, Province of Lerida, Spain / B. Galbruna, M. Feist, F. Colombo, R. Rocchia, Y. Tambareau // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1993. – Vol.102. – P. 41–52.

108. Gee, J. Magnetostratigraphy of paleogene and upper cretaceous sediments from Broken Ridge, eastern Indian Ocean / J. Gee, C.T. Klotwijk, G.M.

Smith // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. – 1991. – Vol.121. – P. 359–376.

109. Gradstein, F.M. A Geologic Time Scale 2012 / F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Smitz, G.M. Ogg // Elsevier BV. – 2012. – P. 1390.

110. Gradstein, F.M. Geologic Time Scale / F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.B. Schmitz, G. M. Ogg // Amsterdam, Oxford, Cambridge, Elsevier. – 2020. – P. 1357.

111. Guzhikov, A.Y. Magnetostratigraphy of the Maastrichtian from Volga Right Bank Area Near Saratov (Lower Volga Region) / A.Y. Guzhikov, A.A. Guzhikova, A.G. Manikin, V.A. Grishchenko // Problems of Geocosmos – 2018. Eds. Yanovskaya T., Kosterov A., Bobrov N., Divin A., Saraev A., Zolotova N. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. – 2020. – P. 83–105.

112. Guzhikov, A. Some features of the Early Cretaceous sedimentation in the Cis-Caucasia reflected in magnetic properties of the sedimentary cover / A. Guzhikov, E. Molostovsky // Geodiversitas. – 1999. – Vol. 21(3). – P. 365–385.

113. Heirtzler, J.R. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents / J.R. Heirtzler, G.O. Dickson, E.M. Herron, W.C. Pitman, X. Le Pichon // J. Geophys. Res. – 1968. – Vol.73, – P.2119–2136.

114. Heilmann-Clausen, C. The Danish Sub-Basin: Paleogene dinoflagellates / C. Heilmann-Clausen // Geologisches Jahrbuch, Reihe. – 1988. – №100. – P. 339–343.

115. Hillebrandt von, A. Paleogene biostratigraphy in southeastern Spain (Murcia and Alicante Provinces), Actes du VI Coll / A. Hillebrandt von // Africain de Micropaléontologie (Tunis). – 1974. – P. 231-248.

116. Jacobs, J.A. Geomagnetic excursion / J.A. Jacobs // Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. Springer, 2007. – P. 311–312.

117. Kent, D.V. A Cretaceous and Jurassic geochronology / D.V. Kent, F. M. Gradstein // Geol. Soc. Am. Bull. – 1985. – Vol.96. – P. 1419–1427.

118. Kodama, A. Rock magnetic cyclostratigraphy / A. Kodama, L. Hinnov // UK: West Sussex, Wiley & Sons., 2015. – 166 p.
119. Kuiper, K.F. Synchronizing rock clocks of Earth history / K.F. Kuiper, A. Deino, F.J. Hilgen, W. Krijgsman, P.R. Renne, J.R. Wijbrans // Science. – 2008. – Vol.320. – P. 500–504.
120. Laskar, J. A new orbital solution for the long term motion of the Earth / J. Laskar, A. Fienga, M. Gastineau, H. La. Manche // Astronomy and Astrophysics. – 2010. – Vol.532.A89. – P. 1–15.
121. Lanza, R. The Earth's Magnetism: An Introduction for Geologist / R. Lanza, A. Meloni // Springer, 2006. – 278 p.
122. LeCain, R. Magnetostratigraphy of the Hell Creek and lower Fort Union Formations in northeastern Montana / R. LeCain, W.C. Clyde, G.P. Wilson, J. Riedel // Wilson, G.P., Clemens, W.A., Horner, J.R., and Hartman, J.H., eds., Through the End of the Cretaceous in the Type Locality of the Hell Creek Formation in Montana and Adjacent Areas: Geological Society of America Special Paper. – 2014. – 503. – P. 137–147.
123. Lerbekmo, J.F. Magnetostratigraphy of the Canadian Continental Drilling Program Cretaceous–Tertiary (K/T) Boundary Project core holes, western Canada / J.F. Lerbekmo // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1999. – №36. – P. 705–715.
124. Lerbekmo, J.F. Late Cretaceous to early Tertiary magnetostratigraphy of a continental sequence: Red Deer Valley, Alberta, Canada / J.F. Lerbekmo, K.C. Coulte // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1985. – №22 (4). – P.567–58.
125. Lurcock, P.C. The palaeomagnetism of glauconitic sediments / P.C. Lurcock, G.S. Wilson // Global Planet. Change. – 2013. – Vol 110. – P. 278–288.
126. Luterbacher, H.P. Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Apennino Centrale / H.P. Luterbacher, P. Silva // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. – 1964. – Vol 70, №1. – P. 67–128.

127. Martini, E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation / E. Martini // Proc. II Plancton Conference. Roma. – 1970. – Vol.2. – P. 739–785.
128. Mary, C. Biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Cretaceous Tertiary Sopelana section (Basque country) / C. Mary, M. Moreau, X. Orue-Etxebarria, E. Apellaniz, V. Courtillot // Earth and Planetary Science Letters. – 1991. – Vol. 106. – P. 133–150.
129. Merrill, R.T. Paleomagnetism / R.T. Merrill, P.L. McFadden // Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. Springer, 2007. – P. 776–780.
130. McFadden, P.L. A new fold test for palaeomagnetic studies / P.L. McFadden // Geophysical Journal International. – 1990. – №103. – P. 163–169.
131. Molina, E. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”, Cenozoic) / E. Molina, L. Alegret, I. Arenillas, J.A. Arz, N. Gallala, J.G. Nishimura, G.M. Muneton, D.Z. Turki // Auxiliary sections and correlation. Episodes. – 2009. – №32. – P. 84–95.
132. Molostovsky, E.A. Sedimentogenesis in Maastrichtian-Danian basins of the Russian plate and adjacent areas in the context of plume geodynamics / E.A. Molostovsky, V.A. Fomin, D.M. Pechersky // Russian J. Earth Sci. – 2006. – Vol. 8. – P. 1–13.
133. Nag, D. Magnetostratigraphy and rock magnetic studies on the Cretaceous-Paleogene transition strata along the Um Sohryngkew River, Therriaghat, Meghalaya, India / D. Nag, S.J. Sangode, S.P. Singh, P.R. Uddandam, A. Choudhuri, B. Phartiyal, V. Prasad // Geological Journal. – 2024. – P. 1 – 20.
134. Ogg, J.G. Geomagnetic Polarity Time Scale. / J.G. Ogg // Geologic Time Scale 2020. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G. Elsevier, 2020. – P. 159–192.
135. Okada, H. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975) / H. Okada, D. Bukry // Marine Micropaleontology. – 1980. – №5. – P. 321–325.

136. Petrovsky, E. Susceptibility / E. Petrovsky // Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. Springer, 2007. – P. 931–933.
137. Peppe, D.J. Magnetostratigraphy of the Ludlow Member of the Fort Union Formation (Lower Paleocene) in the Williston Basin, North Dakota / D.J. Peppe, D.A.D. Evans, A.V. Smirnov // GSA Bulletin. – 2009. – Vol.121, №1/2. – P. 65–79.
138. Preisinger, A. Cretaceous/ Tertiary boundary sections in the East Balkan area, Bulgaria / A. Preisinger, S. Aslanian, K. Stoykova, F. Grass, H. J. Mauritsch, R. Scholger // Geologica balcanica, 1993. – P. 3.13.
139. Quillevère, F. Paleocene oceanography of the eastern subtropical Indian Ocean An integrated magnetobiostratigraphic and stable isotope study of ODP Hole 761B (Wombat Plateau) / F. Quillevère, M.P. Aubry, R.D. Norris, W.A. Berggren // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2002. – Vol.184. – P. 371–405.
140. Schmitz, B. The Global Stratotype Sections and Points for the bases of the Selandian (Middle Paleocene) and Thanetian (Upper Paleocene) stages at Zumaia, Spain / B. Schmitz, V. Pujalte, E. Molina, S. Monechi, X.O. Etxebarria, R.P. Speijer, L. Alegret, E. Apellaniz, I. Arenillas, M.P. Aubry, J.I. Baceta, W.A. Berggren, G. Bernaola, F. Caballero, A. Clemmensen, J.D. Turell, C. Dupuis, C.H. Clausen, A.H. Orus, R. Knox, M.M. Rubio, S. Ortiz, A. Payros, M.R. Petrizzo, K.V. Salis, J. Sprong, E. Steurbaut, E. Thomsen // Episodes. – 2011. – Vol. 34, № 4. – P. 220–243.
141. Shelepov, D.A. Magnetostratigraphy of the Danian Stage of the Volga Right Bank Region near Saratov: Article 1. Klyuchevskaya Member–the Lower Syzran Subformation / D.A. Shelepov, A.Yu. Guzhikov, V.A. Musatov // Stratigraphy and Geological Correlation. – 2025a. – Vol.33, No.1. – P. 125–141.
142. Shelepov, D. A. Magnetostratigraphy of the Danian Stage of the Volga Right Bank Region near Saratov. Article 2. Belogrodnya Formation–Lower Syzran Subformation / D. A. Shelepov, A. Yu. Guzhikov, V. A. Musatov, I. S. Ukhov // Stratigraphy and Geological Correlation. – 2025b. – Vol. 33, No. 4, – P. 463–492.

143. Shcherbinina, E. Integrated Paleocene–Eocene Nannofossil and Stable Isotope Stratigraphy in the Northern Caucasus, Russia / E. Shcherbinina, Yu. Gavrillov, B. Pokrovsky, O. Golovanova // *Stratigraphy and Geological Correlation*. – 2022. – Vol.30, No.5. – P. 378–407.
144. Smit, J. Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous-Tertiary boundary / J. Smit // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* – 1982. – Vol. 190. – P. 329–352.
145. Speijer, R.P. The Paleogene Period / R.P. Speijer, H. Pälike, C.J. Hollis, J.J. Hooker, J.G. Ogg // *Geologic Time Scale 2020*. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G. Elsevier, 2020. – P. 1087–1140.
146. Strasser, A. Cyclostratigraphy – concepts, definitions and applications / A. Strasser, F. Higl, P. Henkel // *Newsletters on Stratigraphy*. – 2006. – Vol.42, No.2. – P. 75–114.
147. Swisher, C. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and magnetostratigraphic correlation of the terrestrial Cretaceous - Paleogene boundary and Puerco Mammal Age, Hell Creek – Tullock formations, eastern Montana / C. Swisher, L. Dingus R. Butler // *Can. J. Earth Sci.* – 1993. – No 30. – P. 1981–1996.
148. Tarling, D.H. The magnetic anisotropy of rocks / D.H. Tarling, F. Hrouda // London: Chapman and Hall, 1993. – 217 p.
149. Tobin, S.T. Extinction Patterns, O^{18} Trends, and Magnetostratigraphy from a Southern High-latitude Cretaceous–Paleogene Section: Links with Deccan Volcanism / S.T. Tobin, P.D. Ward, E.J. Steig, E.B. Olivero, I.A. Hilburn, R.N. Mitchell, M.R. Diamond, T.D. Raub, J.L. Kirschvink // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2012. – (350-352). – P. 180–88.
150. Varol, O. Palaeocene calcareous nannofossil biostratigraphy / O. Varol // In: Crux, J.A. & van Heck, S.E. (eds) *Nannofossils and their applications: Proceedings of the 2nd INA Conference, London 1987*. British Micropalaeontological Society Publication Series, 1989. – P. 265–310.
151. Vine, F.J. Magnetic anomalies over oceanic ridges / F.J. Vine, D.H. Matthews // *Nature*. – 1963. – Vol. 199. – P. 947–949.

152. Zachos, J.C. Early Paleogene Warm Climates and Biosphere Dynamics / J.C. Zachos, // GFF. – 2000. – Vol. 122. – P. 169–170.
153. Zachos, J.C. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 208 Initial Reports / J. C. Zachos, D Kroon, P. Blum, et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Ocean Drilling Program, 208. – 2004. Available from http://www-odp.tamu.edu/publications/208_IR/208ir.htm (04.05.2025)
154. Zijdeveld, J.D.A. demagnetization of rocks: analysis of results / J.D.A. Zijdeveld // Methods in paleomagnetism. Eds. Collinson D.W., Creer K.M., Runkorn S. Amsterdam: Elsevier, 1967. – P. 254–286.