

УДК 550.384:551.77(571.66)

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА МОРСКОГО КАЙНОЗОЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ (БУХТА КВАЧИНА)

© 2021 г. А. Ю. Казанский^{1, 2, *}, В. Ю. Водовозов^{1, 2}, А. Ю. Гладенков^{2, **},
Ю. Б. Гладенков², В. М. Трубихин²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: kazansky_alex@mail.ru

**e-mail: agladenkov@ilran.ru

Поступила в редакцию 01.04.2020 г.

После доработки 02.06.2020 г.

Принята к публикации 02.07.2020 г.

Представлены результаты палеомагнитных исследований отложений опорного разреза кайнозоя Западной Камчатки, расположенного в бухте Квачина. Изучено 152 образца, отобранных со 121 стратиграфического уровня разреза мощностью 480 м. По характеру поведения скалярных магнитных параметров k , NRM, Q_p и магнитной анизотропии можно предполагать, что осадочные породы разреза бухты Квачина не подвергались существенным деформациям и не испытали существенных вторичных изменений. В разрезе выявлена последовательность из 21 монополярного интервала, объединенных в 10 магнитозон, для которых с учетом корреляции с реперными уровнями локальных зон, выделенных по диатомовым водорослям, намечено сопоставление со Шкалой геомагнитной полярности (хроны C17–C6).

Ключевые слова: палеомагнетизм, кайнозой, Западная Камчатка, диатомовые водоросли, палеоширотное положение тектонической структуры

DOI: 10.31857/S0869592X21010257

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время все шире стратиграфические исследования проводятся на мультидисциплинарной основе. Это означает, что помимо традиционного биостратиграфического метода активно используются и другие, среди которых заметное место принадлежит палеомагнитному анализу. В Стратиграфическом кодексе России (2019) палеомагнетизму посвящен специальный раздел, в котором раскрыты базовые принципы его использования. Сейчас уже не возникает никаких сомнений в большом значении получаемых палеомагнитных характеристик горных пород при расчленении и корреляции древних толщ. Однако применение магнитостратиграфии часто отстает от запросов геологической практики в связи с тем, что в реальной жизни при полевых работах образцы для палеомагнитного анализа отбираются не всегда или интервалы при их отборе являются относительно большими. С другой стороны, их обработка затягивается из-за дефицита лабораторной базы и соответствующих специалистов. В определенной мере это относится и к магнитостратиграфическим работам в Камчатско-Корякском регионе.

Палеомагнитные исследования на Камчатке и Корякском нагорье начали проводиться в 1950-х годах. Сначала изучались преимущественно сильномагнитные эффузивные породы, которые являются хорошим объектом для различного плана методических работ (Поспелова, 1959, 1963; Кочегура, Шолпо, 1960; Аверьянов, Штейнберг, 1966; Дарган, Певзнер, 1973 и др.). В 1960-х годах появились публикации, отражающие использование палеомагнитного метода для стратиграфического расчленения вулканогенных толщ верхних горизонтов кайнозоя, прежде всего плиоцена и квартера (Кочегура, 1963; Кочегура и др., 1969; Печерский и др., 1965; Певзнер, 1968; Шанцер и др., 1969 и др.). С начала 1970-х годов начались палеомагнитные исследования эффузивно-осадочных пород миоценового возраста. Результаты изучения изложены в ряде работ (Беспалый и др., 1970, 1984; Файнберг, Линькова, 1970; Файнберг и др., 1974; Ремизовский, Линькова, 1974; Ремизовский, 1975, 1985; Шанцер, 1982; Атлас..., 1984). В последние 30–40 лет данные по палеомагнетизму широко использовались для геодинамических построений (Баженов и др., 1991; Коваленко, 1993, 2003; Левашова и др., 2000). Большое значе-

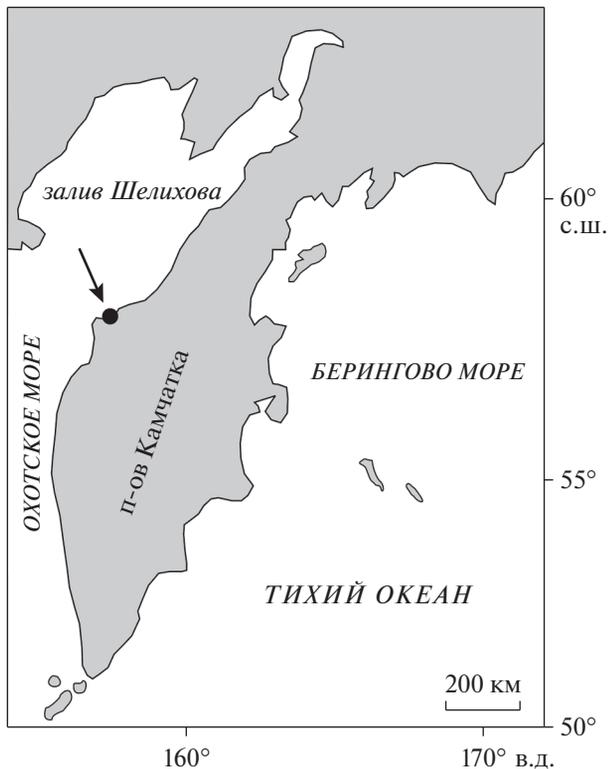


Рис. 1. Географическое положение бухты Квачина (стрелка), где представлен один из опорных разрезов морского кайнозоя Западной Камчатки (кружок).

ние для стратиграфии кайнозоя Северо-Востока России имело обобщение региональных магнитостратиграфических данных, сделанное в начале нашего века П.С. Минюком (2004). В этой работе были приведены материалы по палеомагнитной характеристике ряда опорных разрезов – о. Каргинского, п-ова Ильпинский, Маметчинского залива, бухты Чемурнаут и других, которые позволили внести дополнения и коррективы в имевшиеся корреляционные схемы палеогена–неогена Камчатки (Минюк, Гладенков, 2007).

В данной статье представлены результаты палеомагнитных исследований одного из лучших опорных разрезов морского кайнозоя Западной Камчатки, расположенного в бухте Квачина (рис. 1). В этой бухте разрез палеоген–неогеновых толщ практически стопроцентно обнажен. Он представляет большой интерес как для биостратиграфов, которые послойно изучили здесь бентосные и планктонные комплексы организмов (моллюски, фораминиферы, диноцисты, диатомовые), так и для магнитостратиграфов, которые могли получить отсюда образцы с точной привязкой к стратонам и маркирующим биостратиграфическим уровням. При исследовании ставились две основные задачи: (1) выявить последовательность палеомагнитных зон и субзон и на этом основании,

с учетом биостратиграфических данных, наметить сопоставление данного разреза со Шкалой геомагнитной полярности и Общей стратиграфической шкалой; (2) по выделенным направлениям намагниченности определить палеоширотное положение тектонической структуры, в пределах которой формировались изученные толщи. Предварительные результаты палеомагнитных исследований разреза бухты Квачина были опубликованы ранее (Гладенков и др., 2018; Казанский и др., 2018). В настоящей работе эти результаты уточнены и дополнены: скорректированы привязки образцов к разрезу и к биостратиграфическим реперам, а также выполнены палеомагнитные исследования на дополнительных образцах. В данной статье геологическая часть представлена Ю.Б. Гладенковым и А.Ю. Гладенковым, а палеомагнитные результаты – А.Ю. Казанским, В.Ю. Водовозовым и В.М. Трубиным.

КРАТКАЯ ИНФОРМАЦИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

Изученный разрез находится в пределах Западно-Камчатской структурно-формационной зоны, которая протягивается с юго-запада на северо-восток Камчатки почти на тысячу километров (Решения..., 1998). Он располагается в ее средней (Тигильской) структурно-фациальной зоне, где расположена Тигильская антиклиналь с опорным (Точилинским) разрезом со стратотипами региональных ярусов (горизонтов) палеогена и неогена региона. Разрез бухты Квачина, находящийся на восточном побережье Охотского моря, расположен в 80–100 км юго-западнее Точилинского разреза. История изучения разреза детально рассмотрена ранее (Гладенков, 2016; Гладенков и др., 2018), поэтому здесь она опускается. Разрез включает две согласно залегающие “толщи” или свиты (общей мощностью более 450 м), выделенные в 1930-х годах прошлого века Б.Ф. Дьяковым и И.Б. Плешаковым, – нижнюю тигильскую и верхнюю белесоватую. Тигильская толща представлена в основном песчаниками и конгломератами, белесоватая толща – главным образом туфоалевролитами и аргиллитами с карбонатными конкрециями, в верхней части – с песчано-конгломератовыми слоями. Подробное описание разреза, а также данные о геологическом строении района Западно-Камчатской структурно-формационной зоны, в котором он расположен, представлены в ряде работ (в частности, Гладенков, 2016; Гладенков и др., 2018). В этих публикациях, с одной стороны, приведена геологическая карта и показаны геологические структуры региона, а с другой – дана послойная литологическая и палеонтологическая характеристика изученного разреза.

При изучении разреза в упомянутых толщах были выделены литологические пачки (в нижней

толще – пачки 1–13, в верхней – пачки 14–35). Ниже с целью ознакомить читателя с общими особенностями разреза приведено краткое описание пачек в стратиграфическом порядке (описание приводится по группам пачек).

Тигильская толща (средний–верхний эоцен)

Пачки 1–4. В основании – конгломераты, залегающие с размывом (3.5–3.7 м). Они средне-мелкогалечные (в гальке в основном черные крепкие аргиллиты, песчаники, пемзовые туфы) с песчаным цементом. Выше залегают песчаники темно-серые, полимиктовые, с крепкими и рыхловатыми разностями, слоистые, часто с косослоистыми текстурами, туфогенные, с углефицированным растительным детритом. Песчаники включают линзы гравелитов и конгломератов, а также карбонатные конкреции караваеобразной формы. Мощность около 34 м.

Пачки 5–7. Песчаники темно-зеленые, среднезернистые, “мусорные”, туфогенные, местами косослоистые, с шаровыми карбонатными конкрециями, с остатками флоры и раковин моллюсков. В верхней части отмечен пласт литокристалловитрокластического туфа. Мощность около 40 м.

Пачки 8–11. Песчаники зеленовато-серые, туфогенные, с горизонтами карбонатных конкреций, линзами конгломератов, гальки и растительного детрита. В нижней части следы небольшого размыва. В верхах появляются прослои алевролитов. Мощность около 42 м.

Пачки 12–13. Чередование туфоаргиллитов, туфопесчаников и туфов, с небольшими обломками эффузивов и карбонатными конкрециями. В основании небольшой размыв. Мощность около 12 м.

Общая мощность тигильской толщи около 130 м.

Белесоватая толща (конец верхнего эоцена–нижний миоцен)

Пачки 14–18. Чередование слоев коричневых туфоалевролитов (преобладают), туфопесчаников и туфов. Отмечаются редкие глендониты, рассеянная галька и карбонатные конкреции. Мощность около 45 м.

Пачки 19–22. Туфоалевролиты и туфоаргиллиты светло-серые и кремновые, крепкие, кремнистые, неразмываемые, слоистые, с прослоями витрокластических туфов и опок и тремя горизонтами крупных карбонатных конкреций. Характерны эрратические глыбы вулканических пород. Мощность 80 м.

Пачки 23–27. Те же слоистые туфоалевролиты и туфоаргиллиты опоквидные, кремнистые, с тонкими прослоями пепловых туфов и тремя

маркирующими горизонтами крупных карбонатных конкреций. Мощность около 90 м.

Пачки 28–31. В нижней части преобладают кремнистые алевролиты и аргиллиты, переходящие вверх по разрезу в чередование алевролитов и зеленовато-серых крепких туфопесчаников. Мощность около 55 м.

Пачки 32–35. Песчаники зеленовато-серые, выбеленные, крепкие, часто “мусорные”, неразмываемые, с тонкими прослоями глинистых пород и туфов, отдельными конкрециями и галькой. Мощность около 55 м.

Общая мощность белесоватой толщи около 325 м.

Стратиграфически выше с размывом залегают крупногалечные конгломераты и грубозернистые песчаники кавранской серии (средний миоцен).

При изучении данного разреза выявлены особенности контактов этих толщ: с одной стороны, в основании тигильской толщи отмечено угловое несогласие с залеганием ее на нижнеэоценовых образованиях, а с другой – установлено трансгрессивное налегание на белесоватую толщу среднемиоценовой ильинской свиты. Другими словами, изученный разрез представляет собою крупный седиментационный цикл среднего эоцена–нижнего миоцена, который снизу и сверху маркируется четко выраженными границами. Основное внимание далее уделено непосредственному рассмотрению впервые полученных палеомагнитных материалов и их интерпретации в связи с корреляцией с палеонтологическими данными.

В данном разрезе были изучены разные группы палеобиоты. Это позволило определить возраст выделенных пачек двух толщ (свит) и провести их сопоставление с стратотипами региональных горизонтов Точилинского опорного разреза Западной Камчатки. Такая корреляция была осуществлена, прежде всего, по бентосной фауне (моллюски и фораминиферы) (Бордунов и др., 2018; Гладенков, 2020). Выделение на этой основе “слоев с фауной”, локальных и региональных зон дало возможность наметить здесь ряд горизонтов (региональных ярусов) – снатольский, ковачинский (средний–верхний эоцен), аманинско-гаххинский, утхолокско-вивентекский (верхний эоцен–олигоцен), кулувенский (нижний миоцен) и ильинский (средний миоцен). Вместе с тем были получены чрезвычайно важные данные по зонам двух планктонных групп – диатомовых водорослей (Гладенков, 2018; Gladenkov, 2019) и диноцист (Александрова, 2019). Они позволили уточнить возраст изученных толщ и провести сопоставление выделенных биостратонов с Международной стратиграфической шкалой. В частности, по диатомовым водорослям в белесоватой толще впервые была прослежена последовательность из семи локальных зон (лон) олигоцена–нижнего миоцена,

границы которых проведены по уровням появления в разрезе стратиграфически важных таксонов планктонных диатомей. Для выделенных лон была намечена корреляция с подразделениями зональной диатомовой шкалы кайнозоя, разработанной для Северной Пацифики на основе материалов бурения океанического дна (Гладенков, 2018). Подобных полных разрезов в Сахалино-Камчатской области пока больше не обнаружено. Именно на этой основе впервые были определены в толщах бухты Квачина границы рюпельского и хаттского ярусов олигоцена, а также олигоцена и миоцена.

Именно этот интервал разреза (олигоцен–нижний миоцен) оказался важным для палеомагнитного анализа, так как он был наиболее детально опробован как для палеомагнитного, так и для палеонтологического изучения. В этой связи полученные материалы имеют особо важное методическое значение для увязки биостратиграфических и палеомагнитных подразделений и интерпретации возраста магнитных зон.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор образцов для палеомагнитного анализа производился из расчисток, вскрывших невыветрелую породу, из которой изготавливались штUFFы размером $\sim 5 \times 5 \times 5$ см. ШтUFFы ориентировались при помощи магнитного компаса, с последующим введением поправки на местное магнитное склонение. Шаг отбора штUFFов варьировал в зависимости от сохранности пород от 0.7 до 23 м и в среднем составлял 5 м. Большая мощность разреза (около 500 м) и не всегда благоприятный для палеомагнетизма литологический состав пород не позволили выдержать детальный интервал опробования по всему разрезу. При отборе на всех участках разреза предпочтение отдавалось вулканогенно-осадочным породам мелкопесчано-алевритовой размерности. Конгломераты и грубозернистые песчаники в нижней и верхней частях разреза не отбирались. Образцы были отобраны со 121 стратиграфического уровня разреза мощностью 480 м с их точной привязкой к определенным пачкам (пачки 3–35; Гладенков, 2016). В лаборатории из каждого штUFFа изготавливались 1–2 стандартных образца, представлявших собой кубики с ребром 2 см. Всего было исследовано 152 образца.

Величину объемной магнитной восприимчивости (k) и ее анизотропию (AMS) измеряли на каппа-мосте MFK-1 (AGICO, Чехия) в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН; величина и направление естественной остаточной намагниченности (NRM) измерены на спин-магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН и на криогенном магнитометре

2G Enterprises (США) в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН.

Состав магнитной фракции пород исследовали терромагнитным методом в модификации Js (T) на весах Кюри ТАФ-1 конструкции Ю.К. Виноградова (Геофизическая обсерватория “Борок”, Ярославская область). Температурные кривые намагниченности насыщения снимали при нагреве до 700°C и последующем охлаждении до комнатной температуры в магнитном поле 650 мТл.

Для выделения стабильного компонента естественной остаточной намагниченности использовали ступенчатое терморазмагничивание до 700°C с шагом от 20 до 50°C в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН в экранированной печи TD48 (ASC Scientific, США) с измерением величины и направления NRM после каждого нагрева. Размагничивание переменным магнитным полем проводили с помощью установки LDA (Чехия) в петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ и установки, встроенной в магнитометр 2G Enterprises (США), в ИФЗ РАН. Методика исследований не отличалась от стандартной (Tauxe, 2010). Для анализа палеомагнитных направлений использовали пакет прикладных программ (Enkin, 1994) со стандартными алгоритмами (Zijderveld, 1967). Обработку и интерпретацию измерений анизотропии магнитной восприимчивости проводили при помощи программы Anisoft 4.2 (Чехия).

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Скалярные магнитные характеристики. Объемная магнитная восприимчивость пород варьирует в широких пределах $(2.8–193.5) \times 10^{-5}$ СИ, что, вероятнее всего, связано с неравномерным распределением пирокластического материала в породе. Наибольшие значения k (до 266×10^{-5} СИ, среднее 54.8×10^{-5} СИ) характерны для пачек 3–19 (тигильская толща и нижние пачки белесоватой толщи). В пачках 20–24 (средние пачки белесоватой толщи) наблюдаются самые низкие значения k , в среднем 10.7×10^{-5} СИ, а изменения k по разрезу невелики. В верхней части белесоватой толщи, в пачках 25–29, магнитная восприимчивость снова возрастает (среднее значение 14.6×10^{-5} СИ), а в пачках 30–35 еще более увеличивается (среднее 25.4×10^{-5} СИ).

Величина NRM варьирует от 0.16 до 48.0 мА/м и демонстрирует такое же закономерное поведение по разрезу, что и k . В билогарифмическом масштабе зависимость k и NRM демонстрирует линейный тренд. Синхронность изменения величин NRM и k по разрезу, в свою очередь, обуславливает поведение фактора Кенигсбергера (Q_n) — отношения величины NRM к величине индуктивной намагниченности. Значения Q_n для слабомагнит-

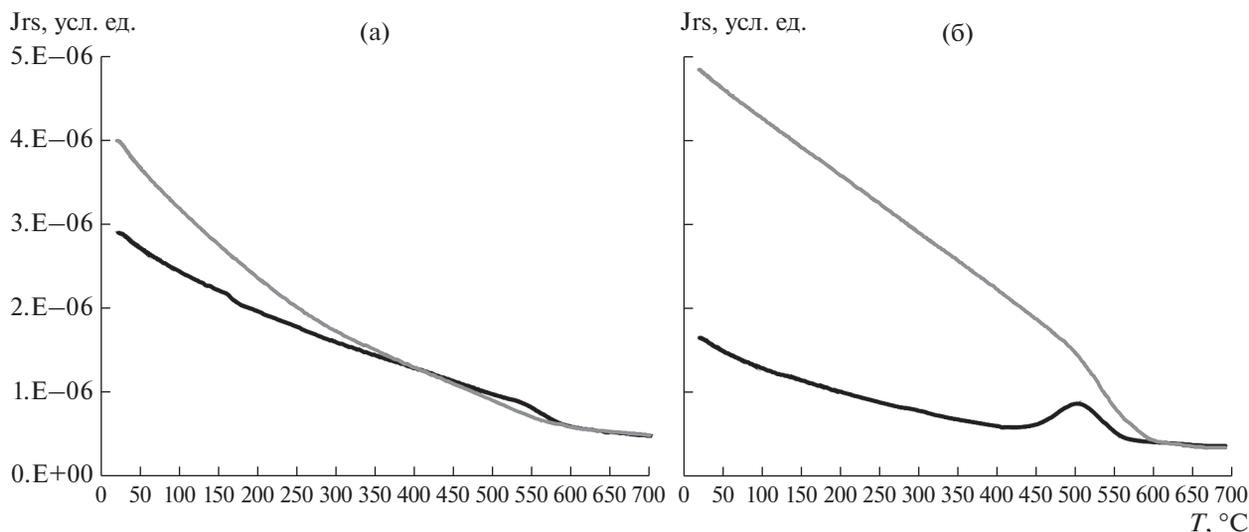


Рис. 2. Результаты термомагнитного анализа образцов пород разреза Бухта Квачина. (а) – кривая первого типа (обр. 10-06, пачка 10), (б) – кривая второго типа (обр. 26-03, пачка 26) (черная кривая – первый нагрев, серая кривая – второй нагрев).

ных образцов составляют 0.1–0.3, а для более магнитных образцов – 0.4–0.9. Тот факт, что во всем разрезе значения Q_p не превышают единицы, свидетельствует об отсутствии химической намагниченности, то есть в пользу первичной ориентационной природы NRM (Нагата, 1965).

Термомагнитный анализ. Породы бухты Квачина характеризуются термомагнитными кривыми двух типов (рис. 2). Кривые первого типа образует только магнетит, диагностируемый по температурам Кюри 570–590°C (рис. 2а). Кривые второго типа предполагают наличие пирита (рис. 2б). Его присутствие устанавливается по росту J_{rs} в интервале температур 450–500°C за счет новообразования магнетита (Wang et al., 2008). Кривые обоих типов встречаются во всех отложениях, но “пиритовые” образцы более характерны для верхней части разреза, и содержание пирита в них выше. Таким образом, результаты термомагнитного анализа указывают на то, что основным минералом-носителем намагниченности в породах бухты Квачина является магнетит. В некоторых слу-

чаях он в различной степени окислен (Минюк, Гладенков, 2007). Это хорошо согласуется с предыдущими исследованиями палеоген-неогеновых пород Камчатки (Коваленко, 2003).

Анизотропия магнитной восприимчивости. По степени анизотропии магнитной восприимчивости (P_j) породы различных стратиграфических подразделений существенно различаются (табл. 1). Так, верхняя и нижняя части разреза демонстрируют слабую (<5%) анизотропию, тогда как в средней части разреза наблюдаются более характерные для осадочных пород значения анизотропии ~10% (Tarling, Hroudá, 1993). При этом плоскостной тип анизотропии преобладает и в верхней, и в нижней частях разреза, тогда как линейный тип практически отсутствует (табл. 1). Соотношение степени анизотропии P_j и величины магнитной восприимчивости показывает, что в целом слабой анизотропией характеризуются образцы с высокими (>25 × 10⁻⁵ СИ) значениями k ; образцы с меньшими значениями k могут обладать как повышенными, так и пониженными значениями P_j , что может быть

Таблица 1. Параметры анизотропии магнитной восприимчивости пород различных стратиграфических интервалов разреза бухты Квачина

Номера пачек	N	Степень анизотропии	SD	Линейная анизотропия	SD	Плоскостная анизотропия	SD
3–19	24	1.040	0.030	1.015	0.015	1.023	0.018
20–24	33	1.111	0.034	1.021	0.017	1.080	0.031
25–29	26	1.094	0.023	1.015	0.007	1.072	0.018
30–35	17	1.038	0.016	1.005	0.013	1.024	0.014

Примечание. N – число образцов, SD – стандартное отклонение.

связано с влиянием парамагнитной части магнитной восприимчивости.

Практически у всех образцов (за исключением трех образцов из разных частей разреза) форма эллипсоида AMS представляет собой сплюснутый диск или, в отдельных случаях, шар (рис. 3). Последнее более характерно для слабоанизотропных отложений верхней части разреза (пачки 30–35). Такая форма эллипсоидов типична для слабоизмененных осадочных пород, без существенного влияния процессов вторичной минерализации (Tarling, Hroudá, 1993).

Различия в анизотропии магнитной восприимчивости разновозрастных осадков свидетельствуют о различиях в обстановках их формирования. Действительно, распределение главных осей магнитной восприимчивости для нижней, верхней и средней частей имеют принципиальные отличия (рис. 3). Отложения средней части разреза (пачки 20–29) имеют нормальную осадочную магнитную текстуру: минимальные оси анизотропии направлены вертикально, а максимальные лежат в горизонтальной плоскости (рис. 3б, 3в). Такой тип анизотропии характерен для отложений, формировавшихся в спокойной гидродинамической обстановке (Tarling, Hroudá, 1993), при этом направление транспорта осадочного материала определяется по среднему направлению максимальных осей анизотропии (Baas et al., 2007). Для отложений пачек 20–24 и 25–29 эти направления ориентированы на юго-юго-запад (азимуты 212° и 210° соответственно), однако из-за слабой линейной анизотропии ошибка определения этих направлений достаточно велика (72°). Таким образом, транспортировка осадочного материала во время формирования пород пачек 20–29 происходила приблизительно параллельно основному северо-восточному простиранию камчатских структур. Здесь следует отметить, что разброс направлений минимальных осей анизотропии в отложениях пачек 25–29 (рис. 3в) несколько выше, чем в отложениях пачек 20–24 (рис. 3б), что свидетельствует о смене гидродинамического режима во время накопления верхней части олигоценовой толщи.

Совершенно другой тип магнитной текстуры наблюдается в породах самой нижней (пачки 3–19) и самой верхней (пачки 30–35) частей разреза (рис. 3а и 3г). Это так называемая “flow-transverse fabric” – тип осадочной магнитной текстуры, образующийся в условиях активной гидродинамики среды, когда течение разворачивает удлиненные зерна поперек потока (Tarling, Hroudá, 1993; Baas et al., 2007). В этом случае направление транспорта осадочного материала приближенно можно определить по направлению средней оси магнитной анизотропии (Baas et al., 2007). Направление транспорта осадочного материала в

нижней части разреза (пачки 3–19), по-видимому, было ориентировано на запад-северо-запад (азимут 294°), то есть, вероятно, снос происходил со структур сооружений вулканической дуги (о чем косвенно свидетельствует повышенное, но неравномерное содержание магнитного материала в осадках и их литологический состав). Для самой верхней части разреза (пачки 30–35) направление транспорта было ориентировано на восток-юго-восток (азимут 124°), и снос, скорее всего, происходил со стороны континента. Ошибки определения этих направлений несколько ниже, чем для средней части разреза, но все равно значительны (68°).

Тем не менее все магнитные текстуры, зафиксированные в отложениях разреза бухты Квачина, являются типично осадочными. Признаков существенных деформаций (типично деформационных магнитных текстур по (Pares et al., 1999)) или интенсивных химических изменений пород (вытянутые формы эллипсоидов магнитной анизотропии (Tarling, Hroudá, 1993)) не наблюдается.

Таким образом, по характеру поведения скалярных магнитных параметров k , NRM и Q_n (линейный характер зависимости k и NRM в билогарифмическом масштабе и значения $Q < 1$) можно предполагать, что осадочные породы разреза бухты Квачина не испытали существенных вторичных химических изменений. Магнитная текстура осадков указывает на отсутствие существенных деформаций. Это свидетельствует о преимущественно первичной ориентационной природе намагниченности этих пород.

Результаты ступенчатого размагничивания. Ступенчатое размагничивание как переменным магнитным полем, так и температурой выявило сохранность палеомагнитного сигнала (рис. 4). Стабильный компонент намагниченности выделяется в интервале переменных полей от 18 до 40 мТл, в более высоких полях начинаются нерегулярные изменения направления намагниченности. При терморазмагничивании стабильный компонент разрушается в интервале температур 250–350°C, реже сохраняется до 400°C. При дальнейших нагревах направление и величина намагниченности начинают изменяться нерегулярно, что, вероятно, связано с преобразованием присутствующего в породах пирита. Часть образцов растрескивается до полного разрушения. Тем не менее направление стабильного компонента удалось определить в 111 образцах коллекции, по крайней мере с точностью до знака полярности, хотя доверительные интервалы средних направлений достаточно высоки.

Распределения направлений стабильного компонента прямой и обратной полярности показаны на рис. 5. Тест обращения (McFadden, McElhinny, 1990) не срабатывает в силу больших разбросов векторов, тест складки (McFadden, 1990) дает не-

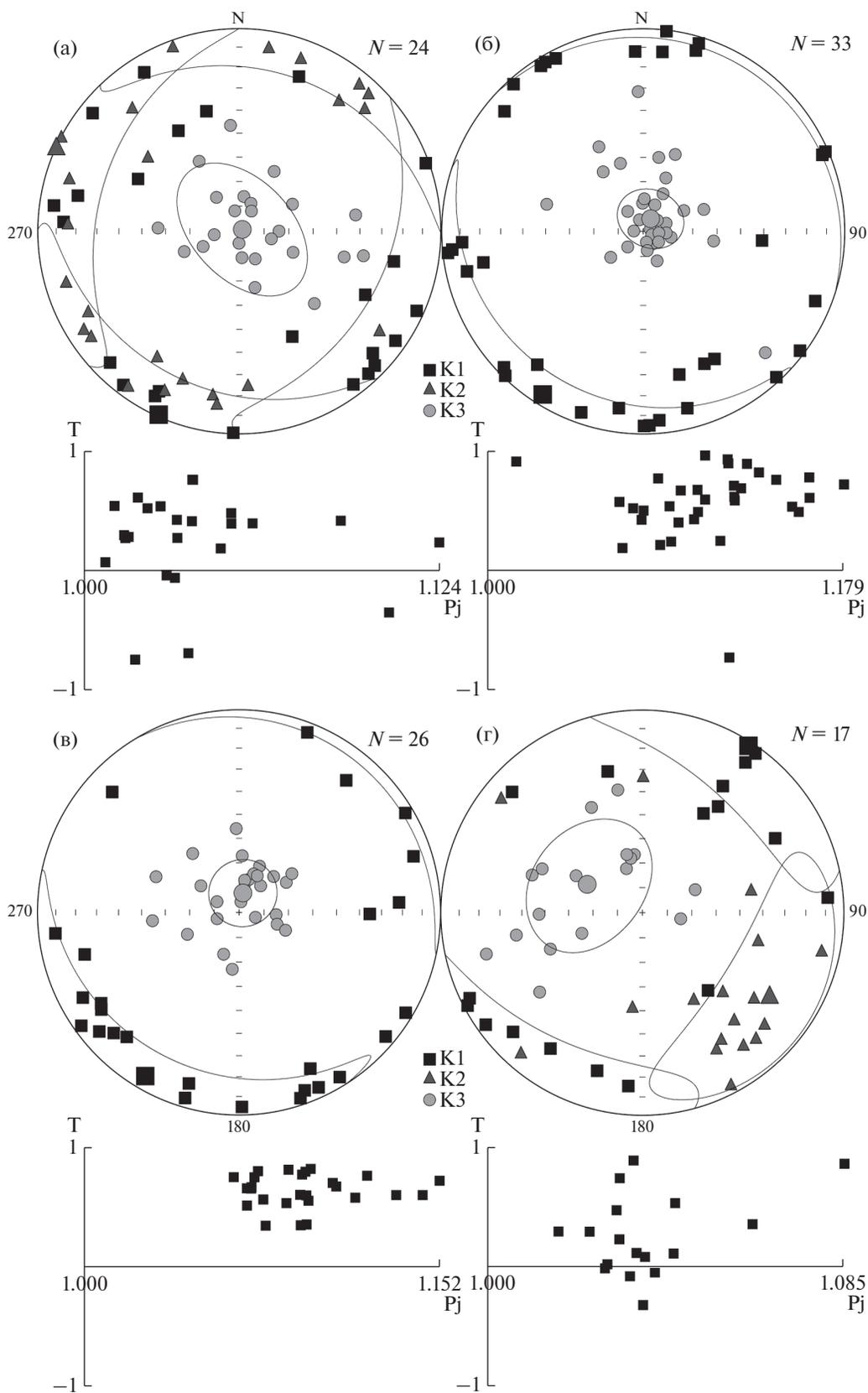


Рис. 3. Анизотропия магнитной восприимчивости пород разреза Бухта Квачина. Стереогаммы распределений главных осей анизотропии (а и г – все оси, б и в – K1 и K3), их средние значения и доверительные интервалы (стратиграфическая система координат), графики зависимости степени анизотропии Pj от параметра формы T. (а) – пакки 3–19; (б) – пакки 20–24; (в) – пакки 25–29; (г) – пакки 30–35.

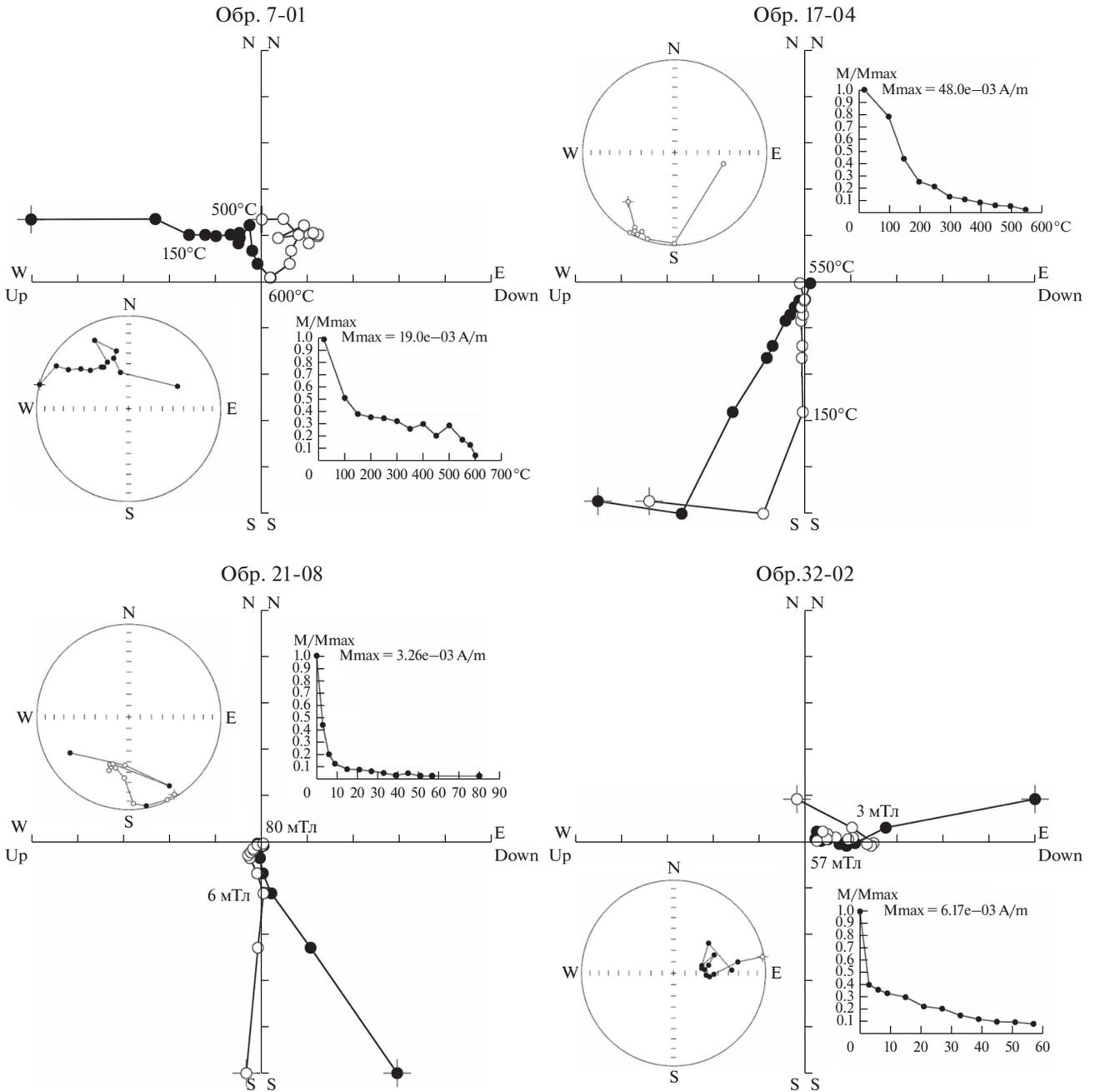


Рис. 4. Поведение образцов в процессе магнитных чисток температурой (обр. 7-01 и 17-04) и переменным полем (обр. 21-08 и 32-02) (стратиграфическая система координат, черные кружки – проекции векторов на нижнюю полусферу/горизонтальную плоскость, белые кружки – на верхнюю полусферу/вертикальную плоскость).

определенный результат из-за малых различий в элементах залегания (угол падения варьирует от 8° до 13° при едином азимуте падения 85°). Косвенным свидетельством первичной природы стабильного компонента естественной остаточной намагниченности являются сходство средних направлений прямой и обратной полярности, определенных по результатам различных видов магнитной чистки (табл. 2), совпадение знака полярно-

сти, определенного по результатам разных способов размагничивания в соседних образцах-дублях, и закономерное расположение интервалов прямой и обратной полярности в разрезе. Среднее направление намагниченности по всем образцам, приведенным к прямой полярности ($N = 93$, $D = 8.4^\circ$, $I = 70.5^\circ$, $a_{95} = 8.5^\circ$), дает положение палеомагнитного полюса ($\Phi = 84.4^\circ$, $\Lambda = 277.8^\circ$, $dp = 12.7^\circ$, $dm = 14.7^\circ$, палеоширота 54.7°). Несмотря на зна-

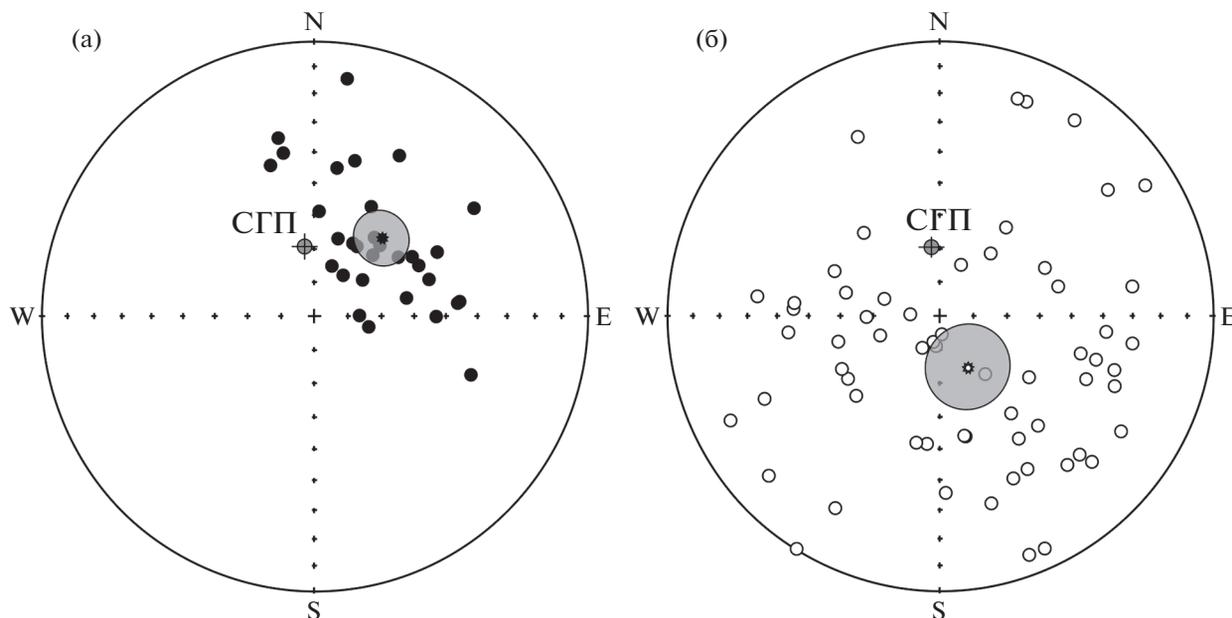


Рис. 5. Распределение компонент ЕОН на стереограмме. (а) – прямая полярность, (б) – обратная полярность (стратиграфическая система координат, черные кружки – проекции векторов на нижнюю полусферу, белые – на верхнюю, звездочками выделены средние направления с овалами доверия, СГП – направление современного геомагнитного поля в месте отбора образцов согласно модели IGRF 13th).

чительный разброс направлений, данное определение по величине доверительных интервалов сравнимо с близким по возрасту определением Д.В. Коваленко по Западной Камчатке (Коваленко, 2003).

На основании полярности стабильного компонента намагниченности, определенного для 93 стратиграфических уровней, в разрезе выделено 20 интервалов прямой и обратной полярности, слагающих 10 магнитозон различного ранга: 5 из них монополярные (2 обратные, 3 прямые) и 5 магнитозон знакопеременные, где внутри относительно крупных интервалов преобладающей прямой полярности присутствуют короткие интервалы обратной полярности. Как правило, эти

интервалы представлены двумя стратиграфическими уровнями, поэтому не рассматриваются как магнитозоны (рис. 6). За исключением этих восьми интервалов, все магнитозоны подтверждаются данными по трем и более стратиграфическим уровням, их полярность также подтверждается образцами-дублями. Дополнительным аргументом надежности полученных результатов является тот факт, что границы палеомагнитных зон в большинстве случаев не совпадают с литологическими границами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Магнитостратиграфия. Количество интервалов различной полярности в палеомагнитном разрезе

Таблица 2. Сравнение средних направлений прямой и обратной полярности, полученных разными способами размагничивания (с учетом образцов-дублей)

Полярность	<i>n</i>	Dg, °	Ig, °	Ds, °	Is, °	K	a95, °
Размагничивание переменным магнитным полем							
N	17	15.5	65.5	30.5	59.8	9.5	12.2
R	42	119.3	-77.9	165.3	-80.8	3.2	14.7
Терморазмагничивание							
N	19	41.7	63.3	51.2	54.5	9.0	11.8
R	33	129.2	-58.6	143.8	-63.4	2.9	18.2

Примечание. *n* – количество образцов, Dg, Ig и Ds, Is – склонение и наклонение среднего вектора в географической и стратиграфической системах координат соответственно, K – кучность, a95 – радиус круга доверия вокруг среднего с 95%-ной вероятностью, N и R – прямая и обратная полярность.

бухты Квачина (21 интервал) существенно меньше, чем в соответствующем интервале Шкалы геомагнитной полярности (Ogg et al., 2016) (37 интервалов), что может быть связано с наличием возможных скрытых перерывов в разрезе. В данном случае сопоставление палеомагнитного разреза со Шкалой геомагнитной полярности проводилось на основе имеющихся возрастных оценок биостратиграфических уровней, выделенных в белесоватой толще в пределах локальных зон по диатомовым водорослям (Гладенков, 2018; Гладенков и др., 2018; Gladenkov, 2019) (рис. 6, 7). Для нижней части этой толщи важным репером послужил уровень появления диатомей, в том числе вида *Odontella sawamurae*, в средней части пачки 20. На основе анализа состава комплекса диатомей (Гладенков и др., 2018) предполагалось, что этот уровень не древнее границы между эоценом и олигоценом (граница приабонского и рюпельского ярусов – 33.9 млн лет) и соответствует хрону C13g. Действительно, средняя и верхняя части пачки 20 имеют обратную полярность (нижний интервал обратной полярности в знакопеременной магнитозоне RN₂P) и, таким образом, могут быть сопоставлены с хроном C13g. Нижняя часть пачки 20 намагничена прямо и отвечает магнитозоне N₂P, которая может быть сопоставлена с хроном C15n, поскольку существенных перерывов в пачке 20 не наблюдается. При такой интерпретации магнитозона R₁P будет соответствовать хрому C15g, а верхняя граница магнитозоны N₁P будет отвечать верхней границе хрона C16n. В результате полевых исследований вниз по разрезу были намечены два небольших размыва (Гладенков, 2016; Гладенков и др., 2018). Нижняя граница магнитозоны N₁P совпадает с размывом в подошве пачки 12, а размыв в подошве пачки 8 приходится на нижнюю часть верхнего интервала обратной полярности знакопеременной магнитозоны RN₁P. Длительность этих перерывов неясна, поэтому корреляция магнитозоны RN₁P в нижней части разреза со Шкалой геомагнитной полярности достаточно условна. Верхний и нижний интервалы обратной полярности этой магнитозоны могут быть предварительно сопоставлены с хронами C16g и C17g соответственно. Это не противоречит палеомагнитным данным, полученным по гаилхавиланской (приабон) и алугинской (олигоцен) свитам разреза п-ова Ильпинский, Северо-Во-

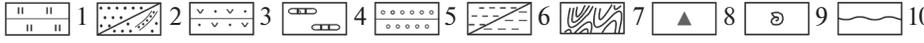
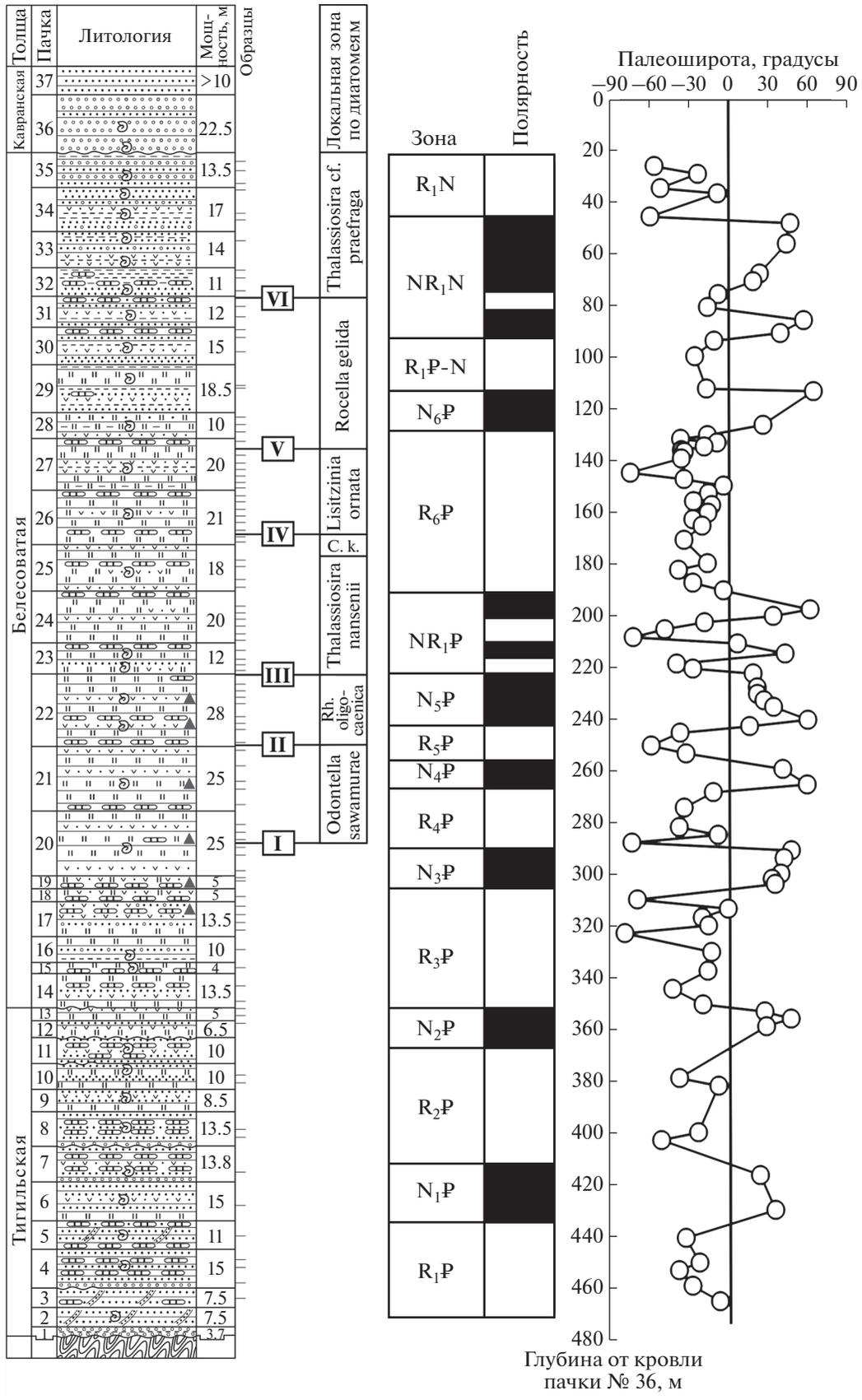
сточная Камчатка, где весь этот стратиграфический интервал, как и в разрезе бухты Квачина, характеризуется преимущественно обратной полярностью с маломощными интервалами прямой полярности (Минюк, Гладенков, 2007). К сожалению, более детальная корреляция этих разрезов невозможна.

Следующий реперный уровень выше по разрезу – появление диатомей *Rhizosolenia oligosaenica* и *Rhizosolenia antarctica* в самых низах пачки 22. К настоящему времени установлено, что первое появление этих видов приурочено к началу раннего олигоцена. В разрезах глубоководных скважин, пробуренных в высоких южных широтах (район подводного плато Кергелен), проведена прямая корреляция этих уровней со Шкалой геомагнитной полярности (Roberts et al., 2003). В результате возраст появления таксонов *Rhizosolenia oligosaenica* и *Rhizosolenia antarctica* определен как 33.9 и 33.4 млн лет соответственно (Roberts et al., 2003). Поэтому предполагается, что в изученном разрезе Западной Камчатки упомянутый уровень можно оценить не древнее, чем 33.4 млн лет, что отвечает хрому C13n. В разрезе бухты Квачина данный уровень попадает в верхний интервал обратной полярности в знакопеременной магнитозоне NR₂P, которая не может быть напрямую сопоставлена с хроном прямой полярности C13n. Интервалы прямой полярности граничат с этим интервалом сверху (магнитозона N₃P) и снизу (интервал прямой полярности в средней части магнитозоны RN₂P). Но аналогом хрона C13n может быть только интервал прямой полярности в середине магнитозоны RN₂P, потому что если сопоставить с хроном C13n магнитозону N₃P, то магнитозона N₁P не находит своего аналога в Шкале геомагнитной полярности, поскольку внутри хрона C15g нет субхронов прямой полярности.

Более того, магнитозона N₃P охватывает по мощности верхние две трети пачки 22 и базальную часть пачки 23, причем практически на границе этих пачек (0.5 м ниже кровли пачки 22) фиксируется появление видов *Thalassiosira nansenii* и *Cavitatus jouseanus*. Нижний рубеж распространения *Cavitatus jouseanus* оценивается не древнее, чем 31.1 млн лет, что соответствует хрому C12n. Таким образом, прямое сопоставление маг-

Рис. 6. Стратиграфическая колонка кайнозоя бухты Квачина, Западная Камчатка (по Гладенков, 2016; Гладенков и др., 2018, с дополнениями) и магнитополярная характеристика отложений (черное – прямая полярность, белое – обратная полярность).

1 – опоквидные алевриты; 2 – песчаники, в том числе слоистые; 3 – туфогенные породы; 4 – карбонатные конкреции; 5 – конгломераты и гравелиты; 6 – аргиллиты (а) и алевриты (б); 7 – дислоцированные меловые (?) породы; 8 – экзотические валуны и глыбы; 9 – находки ископаемых моллюсков; 10 – размывы и несогласия; I–VI – биостратиграфические уровни по диатомовым водорослям в разрезе: I – появление диатомей, II – появление *Rhizosolenia oligosaenica* и *Rh. antarctica*, III – появление *Thalassiosira nansenii* и *Cavitatus jouseanus*, IV – появление *Lisitzinia ornata*, V – появление *Rocella gelida*, VI – появление *Thalassiosira cf. praefraga*; Rh. – *Rhizosolenia*, C. k. – *Cestodiscus kugleri*.



нитозоны N_3P с хроном $C12n$ является наиболее вероятным.

Нижний интервал обратной полярности в знакопеременной зоне RN_1P-N охватывает часть разреза от базальной части пачки 25 до средней части пачки 28. В этом интервале присутствуют два реперных уровня появления стратиграфически важных видов диатомей: (1) *Lisitzinia ornata* в нижней части пачки 26 и (2) *Rocella gelida* в верхней части пачки 27. Датировки уровня появления *Lisitzinia ornata* в разрезах глубоководных скважин в высоких южных широтах, полученные на основе корреляции со Шкалой геомагнитной полярности, соответствуют 27.7 млн лет (Roberts et al., 2003).

Что касается оценок времени появления другого вида — *Rocella gelida* — в относительно полных разрезах глубоководных скважин, пробуренных в разных районах Мирового океана, то они не вполне совпадают: ~25.3 млн лет в экваториальной Пацифике (Barron et al., 2004; Barron, 2005), ~28.1 млн лет в субарктической Пацифике (Gladenkov, Barron, 1995), 27.0 млн лет в высоких южных широтах (Roberts et al., 2003). При этом прямая корреляция с магнитостратиграфической шкалой проведена только в последнем случае. Однако интервал ~27.5–26.5 млн лет в Шкале геомагнитной полярности характеризуется только прямой полярностью, тогда как нижний интервал в знакопеременной магнитозоне RN_1P-N имеет обратную полярность. Возможны три варианта сопоставления этого интервала:

а) с хроном $C10g$ (~29.2–28.3 млн лет); в этом случае существенно удревняется возраст реперных уровней *Lisitzinia ornata*, *Rocella gelida*, а для магнитозоны знакопеременной полярности NR_1P не находится места в Шкале геомагнитной полярности;

б) с хроном $C8g$ (~26.4–25.9 млн лет); в этом случае возраст реперных уровней *Lisitzinia ornata*, *Rocella gelida* значительно омолаживается и между нижним интервалом обратной полярности в знакопеременной зоне RN_1P-N и верхним интервалом обратной полярности магнитозоны RN_2P должен быть стратиграфический перерыв, поскольку количество интервалов прямой и обратной полярности в магнитозонах N_3P и NR_1P меньше, чем хронов и субхронов в соответствующем интервале Шкалы геомагнитной полярности;

в) с хроном $C9g$ (~27.8–27.4 млн лет); в этом случае возраст реперных уровней *Lisitzinia ornata*, *Rocella gelida* менее всего отличается от предложенных оценок, а структура палеомагнитной записи в данном интервале разреза наилучшим образом соответствует Шкале геомагнитной полярности.

Последний вариант сопоставления представляется авторам настоящей статьи, проводившим палеомагнитные исследования, наименее противоречивым. В этом случае интервалы прямой и обратной полярности магнитозоны NR_1P будут отвечать хронам $C11r$, $C11n$, $C10r$, $C10n$ соответственно (снизу вверх), а интервал прямой полярности в магнитозоне RN_1P-N будет соответствовать хрому $C9n$.

Самый молодой возрастной уровень — появление формы *Thalassiosira cf. praeafra* — располагается вблизи кровли пачки 31. Скорее всего, этот уровень не древнее, чем ~23.3–23.6 млн лет (Гладенков, 2018; Гладенков и др., 2018), и относится уже к аквитанскому ярусу миоцена. Этот уровень находится внутри знакопеременной магнитозоны NR_1N , которая, по-видимому, отвечает знакопеременному интервалу в верхней части хрона $C6C$, а вышележащая магнитозона прямой полярности коррелирует с нижней частью хрона $C6B$. При такой интерпретации граница между олигоценом и миоценом (хаттом и аквитаном) будет проходить непосредственно под нижней границей магнитозоны NR_1N в верхней части пачки 30.

Однако такой вариант предполагает наличие перерыва в осадконакоплении между интервалом прямой полярности в магнитозоне RN_1P-N и магнитозоной NR_1N , то есть из разреза выпадают хроны $C8$, $C7A$, $C7$ и, частично, $C6C$, при этом объем перерыва составит не менее 3 млн лет (от ~26.2 до ~23.2 млн лет). Логично предположить, что такой перерыв, скорее всего, попадает на границу между пачками 29 и 30, а не проходит внутри одной из этих пачек. При такой интерпретации перерыв должен находиться внутри верхнего интервала обратной полярности магнитозоны RN_1P-N . Это означает, что этот интервал не является единым, а представляет собой фрагменты двух разновозрастных интервалов, разделенных продолжительным перерывом. По-видимому, верхняя часть белесоватой толщи здесь была размыва в позднем олигоцене, и осадконакопление возобновилось лишь в нижнем миоцене, что привело к выпадению из разреза магнитозон, отвечающих хронам $C8-C6C$ (рис. 7).

Представленная на рис. 7 схема корреляции палеомагнитного разреза бухты Квачина со Шкалой геомагнитной полярности (Ogg et al., 2016) является, по мнению авторов статьи, проводивших палеомагнитные исследования, наименее противоречивым вариантом и наилучшим образом соответствует имеющимся возрастным оценкам реперных уровней по диатомовым. Однако у соавторов, которые непосредственно проводили полевые геологические исследования, имеются определенные сомнения в такой интерпретации. Так, видимые седиментационные перерывы при полевом изучении разреза в пределах пачек 29–36

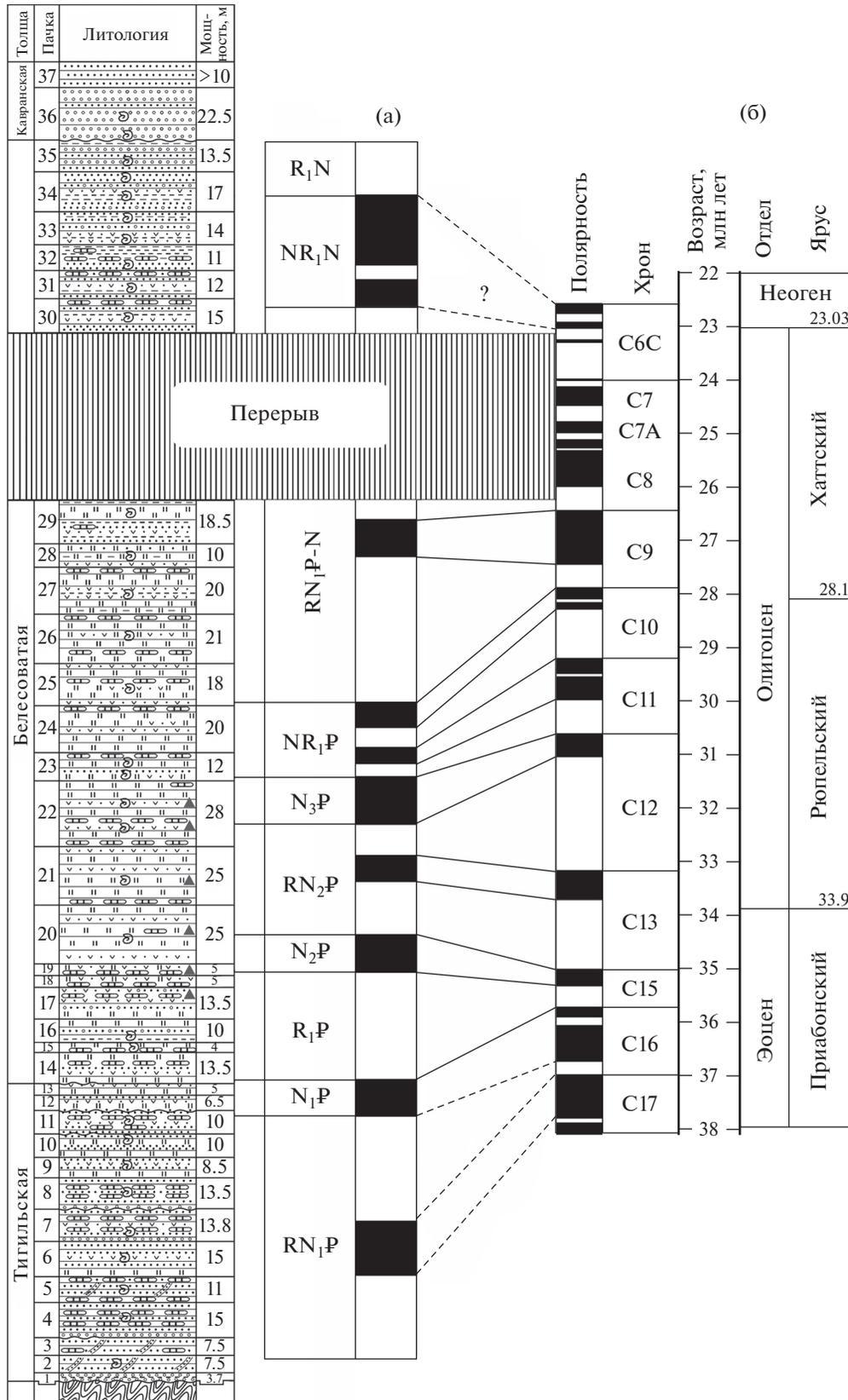


Рис. 7. Возможный вариант корреляции магнитной зональности разреза бухты Квачина (а) со Шкалой геомагнитной полярности (Ogg et al., 2016) (б). Стратиграфическая и палеомагнитная колонки построены в едином масштабе. Условные обозначения см. на рис. 6.

Таблица 3. Сопоставления палеомагнитных полюсов раннего кайнозоя Западной Камчатки с референтной кривой палеомагнитных полюсов для стабильной Евразии (Torsvik et al., 2012), с указанием кинематики блоков Западной Камчатки относительно стабильной Евразии

Возраст полюса, млн лет	Φ°	Λ°	$A95^\circ$	F°	R°
Бухта Квачина, $\Phi = 84.4^\circ$; $\Lambda = 277.8^\circ$; $A95 = 13.5^\circ$ (настоящая работа)					
20	84	145.4	3.74	8.6 ± 10.3	12.2 ± 18.2
30	82.8	161.9	3.1	10.0 ± 10.3	7.1 ± 18.0
40	81.7	158.1	4.1	11.1 ± 10.1	8.1 ± 17.9
Полуостров Омгон, $\Phi = 71.0^\circ$; $\Lambda = 216.4^\circ$; $A95 = 15.9^\circ$ (Коваленко, 2003)					
50	76	169.6	4	7.5 ± 12.0	29.9 ± 27.8
60	82.4	175.6	3.8	10.3 ± 12.2	20.7 ± 28.1

Примечание. Φ° – широта палеомагнитного полюса; Λ° – долгота палеомагнитного полюса; $A95^\circ$ – доверительный интервал палеомагнитного полюса; F° – широтное смещение блока вдоль долготы; R° – угол поворота блока (два последних параметра рассчитываются относительно полюсов стабильной Евразии).

не были выявлены. Пачки 28–29 (туфоалевролиты с линзами песчаников мощностью до 30 м) являются переходными от туфоалевролитов и туфоаргиллитов основной части белесоватой толщи к верхней, песчаной, части этой же толщи. Что касается диатомовых водорослей, то их анализ не позволяет однозначно подтвердить вывод об отсутствии в разрезе отложений большей части верхнего олигоцена в результате их размыва. Кроме того, при палеомагнитных интерпретациях надо с определенной осторожностью относиться к имеющимся датировкам уровней появления маркирующих таксонов диатомей, которые использовались при биостратиграфическом расчленении разреза. Это объясняется тем, что их возраст может варьировать не только в разных климатических зонах, но и в различных частях морских бассейнов. Поэтому, например, вывод о возможном достаточно древнем интервале появления *Lisitzinia ornata* и *Rocella gelida* в западнокамчатском разрезе – в пределах субхрона C9g (~27.8–27.4 млн лет) – требует будущих дополнительных проверок и подтверждений.

Пространственное положение структурных блоков по палеомагнитным данным. Положение палеомагнитного полюса для блока Бухта Квачина, определенное на основании наших исследований, существенно отличается от положения полюсов Восточной Камчатки и юга Корякии (см. сводку Д.В. Коваленко (2000)). Для раннего кайнозоя Западной Камчатки имеется только одно палеомагнитное определение по силам на п-ове Омгон (Коваленко, 2003), возраст которых согласно К–Аг датировкам лежит в интервале 53–67 млн лет (Гладенков и др., 1997). В табл. 3 приведены координаты палеомагнитных полюсов для верхнего эоцена–олигоцена бухты Квачина и палеоцена п-ова Омгон. Очевидно, что доверительные интервалы этих полюсов значительно перекрываются. Различия между положениями этих блоков в про-

странстве статистически незначимо; и широтное расстояние между ними $8.4^\circ \pm 14.6^\circ$, и относительный поворот $29.5^\circ \pm 30.8^\circ$ находятся в пределах точности полученных палеомагнитных определений. Естественно, что это статистическое совпадение полюсов обусловлено большими доверительными интервалами самих палеомагнитных определений, поэтому интересно сравнить их с референтными положениями палеомагнитных полюсов для стабильной Евразии (Torsvik et al., 2012). Для корректного сравнения были использованы положения референтных полюсов без ведения поправки на занижение наклона, поскольку ни в наших исследованиях, ни в работе Д.В. Коваленко (2003) такая коррекция не проводилась. В табл. 3 приведены оценки относительных перемещений блока бухты Квачина относительно стабильной Евразии в эоцене, олигоцене и миоцене, а также блока п-ова Омгон в палеоцене и эоцене. Практически все эти перемещения, как широтные, так и относительные, находятся в пределах погрешности полученных результатов, т.е. свидетельствуют об отсутствии значимых перемещений.

Таким образом, несмотря на сильный разброс данных, можно предполагать, что структуры Западной Камчатки не претерпевали существенных перемещений относительно Сибирского континента в раннем кайнозое, а пространственное положение блока Западной Камчатки в палеогене–неогене в пределах точности палеомагнитного метода не отличалось от современного.

ВЫВОДЫ

Изученные материалы позволили выявить в разрезе кайнозоя бухты Квачина Западной Камчатки последовательность из 21 монополярного интервала, которые были объединены в 10 палеомагнитных зон, и обосновать вариант корреляции этих зон с верхнеэоценовым–олигоценовым

интервалом Шкалы геомагнитной полярности (хронами С17–С6). Полученные палеомагнитные данные в целом не противоречат биостратиграфическому расчленению кайнозойских образований бухты Квачина и дополняют его магнитными реперами.

Задачу определения палеоширотного положения тектонического блока Западной Камчатки нельзя считать решенной, так как большой разброс векторов привел к слишком большому ошибкам определения палеомагнитного полюса. Но его совпадение в пределах ошибок с известным полюсом по Западной Камчатке и референтными полюсами стабильной Евразии не кажется нам случайным, это позволяет очень осторожно говорить о возможном отсутствии значимых перемещений этого блока относительно Евразии в кайнозое.

Полученные при изучении разреза бухты Квачина выводы по палеомагнитным данным носят в определенной мере предварительный характер, но представляют собой наиболее вероятные на сегодняшний день модели сопоставления полученной палеомагнитной зональности со Шкалой геомагнитной полярности. Вместе с тем эти данные показывают перспективность подобных исследований в подвижных областях при комплексировании с другими, в первую очередь биостратиграфическими, методами. Это может привести к построению более детальных и более обоснованных корреляционных стратиграфических схем. Однако для этого требуется проведение подобного комплекса работ при изучении и других разрезов Камчатки.

Источники финансирования. Работа выполнена по темам государственного задания ГИН РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова № АААА-А16-116033010119-4 и при поддержке проекта РФФИ № 19-05-00361.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аверьянов В.С., Штейнберг Г.С. О поведении магнитного поля Земли в верхнечетвертичное время на южной Камчатке // Тезисы докладов на VII Всесоюзной конференции по постоянному магнитному полю и палеомагнетизму. М., 1966. С. 39–41.

Александрова Г.Н. Палинологическая характеристика эоцена–раннего миоцена разреза бухты Квачина, Западная Камчатка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С. 93–122.

Атлас фауны и флоры палеогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез. Отв. ред. Меннер В.В. М.: Наука, 1984. 335 с.

Баженов М.Л., Буртман В.С., Крежовских О.А., Шапиро М.Н. Палеотектонические реконструкции района сочленения Алеутской дуги и Камчатки // Геотектоника. 1991. № 3. С. 82–97.

Беспалый В.Г., Давидович Т.Д., Линькова Т.И., Файнберг Ф.С., Ремизовский Р.И. Палеомагнитная характеристика разрезов плейстоцена Камчатки // Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. Труды СВКНИИ. 1970. Вып. 37. С. 39–49.

Беспалый В.Г., Давидович Т.Д., Файнберг Ф.С., Ремизовский В.И. Кайнозойские отложения северного побережья Пенжинской губы // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 105–138.

Бордунов С.И., Дмитриева Т.В., Фрегатова Н.А. Фораминиферы в расчленении олигоцена–миоцена Западной Камчатки и региональные стратиграфические подразделения // Неоген и квартал России: стратиграфия, события и палеогеография. М.: ГЕОС, 2018. С. 30–35.

Гладенков А.Ю. Ярусы олигоцена и граница между палеогеном и неогеном на Западной Камчатке – новые данные по диатомеям // Неоген и квартал России: стратиграфия, события и палеогеография. М.: ГЕОС, 2018. С. 23–29.

Гладенков Ю.Б. Расчленение опорного разреза кайнозоя бухты Квачина Западной Камчатки и проблемы его корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 101–113.

Гладенков Ю.Б. Моллюски в стратиграфическом расчленении опорного разреза кайнозоя бухты Квачина, Западная Камчатка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 5. С. 146–156.

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Синельникова В.Н., Антипов М.П., Беньямовский В.Н., Братцева Г.М., Полянский Б.В., Ступин С.И., Федоров П.И. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 366 с.

Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Бордунов С.И., Чехович В.Д., Александрова Г.Н., Водовозов В.Ю., Гептнер А.Р., Дмитриева Т.В., Покровский Б.Г., Трубухин В.М., Фрегатова Н.А. Опорный разрез кайнозоя Западно-Камчатской структурно-формационной зоны. М.: Геокарт-ГЕОС, 2018. 202 с.

Дараган Е.В., Певзнер М.А. Методика палеомагнитных исследований при среднемасштабном геологическом картировании в области развития молодого вулканизма // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973. С. 85–88.

Казанский А.Ю., Трубухин В.М., Водовозов В.Ю. Магнитостратиграфия опорного разреза кайнозоя бухты Квачина (Западная Камчатка), первые результаты // Неоген и квартал России: стратиграфия, события и палеогеография. М.: ГЕОС, 2018. С. 36–46.

Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов полуострова Ильпинский (юг Корякского нагорья) // Физика Земли. 1993. № 5. С. 72–80.

Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и юга Корьякии. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Москва: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 48 с.

- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии. М.: Научный мир, 2003. 256 с.
- Кочегура В.В.* Палеомагнитная корреляция неогеновых эффузивных компонентов Дальнего Востока // Материалы V Всесоюзной конференции по палеомагнетизму. Красноярск: СО АН СССР, 1963. С. 291–302.
- Кочегура В.В., Шолто Л.Е.* Палеомагнитные исследования дальневосточных базальтов // Ученые записки ЛГУ. Сер. физ. и геол. наук. 1960. № 286. Вып. 12. С. 160–164.
- Кочегура В.В., Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н.* Палеомагнитная корреляция плиоцен-плейстоценовых эффузивов Срединного хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 81–90.
- Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л.* Кинематика Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 2000. № 2. С. 65–84.
- Милюк П.С.* Магнитостратиграфия кайнозоя Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 198 с.
- Милюк П.С., Гладенков Ю.Б.* Магнитостратиграфия палеогеновых отложений Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 1. С. 106–117.
- Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 347 с.
- Певзнер М.А.* Палеомагнитные исследования верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Камчатки // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 43. Вып. 3. С. 35–50.
- Печерский Д.М., Ключева В.Н., Казакова Г.П.* Результаты палеомагнитного изучения разреза верхнекайнозойских вулканогенных образований в центральной части Камчатского Срединного хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 7. С. 25–35.
- Поспелова Г.А.* Остаточная намагниченность третичных и четвертичных изверженных пород // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1959. № 11. С. 1591–1598.
- Поспелова Г.А.* Сравнительные исследования прямо- и обратномагнитных эффузивных пород // Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 109–163.
- Ремизовский Р.И.* Корреляция верхнекайнозойских отложений Камчатки по палеомагнитным данным // Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Труды СВКНИИ. 1975. Вып. 68. С. 120–125.
- Ремизовский Р.И.* Миоцен-плиоценовая граница в опорных разрезах Западной Камчатки по палеомагнитным данным // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока: Тезисы докладов. Владивосток: ДВНЦ РАН, 1985. С. 26.
- Ремизовский Р.И., Линькова Т.И.* Палеомагнитная характеристика осадочных отложений эрмановской свиты и ее аналогов на Камчатке // Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. С. 70–72.
- Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России — Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, Межведомственный стратиграфический комитет, 2019. 96 с.
- Файнберг Ф.С., Линькова Т.И.* Палеомагнитная характеристика раннечетвертичных отложений Камчатки // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 5. С. 1140–1142.
- Файнберг Ф.С., Синельникова В.Н., Ремизовский Р.И., Линькова Т.И.* Палеомагнитная и биостратиграфическая корреляция разрезов позднего неогена Западной Камчатки (Тигильский район) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 1. С. 99–102.
- Шанцер А.Е.* Расчленение и корреляция континентальных вулканогенных образований позднего кайнозоя Камчатки (в связи с проблемой нижней границы квартера) // Четвертичные отложения Востока СССР. Вып. 3. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 31–33.
- Шанцер А.Е., Геннер А.Р., Егорова И.Е., Лупкина Е.Г., Певзнер М.А., Челебаева А.И.* Вулканогенные толщи хребта Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 9. С. 73–82.
- Baas J.H., Hailwood E.A., McCaffrey W.D., Kay M., Jones R.* Directional petrological characterization of deep-marine sandstones using grain fabric and permeability anisotropy: methodologies, theory, application and suggestions for integration // Earth-Sci. Rev. 2007. V. 82. P. 101–142.
- Barron J.A.* Diatom biochronology for the Early Miocene of the Equatorial Pacific // Stratigraphy. 2005. V. 2. P. 281–309.
- Barron J.A., Fournanier E., Bohaty S.M.* Oligocene and earliest Miocene diatom biostratigraphy of ODP Leg 199 Site 1220, Equatorial Pacific // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 2004. V. 199. http://www-odp.tamu.edu/publications/199_SR/2004/204.htm
- Enkin R.J.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
- Gladenkov A. Yu.* New data on diatoms from the marine Cenozoic section of West Kamchatka at the Kvachina Bay // Paleontol. J. 2019. V. 53. № 8. P. 799–802.
- Gladenkov A.Y., Barron J.A.* Oligocene and Early Miocene diatom biostratigraphy of Hole 884B // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 21–41.
- McFadden P.L.* A new fold test for paleomagnetic studies // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 163–169.
- McFadden P.L., McElhinny M.* Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.
- Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M.* A Concise Geologic Time Scale 2016. Elsevier, 2016. 229 p.
- Pares J.M., van der Pluijm B.A., Dinares-Turell J.* Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrock (Pyrenees, northern Spain) // Tectonophysics. 1999. V. 307. P. 1–14.

Roberts A.P., Bicknell S.J., Byatt J., Bohaty S.M., Florindo F., Harwood D.M. Magnetostratigraphic calibration of Southern Ocean diatom datums from the Eocene–Oligocene of Kerguelen Plateau (Ocean Drilling Program sites 744 and 748) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2003. V. 198. P. 145–168.

Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman & Hall, 1993. 217 p.

Tauxe L. Essentials of paleomagnetism. Berkeley: University of California Press, 2010. 512 p.

Torsvik T.H., Van Der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A.,

Cocks L.R.C. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // *Earth-Sci. Rev.* 2012. V. 114. P. 325–368.

Wang L., Pan Y., Li J., Qin H. Magnetic properties related to thermal treatment of pyrite // *Science in China. Series D: Earth Sciences.* 2008. V. 5. № 8. P. 1144–1153.

Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in paleomagnetism.* Eds. Collinson D.W., Creer K.M., Runkorn S. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 254–286.

Рецензенты Е.Ю. Барабошкин, А.Ю. Гужиков,
Д.В. Коваленко, А.И. Яковлева

Magnetostratigraphy of West Kamchatka Marine Cenozoic Key Section (the Kvachina Bay)

A. Yu. Kazansky^{a, b, #}, V. Yu. Vodovozov^{a, b}, A. Yu. Gladenkov^{b, ##}, Yu. B. Gladenkov^b, and V. M. Trubikhin^b

^a*M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

^b*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: kazansky_alex@mail.ru*

^{##}*e-mail: agladenkov@ilran.ru*

The results of paleomagnetic research of sediments from Cenozoic key section of West Kamchatka at the Kvachina Bay are presented. 152 samples collected from 121 stratigraphic levels of the 480-m-thick section are studied. Based on nature of the conduct of scalar magnetic parameters k , NRM, Q_n and magnetic anisotropy it may be assumed that sedimentary rocks from Kvachina Bay section have not been subjected to significant deformations and have not been secondary changed substantially. Succession of 21 monopolar intervals combined into 10 magnetozones is identified in the sections. Taking into account correlation with reference levels of local zones based on diatoms, correlation of recognized magnetozones with Geomagnetic Polarity Time Scale (chrons C17 to C6) is outlined.

Keywords: paleomagnetism, Cenozoic, West Kamchatka, diatoms, paleolatitude position of tectonic structure