

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КЕМБРИЯ БАТЕНЕВСКОГО КРЯЖА: К ВОПРОСУ ОБ ЭВОЛЮЦИИ КУЗНЕЦКО-АЛАТАУСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ НА ЮГЕ СИБИРИ

Д.В. Метелкин^{1,2}, Д.Г. Козьмин³

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³ ООО «Полиметалл Геология», 660061, Красноярск, ул. Калинина, 82, оф. 2-23, Россия

Представлены результаты палеомагнитных исследований кембрийских вулканогенно-осадочных комплексов Батеневского кряжа, формирование которых соответствует режиму эволюции Кузнецко-Алатауской островной дуги. Определены палеомагнитные полюсы, на их основе построена траектория кажущегося движения полюса (ТКДП). Проведено сопоставление полученных палеомагнитных данных с кембрийскими полюсами других фрагментов Кузнецко-Алатауской островной дуги. В частности, показано соответствие траектории КДП батеневского и кийского (мартайгинского) фрагментов восточного склона Кузнецкого Алатау. Анализ распределения палеомагнитных полюсов указывает на то, что перемещение фрагментов Кузнецко-Алатауской дуги относительно друг друга, как и всей островодужной системы, является результатом крупноамплитудных сдвигов. В течение кембрия она была перемещена от ~10° с.ш. к ~10° ю.ш. и развернута по часовой стрелке на угол более 50°. Аккреция дуги отражена в палеомагнитной записи совпадением позднекембрийских-раннеордовикских полюсов восточного склона Кузнецкого Алатау между собой и одновозрастными полюсами Сибирского кратона. Совпадение полюсов также подтверждает вывод о том, что современный структурный план Кузнецкого Алатау в общих чертах сформирован уже в раннекаледонское время. Тем не менее фиксируемые различия в положении полюсов западного и восточного склонов Кузнецко-Алатауского орогена свидетельствуют, что сдвиговые перемещения вдоль Кузнецко-Алтайского глубинного разлома как основной дизъюнктивной структуры региона продолжались в герцинское время и, возможно, в мезозое.

Кембрий, палеомагнитный полюс, сдвиговые перемещения, Кузнецко-Алатауская палеостровная дуга, Сибирь.

CAMBRIAN PALEOMAGNETISM IN THE BATENI RIDGE: EVOLUTION OF THE KUZNETSK ALATAU ISLAND ARC (*southern Siberia*)

D.V. Metelkin and D.G. Koz'min

We present paleomagnetic data on the Cambrian volcanosedimentary complexes of the Bateni Ridge, which correspond to the evolution of the Kuznetsk Alatau island arc. The paleomagnetic poles which served as the basis for the apparent polar-wander path (APWP) were determined. The paleomagnetic data were compared with those on the Cambrian poles for other fragments of the Kuznetsk Alatau island arc. For example, the APWP the Bateni fragment corresponds to that for the Kiya (Martaiga) fragment of the eastern slope of the Kuznetsk Alatau. The distribution of the paleomagnetic poles suggests that the relative drift of the Kuznetsk Alatau arc fragments and the entire island-arc system resulted from large-amplitude strike-slips. In the Cambrian, this paleoarc moved from ~10° N to ~10° S and rotated more than 50° clockwise. In the paleomagnetic record, its accretion is reflected in the coincidence of the Late Cambrian–Early Ordovician poles on the eastern slope of the Kuznetsk Alatau with one another and the coeval poles for the Siberian craton. This coincidence also suggests that the general structure of the present Kuznetsk Alatau formed as early as the Early Caledonian. Nevertheless, the differences in the position of the poles on the western and eastern slopes of the Kuznetsk Alatau suggest that strike-slip activity along the Kuznetsk–Altai deep fault (the major one in the region) continued in the Hercynian and, probably, in the Mesozoic.

Cambrian, paleomagnetic pole, strike-slip activity, Kuznetsk Alatau paleoisland arc, Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Кузнецкий Алатау является одним из наиболее крупных островодужных фрагментов среди раннекаледонских структур Алтае-Саянской области, продолжением которых на юге считаются кембрийские комплексы Горного Алтая. На востоке и западе он перекрывается позднепалеозойскими отложениями Кузнецкого и Минусинского прогибов, на севере мезозойско-кайнозойскими осадками Западно-Сибир-

ской плиты. Вулканоплутонические и осадочные комплексы, слагающие регион, подробно охарактеризованы многими исследователями. В качестве крупного обобщения материалов по геологии Кузнецкого Алатау можно привести книгу Л.В. Алабина и Ю.А. Калинина [1999]. Показано, что тектоническая структура Кузнецкого Алатау может быть представлена в виде совокупности нескольких структурных единиц (террейнов), каждая из которых обладает своеобразным тектоническим стилем, но является при этом частью единой палеоостроводужной системы [Алабин, Калинин, 1999; Казанский и др., 2003а]. Здесь совмещены тектонические элементы всего латерального ряда островодужной системы. Наибольшим распространением пользуются комплексы окраинного моря, формировавшиеся в тылу вулканической дуги. Далее для краткости этот набор породных ассоциаций, присущий различным частям островодужной системы, будем называть Кузнецко-Алатауской островной дугой. Современный структурный план региона связан преимущественно со сдвиговыми перемещениями слагающих его террейнов. Наиболее яркой дизъюнктивной структурой является Кузнецко-Алтайский разлом. В основном его рассматривают как сбросораздвиг субмеридионального простирания, однако на различных этапах тектонического развития региона эта система дизъюнктивных нарушений работала в различных кинематических режимах, в том числе в условиях сдвига [Берзин, 1995; Алабин, Калинин, 1999]. Глубинная мантийная природа разлома позволяет отождествлять его со структурой, напрямую приуроченной к палеосубдукционной сейсмофокальной зоне [Алабин, Калинин, 1999]. Особенно ярко проявление сдвиговой компоненты предполагается на этапе аккреции дуги к кратону [Берзин, 1995; Казанский, 2002]. Влияние сдвигов отмечается и позднее, после образования общей структуры раннекаледонской коры на юго-западе Сибирского кратона [Казанский, 2002; Владимиров и др., 2003; Буслов и др., 2003; Metelkin et al., 2010]. Наряду с Кузнецко-Алтайской субмеридиональной системой развиты приуроченные к ней поперечные сдвиги субширотного простирания. Время их заложения, механизм образования недостаточно ясны. Одним из объяснений является модель, в которой предполагается доминирующая роль субмеридионального левого сдвига в условиях прогрессирующего сжатия, что привело к дроблению островной дуги, субширотным сдвигам обособленных фрагментов и формированию в итоге структуры «конского хвоста» [Казанский, 2002]. Тестирование этих идей с использованием возможностей палеомагнитного метода является одним из основных предметов настоящего исследования.

Среди главных тектонических единиц современной структуры Кузнецкого Алатау наиболее изученными в палеомагнитном отношении являются Золотокитатский [Метелкин и др., 2000; Казанский, 2002], Кийский (Мартайгинский) [Казанский и др., 2003а] и Терсинский [Казанский и др., 2003б] террейны, формирующие северный фланг Кузнецкого Алатау. Расположенные южнее Мрасский и Батеневский террейны исследованы менее интенсивно. Для Батеневского кряжа, наиболее крупного фрагмента Кузнецко-Алатауской островной дуги, получены лишь единичные определения [Меркулов, 1982; Метелкин и др., 2000]. В настоящей работе мы приводим результаты палеомагнитного изучения пород семи местных стратиграфических подразделений Батеневского кряжа, составляющих основную часть кембрийского разреза.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Батеневский террейн занимает юго-восточную часть Кузнецкого Алатау и сложен кембрийскими комплексами тыловой части вулканической дуги и задугового бассейна [Хераскова, Гаврилова, 1996; Козьмин, 2000]. Здесь наряду с характерными базальт-андезит-риолитовыми сериями пород широко распространены тонкослоистые кремнисто-глинисто-карбонатные отложения, мелководные фосфатно-носные калькарениты, органогенно-обломочные и археоциатоводорослевые известняки, турбидиты преимущественно карбонатного состава, различные подводно-оползневые ассоциации пород с прослоями туфов. Кроме них присутствуют позднекембрийские комплексы, отвечающие внутриокеаническим поднятиям [Козьмин, 2000], а также гранитоидные плутоны позднекембрийско-ордовикского возраста, запечатывающие структуру региона [Владимиров и др., 2001; Руднев и др., 2004]. Пик гранитообразования 475 ± 5 млн лет [Руднев и др., 2004] маркирует становление раннекаледонской коры при аккреции дуги к Сибирскому кратону. С этим временем связаны основные деформации изученного островодужного комплекса Батеневского кряжа.

Палеомагнитные исследования проведены в бассейне рек Белый Июс, Сон, Верх. Ерба на обширной территории Мрасско-Батеневской, по [Алабин, Калинин, 1999], структурно-формационной зоны, включающей, согласно [Козьмин, 2000], три крупных тектонических элемента (макроблока, подзоны): Коммунаровский, Июско-Батеневский, Батеневско-Азырталский (рис. 1).

В пределах Коммунаровской подзоны к числу наиболее распространенных кембрийских комплексов нужно отнести шипилинскую толщу, опробованную в левом борту р. Изекиюля на склоне хр. Знаменитовские Гольцы (Шипилинский участок 55.41° с.ш., 89.19° в.д. и 54.44° с.ш., 89.23° в.д.). Шипилинская толща представлена вулканитами базальт-андезит-риолитового состава, туфами и туфотерригенными

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Коммуна- ровская подзона	Июско-Батеневская подзона	Батеневско-Азырталская подзона		
КЕМБРИЙСКАЯ	Средний	Май- ский				Батеневская свита Є ₂₋₃ ?bt		
		Амгинский	Эльдахский		?	Толчеинская свита Є ₂ tl		
			Мундыбашский		Безымянная свита Є ₂ bz	Сладкокореньевская свита Є ₂ sl		
			Агатинский	?	Ефремкин- ская свита Є ₁₋₂ ef	Сонская свита Є ₁ us	Сонская свита Є ₁ us	Азырталская свита Є ₁₋₂ az
	Нижний	Тайон- ский	Обручевский	Шипилинская толща Є ₁₋₂ sp	Колоджульская свита Є ₁ kl	Усинская свита Є ₁₋₂ sn	Усинская свита Є ₁₋₂ sn	Кутеньбулк- ская свита Є ₁ kb
		Ботом- ский	Санаштыголь- ский		Тунгжуль- ская свита Є ₁ tn	Боградская свита Є ₁ bg	Боградская свита Є ₁ bg	
		Атдабан- ский	Камешковский					
			Базаихский					
		Томмот- ский	Усть- Кундатский			Таржульская свита V-Є ₁ tr	Бродовская свита Є ₁ br	Бродовская свита Є ₁ br

Рис. 2. Фрагмент региональной стратиграфической схемы, по [Махлаев, Беззубцев, 1997; Козьмин, 2000].

проявление имело спорадический характер. Вулканогенная часть разреза представлена преимущественно миндалекаменными базальтами, отличающимися значительными содержаниями титана, повышенной щелочностью натрового типа и умеренной глиноземистостью, что характерно для обстановок тыловой части островной дуги и задугового бассейна. Эти базальты опробованы в правом борту р. Белый Июс, южнее пос. Ефремкино (54.45° с.ш., 89.48° в.д. — Ефремкинский участок), где находится один из представительных разрезов свиты. Стратиграфическое положение толщи, отвечающее санаштыгольскому горизонту (см. рис. 2), определено по массовым находкам трилобитов, а также фауне археоцита, хиолит и брахиопод [Козьмин, 2000]. Отложения колоджульской свиты перекрыты, часто с угловым несогласием, похожим вулканогенно-осадочным комплексом пород, объединяемым в составе ефремкинской свиты (см. рис. 2). Отличительной особенностью последней является присутствие в разрезе трахиандезитов.

Отложения безымянной свиты среднего кембрия на Ефремкинском участке опробованы в 3 км восточнее обнажений колоджульской свиты (54.46° с.ш., 89.51° в.д.). Разрез сложен ритмично-слоистыми песчаниками и алевролитами преимущественно вулканомиктового состава, редко гравелитами, а также кремнистыми сланцами с тонкими горизонтами известняков, которые тяготеют к верхним частям ритмов. Характер контакта с подстилающей ефремкинской свитой согласный [Козьмин, 2000]. В качестве возрастного и фациального аналога предполагаются флишоидные, турбидитные отложения сладкокореньевской и толчеинской свит (см. рис. 2). Литолого-фациальные исследования позволяют предполагать формирование турбидитов среднего кембрия в обстановке морского умеренно глубоководного бассейна в тылу островной дуги [Хераскова, Гаврилова, 1996; Козьмин, 2000]. Верхняя возрастная граница безымянной свиты точно не установлена, но по совокупности литологических признаков, а также фауне трилобитов, вероятно, не выходит за пределы мундыбашского горизонта (см. рис. 2).

В пределах Батеневско-Азырталской подзоны изучена верхняя часть кембрийского разреза Батеневского кряжа. В левом борту р. Ерба, в 2 км севернее пос. Верх. Ерба (см. рис. 1) обнажены флишоидные, вулканомиктовые терригенно-карбонатные отложения сладкокореньевской свиты (Ербинский участок, 54.34° с.ш., 90.73° в.д.). В районе исследований преимущественно терригенная толща включает пестроцветные туфы, реже эффузивы в основном кислого состава. Возраст отложений определяется мундыбашским комплексом трилобитов [Решения..., 1983]. В 3.5 км северо-восточнее на склонах горы Красный Камень (54.37° с.ш., 90.76° в.д.) распространены терригенные, в том числе красноцветные отложения, объединяемые в батеневскую свиту. Настоящий участок является стратотипическим [Яроше-

вич, 1962]. Здесь фиксируется мощная пачка вишнево-красных грубо- до среднезернистых косослоистых песчаников с горизонтами мелкогалечных конгломератов и серых песчаных известняков, которая выше по разрезу сменяется их монотонно ритмичным чередованием с пестроокрашенными средне- до тонкозернистыми параллельно-слоистыми песчаниками и алевролитами. Нижняя граница с толчеинской свитой согласная, верхняя не определена. Немногочисленные находки фауны позволяют предполагать амгинско-майский возраст толщи (см. рис. 2) [Махлаев, Беззубцев, 1997]. Принимая это во внимание и судя по положению опробованных горизонтов в общем разреза, возраст пород, вероятно, не древнее ~ 505 млн лет.

Сложные для расчленения турбидитовые комплексы среднего—позднего (?) кембрия, сопоставимые по строению с отложениями толчеинской свиты, распространены в бассейнах рек Бол. Тесь, Карасуг и были изучены ранее на двух участках [Метелкин и др., 2000]. На Богградском участке вдоль сухого русла в 1 км восточнее пос. Боград (54.25° с.ш., 90.85° в.д.) разрез, сложенный конгломератами, табачно-зелеными алевролитами и туфоалевролитами с прослоями песчаников, туфопесчаников и туфов среднекислого состава [Метелкин и др., 2000], мы сопоставляем с верхней частью толчеинской свиты (см. рис. 2). Такая корреляция основана на общем геологическом строении разреза, преобладании характерных для толчеинской свиты турбидитов вулканомиктового состава, невыдержанных по простиранию горизонтов туфов смешанного состава [Козьмин, 2000]. На Бейбулукском участке (54.57° с.ш., 90.72° в.д.) в русле сухого притока р. Карасуг в 700 м восточнее дер. Бейбулук (см. рис. 1) мощная турбидит-олисто-стромовая толща, сложенная преимущественно терригенными породами и туфами кислого, реже среднего составов [Метелкин и др., 2000], по строению тоже близка разрезу толчеинской свиты. Возраст отложений толчеинской свиты по мундыбашско-эльдахскому комплексу органических остатков считается позднеамгинским [Решения..., 1983]. Мы полагаем, что возраст изученных ранее отложений Богградского и Бейбулукского участков также может отвечать концу амгинского времени.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Лабораторные эксперименты выполнены на аппаратуре Палеомагнитного центра в ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск). Аппаратурный комплекс включает измерители нового поколения, в том числе криогенные магнитометры 2G Enterprise (США) и HSM (Германия), а также известные спин-магнитометры JR-4 и JR-6 (Чехия). Методика исследований является стандартной [Butler, 1992] и основана на пошаговой температурной чистке (*T*-чистка) всех образцов до полного их размагничивания в экранированной печи. Результаты экспериментов обрабатывались при помощи специализированных программ, использующих для разделения компонент намагниченности обычные приемы [Kirshvink, 1980; McFadden, McElchinn, 1988], для анализа совокупности палеомагнитных направлений стандартные статистические методики анализа векторов на сфере [Butler, 1992], для датирования компонент намагниченности различные модификации теста складки [Watson, Enkin, 1993; Enkin, 2003] и тест обращения [McFadden, McElchinn, 1990].

Базальты и туфы Шипилинского участка отличаются не характерной для вулканогенных пород низкой величиной естественной остаточной намагниченности ($NRM = 0.01—10$ мА/м) и сложным ее составом. Часто ортогональные диаграммы очень сложны для интерпретации, спектры блокирующих температур составляющих *NRM* компонент существенно перекрываются и разнонаправлены. Полное размагничивание, как правило, достигается при температурах, отвечающих деблокирующим температурам магнетита, около 580 °С. Вероятно, этот минерал является основным носителем намагниченности. Тем не менее на графиках *NRM(T)* часто проявляется характерный резкий спад величины *NRM* в относительно низкотемпературном интервале около 350—400 °С. Иногда более половины от общей величины намагниченности уничтожается при нагреве не более чем 300 °С. Тем не менее на большинстве стереограмм хорошо идентифицируется смещение вектора по дуге большого круга, особенно в наиболее высокотемпературной части спектра размагничивания (рис. 3). Построенные большие круги по результатам размагничивания образцов в пределах каждой точки опробования пересекаются в одной и той же области, свидетельствуя о присутствии в *NRM* регулярной компоненты (табл. 1).

Образцы изученных на Ефремкинском участке базальтов колодзюльской свиты, считающихся аналогичными шипилинским, обладают гораздо более устойчивой картиной поведения вектора *NRM* в ходе размагничивания. Прежде всего, они более магнитные. Величина *NRM* никогда не опускается ниже 10 мА/м, а чаще составляет от 100 до 1000 мА/м, что типично для изверженных пород. Низкотемпературная магнитная фаза выражена слабее или отсутствует. Полное размагничивание достигается при деблокирующих температурах магнетита ~ 580 °С, либо гематита ~ 690 °С. Причем направления магнитовой и гематитовой компонент, как правило, совпадают и стремятся к началу координат ортогональной диаграммы (рис. 4). Вне зависимости от температуры деблокирования характеристическая компонента (*ChRM*) имеет только отрицательные наклонения, а средние по точкам опробования значения в пределах ошибки определения в древней системе координат соответствуют направлению регулярной компоненты намагниченности в базальтах и туфах шипилинской толщи (см. рис. 4, табл. 1).

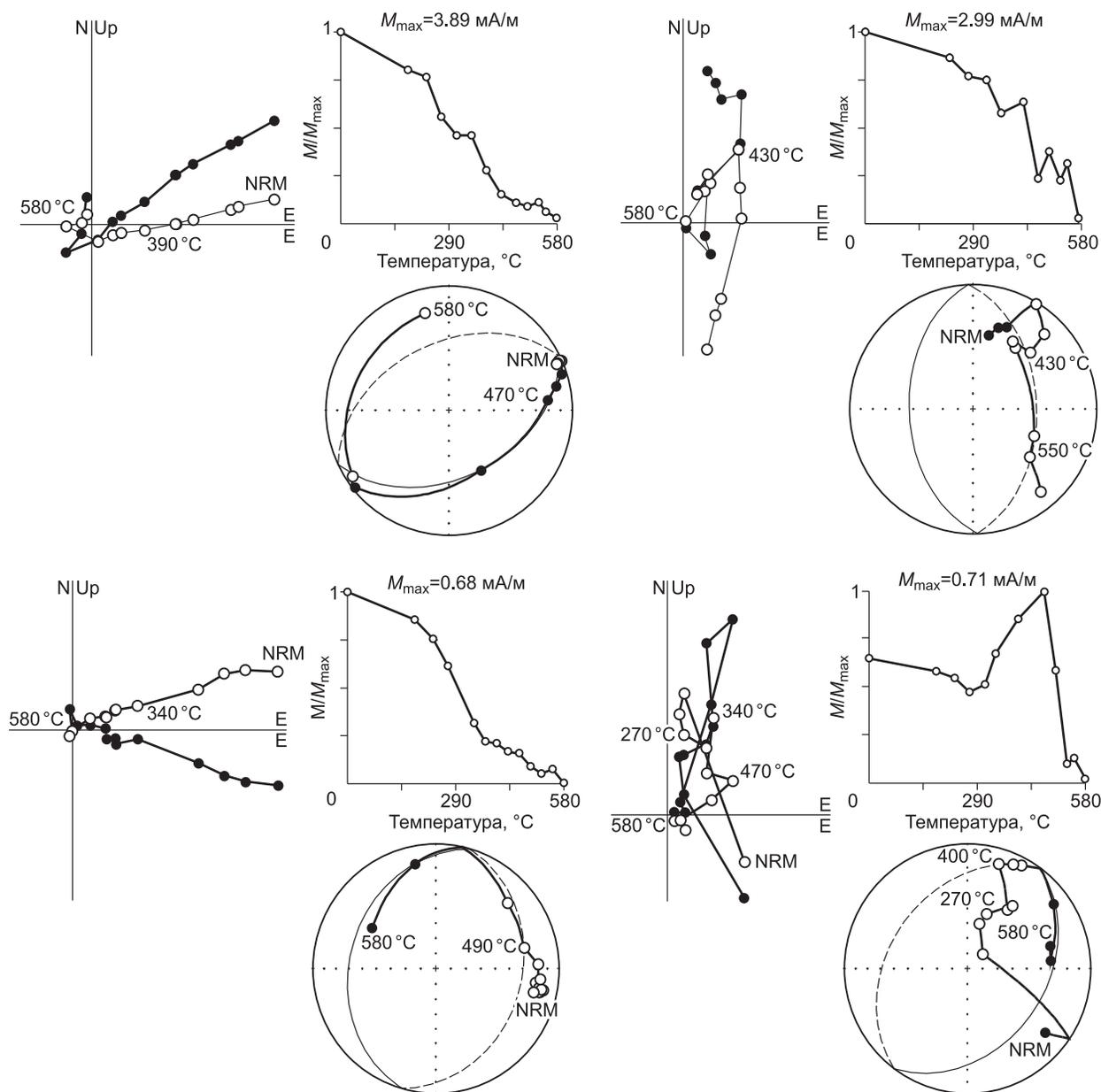


Рис. 3. Характерные ортогональные диаграммы, соответствующие графики $NRM(T)$ и стереограммы по результатам ступенчатого терморазмагничивания базальтов и туфов шпилинской толщи.

Здесь и далее на ортогональных диаграммах темные точки отвечают проекции вектора на горизонтальную плоскость, светлые — на вертикальную плоскость; на стереограммах — темные точки соответствуют проекции вектора на нижнюю полусферу, светлые — на верхнюю полусферу; система координат стратиграфическая.

Среднее направление компоненты, установленной в раннекембрийских породах Коммунарской и Июско-Батеневской подзон (компонента А1), совпадает с определениями, полученными ранее [Меркулов, 1982]. По результатам исследований в пределах Ефреминского участка В.П. Меркуловым был построен магнитостратиграфический разрез, в котором колоджульская свита характеризуется исключительно обратной полярностью, а среднее направление вектора ($D_s = 3$, $I_s = -11$, $K = 21.7$, $\alpha_{95} = 3.1$) по 94 образцам практически не отличается от направления компоненты А1. Близкие палеомагнитные направления определены для вышележащей ефреминской свиты ($D_s = 7$, $I_s = -20$, $K = 24.7$, $\alpha_{95} = 3.5$) [Меркулов, 1982]. Главным недостатком этих определений является то, что T -чистка образцов была неполной, всего до 200 °С [Меркулов, 1982]. Однако, как показывают настоящие исследования, характеристическая намагничённость в базальтах колоджульской свиты является весьма стабильной и ее на-

Таблица 1. Направления стабильных компонент намагниченности в кембрийских породах Батеневского кряжа

№ п/п	Порода, свита, точка отбора	$n(nR)/N$	М	D_g	I_g	D_s	I_s	K	α_{95}	
Компонента А1, Июско-Батеневская подзона										
1	Базальты, колоджульская, 00bt14	9(9)/10	PCA	10.4	21.4	13.3	-6.4	94.5	5.3	
2	» 00bt15	12(12)/14	»	33.3	20.5	34.4	-10.2	20.2	9.9	
Компонента А1, Коммунарская подзона										
3	Туфы, шипилинская, 00bt2g	6/7	GC	357.7	-8.2	358.7	-14.0	36.1	11.3	
4	» 00bt2m	6/7	»	20.1	-5.4	20.9	-8.7	114.0	6.3	
5	Базальты, шипилинская, 00bt3	5/6	»	357.0	-10.2	357.2	-7.2	110.8	7.3	
6	Туфы, шипилинская, 00bt5	4/7	»	0.4	-23.1	359.1	-27.4	69.5	11.1	
7	Базальты, шипилинская, 00bt6	7/8	»	11.8	-6.9	12.9	-15.3	39.7	9.7	
8	» 00bt7	4/6	»	10.5	-8.6	11.7	-17.2	352.4	4.9	
9	» 00bt8	11/11	»	6.1	-6.0	6.9	-15.0	62.9	5.8	
Среднее А1 — 520 млн лет				9.6	-2.1	—	—	19.9	11.8	
				—	—	10.7	-13.7	37.1	8.6	
Компонента А2, Июско-Батеневская подзона										
10	Песчаники, безымьяная, 00bt9	4/5	GC	358.9	-36.9	343.4	16.0	105.2	9.0	
11	» 00bt10	15(0)/17	PCA	354.2	-7.3	357.5	12.1	44.4	5.8	
12	» 00bt11	7(0)/8	»	7.7	-22.8	355.2	7.2	48.0	8.8	
13	» 00bt12	5(1)/7	»	29.9	-36.3	348.5	10.0	52.1	10.7	
14	» 00bt13	7(2)/9	»	23.4	-29.0	351.8	8.5	82.1	6.7	
Компонента А2, Батеневско-Азыртальская подзона										
15	Туфы, сладкокореньевская, 01bt28	7(7)/10	»	163.7	-9.6	172.1	-14.8	25.8	12.1	
16	» 01bt29	8(8)/10	»	158.4	-21.2	174.8	-15.4	54.1	7.6	
Среднее А2 — 505 млн лет				1.3	-15.5	—	—	7.9	22.9	
				—	—	351.9	12.0	194.9	4.3	
Компонента А3, Батеневско-Азыртальская подзона										
17	Алевролиты, батеневская, 01bt33a	9(6)/10	»	326.4	-5.3	328.0	16.9	43.4	7.9	
18	Песчаники, батеневская, 01bt33b	10(2)/14	»	322.1	6.4	326.8	22.2	25.3	9.8	
19	» 01bt34	10(3)z/11	»	322.4	29.4	325.9	20.0	42.4	7.5	
20	Туфопесчаники, нерасчлененный Бог-радский участок, ВА-I*	13(1)/19	СА(1)	292.5	47.7	321.6	33.7	15.8	10.8	
21	Туфы, нерасчлененный Бейбулукский участок, ВА-II*	6(2)/11	СА(2)	299.0	-36.7	307.1	18.1	13.9	19.3	
22	» ВА-III*	6(1)/6	PCA	274.8	-17.7	306.7	34.5	20.4	15.2	
Среднее А3 — 500 млн лет				307.4	4.0	—	—	5.0	33.2	
				—	—	319.6	24.5	46.3	9.9	

Примечание. № п/п — номер определения по порядку соответствует номерам на рис. 8; $n(nR)/N$ — количество образцов, участвующих в статистике (в том числе с отрицательным наклоном вектора в скобках) к общему количеству изученных образцов; М — метод выделения: PCA — компонентный анализ, GC — метод кругов перематирования, СА — комбинированный анализ направлений и больших кругов (в скобках указано количество кругов, использованных в анализе); D — склонение, I — наклонение, в градусах, индексы «g» и «s» обозначают соответственно современную и древнюю системы координат; K — кучность; α_{95} — радиус 95 % овала доверия.

* По данным, опубликованным в [Метелкин и др., 2000].

правление с небольшой ошибкой можно фиксировать сразу после удаления вязкой составляющей NRM, что предопределило положительный палеомагнитный результат, полученный ранее.

О древнем происхождении компоненты А1 свидетельствует увеличение кучности распределения средних по точкам опробования направлений намагниченности в древней системе координат (см. табл. 1). Хотя $K_s/K_g = 2.07 < F_c = 2.33$, по [McElchinn, 1964], тест складки в модификации [Enkin, 2003] положительный (DC Slope: 1.5236 ± 0.6698). Другие модификации теста из-за невысокой кучности распределения и слабых различий в залегании изученных толщ являются неэффективными и не дают опре-

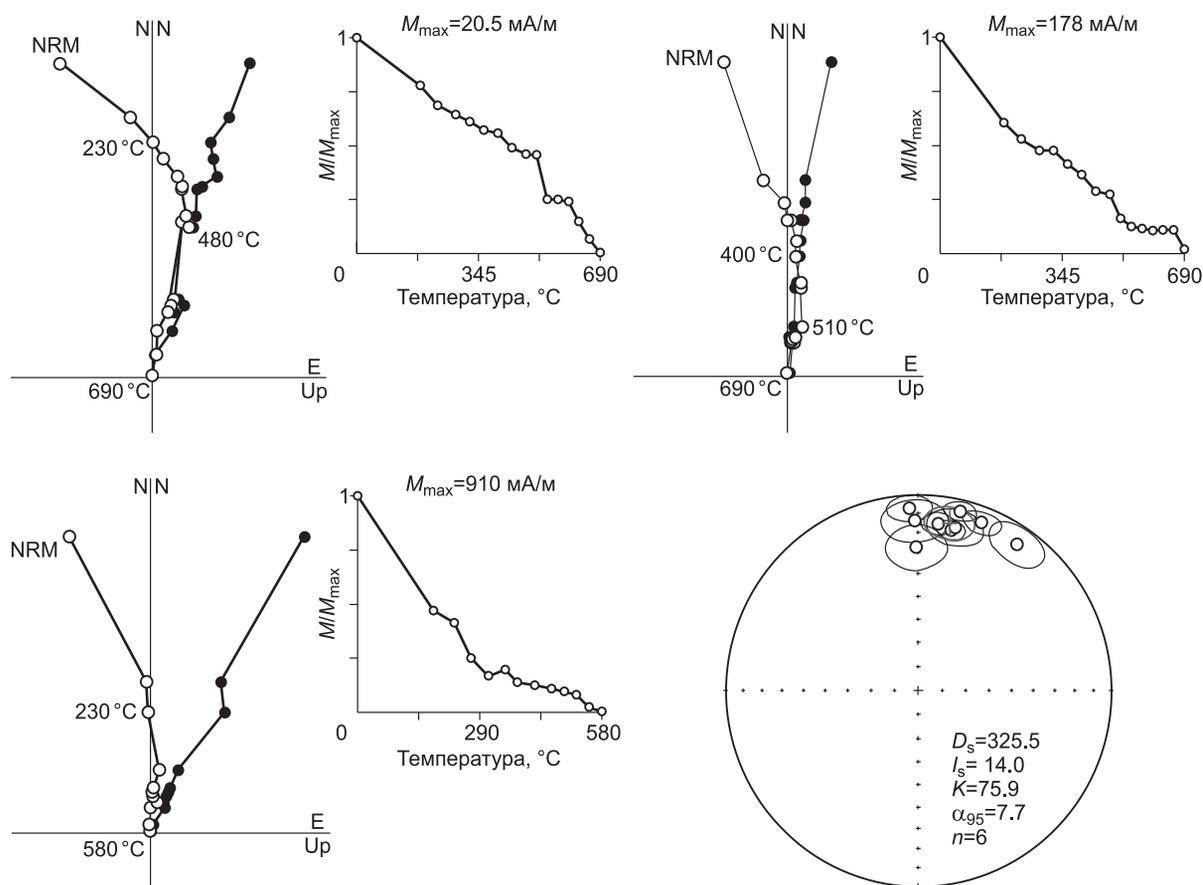


Рис. 4. Типичные ортогональные диаграммы, соответствующие графики $NRM(T)$ по результатам ступенчатого терморазмагничивания базальтов колоджульской свиты.

На стереограмме показаны средние по точкам опробования направления компоненты A1 в породах шипилинской и колоджульской свит.

деленного результата. Тем не менее приведенные выше доводы позволяют интерпретировать компоненту A1 как раннекембрийскую и связать со временем формирования пород около 520 млн л.н.

Песчаникам безымянной свиты свойственны довольно высокие для терригенных пород значения NRM в диапазоне 10^{-3} — 10^{-2} мА/м. По результатам многоступенчатой T -чистки, кроме низкотемпературной компоненты, разрушаемой при нагреве до ~ 300 °С, в относительно высокотемпературной части спектра четко устанавливается присутствие характеристической компоненты намагниченности. Ее деблокирующие температуры колеблются от 540 до 590 °С (рис. 5). Низкотемпературная компонента ($D_s = 35$, $I_s = 3$, $K = 29.2$, $\alpha_{95} = 17.3$) соответствует направлению, полученному ранее ($D_s = 34$, $I_s = -4$, $K = 14.2$, $\alpha_{95} = 4.9$) по результатам T -чистки до 200 °С [Меркулов, 1982]. Эта компонента не является характеристической, а тест складки указывает на ее послескладчатый возраст и, соответственно, метасинхронную природу. Направление высокотемпературной ChRM отличается от направления низкотемпературной компоненты на $\sim 40^\circ$ по склонению и имеет более крутое положительное наклонение (см. табл. 1). Для распределения компоненты ChRM значение отношения $K_s/K_g = 7.95$ значительно выше критического на 99 % уровне доверия 6.03 для $n = 5$, по [McElhinny, 1964]. Параметрический симуляционный тест складки [Watson, Enkin, 1993] показывает, что максимальное значение кучности соответствует 104.2 % распрямления складки с нешироким интервалом доверия от 90.8 до 117.2 % (см. рис. 5). Тест в модификации [Enkin, 2003] также положительный (DC Slope: 1.1596 ± 0.5662), что характеризует тестируемое направление как доскладчатое.

Одновозрастные с песчаниками безымянной свиты туфы сладкокореньевской свиты, распространенные на Ербинском участке Батеневско-Азыртальской подзоны (см. рис. 2), имеют сходные петромагнитные и палеомагнитные характеристики. Компонента ChRM определяется в интервале до 540—580 °С, при этом низкотемпературная компонента часто отсутствует (рис. 6). Отличительной особенностью является исключительно отрицательное направление компоненты ChRM (см. рис. 6, табл. 1).

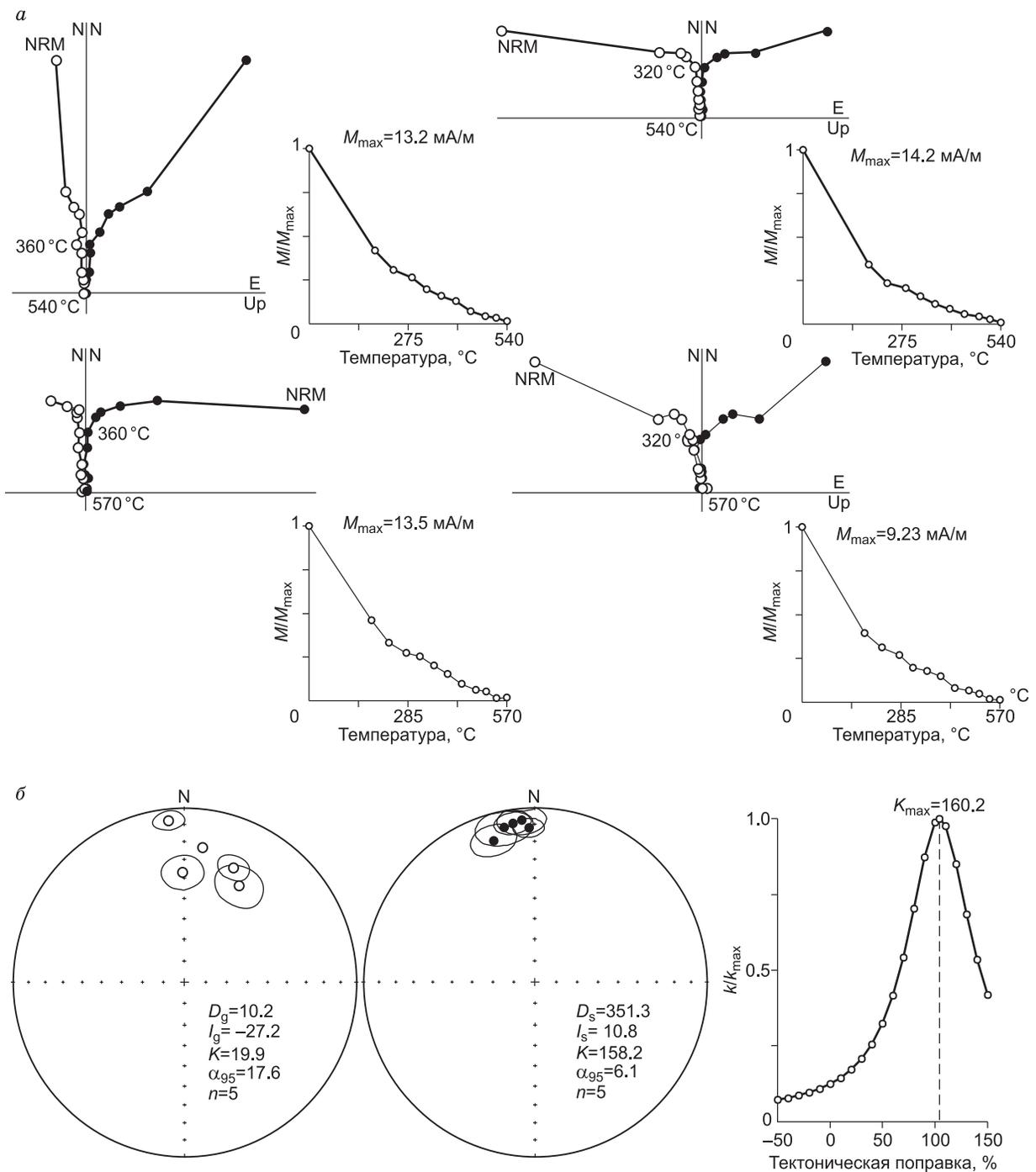


Рис. 5. Результаты палеомагнитного анализа песчаников безымянной свиты.

а — характерные ортогональные диаграммы, соответствующие графикам $NRM(T)$ по результатам ступенчатого терморазмагничивания; *б* — на стереограммах показано распределение средних по точкам опробования направления компоненты A2 в географических (слева) и стратиграфических (справа) координатах и график изменения кучности при пропорциональном распрямления складки, по [Watson, Enkin, 1993].

Сопоставление распределений единичных векторов прямой и обратной полярности для отложений безымянной и сладкокореньевской свит (см. рис. 6) свидетельствует, что намагниченность пород может иметь близкий возраст, т.е. связана с эпизодом инверсии геомагнитного поля во время их формирования. При этом вековые вариации усреднены удовлетворительно и тест обращения положительный: $\gamma = 4.2$ при $\gamma_c = 6.0$, класс «В» по классификации [McFadden, McElchinnu, 1990]. Тест складки на уровне средних по точкам опробования направлений для всего распределения компоненты A2 в породах Юсс-

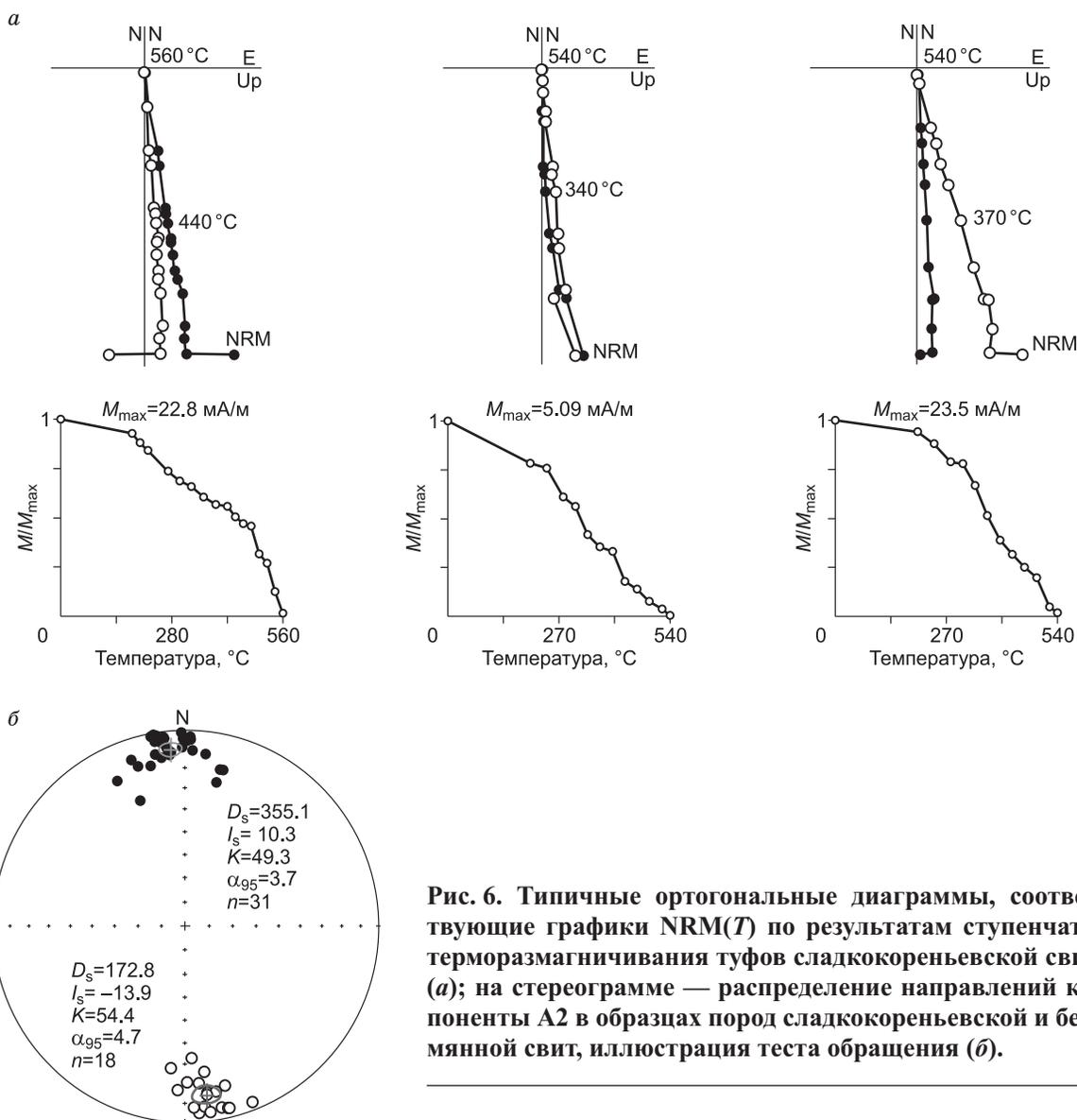
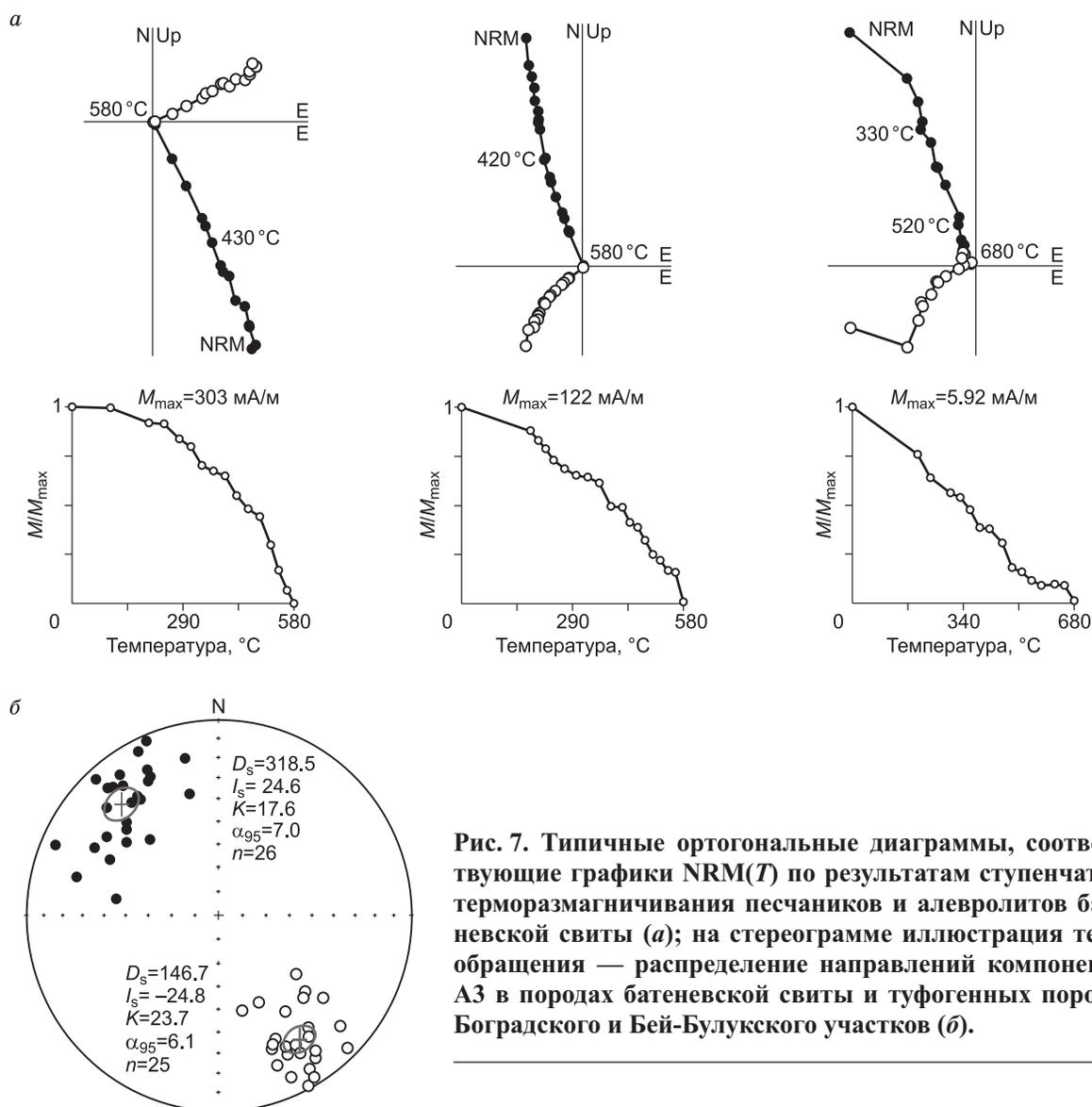


Рис. 6. Типичные ортогональные диаграммы, соответствующие графики NRM(*T*) по результатам ступенчатого терморазмагничивания туфов сладкореньевской свиты (*a*); на стереограмме — распределение направлений компоненты A2 в образцах пород сладкореньевской и безымянной свит, иллюстрация теста обращения (*b*).

ко-Батеневской и Батеневско-Азыртальской подзон (см. табл. 1) также говорит о древнем возрасте намагниченности. Рост кучности распределения при переводе из современной системы координат в древнюю значительный, $K_s/K_e = 24.7 > F_c = 2.69$ [McElhinny, 1964]. Симуляционный параметрический тест складки [Watson, Enkin, 1993] показывает, что кучность распределения векторов достигает своего максимума в древней системе координат, оптимальным является 107.9 ± 10.9 % распрямления складки. Корреляционный тест складки [Enkin, 2003] дает положительный результат (DC Slope: 1.109 ± 0.071). Таким образом, на основании результатов тестов обращения и складки возраст компоненты A2 соответствует времени формирования пород около 505 млн л.н.

Красноцветные песчаники и алевролиты батеневской свиты на Ербинском участке по величине NRM отвечают широкому диапазону значений от 1 до 100 мА/м, что, очевидно, обусловлено разной концентрацией магнитного материала. По результатам терморазмагничивания наиболее типичным является разрушение намагниченности до температур порядка 580 °С, при этом ортогональные диаграммы имеют однокомпонентный вид (рис. 7). В ряде образцов полное размагничивание достигается только при нагреве до деблокирующих температур ($T_{дб}$) гематита, однако гематитовая компонента в интервале 600—680 °С не имеет регулярного направления, а более низкотемпературная (магнетитовая с $T_{дб} \approx 580$ °С) совпадает с соответствующей компонентой безгематитовых образцов (см. рис. 7). В трех изученных обнажениях стабильная компонента A3 имеет направления и положительного, и отрицательного наклонов. После приведения к одной полярности средние по точкам опробования направления отличаются от компоненты A2 в древней системе координат на $\sim 25^\circ$ по склонению и более чем 5° по наклонению (см. табл. 1).



Изученные ранее [Метелкин и др., 2000] горизонты туфов и туфопесчаников на Богградском и Бейбулуковском участках, которые, как было сказано выше, мы коррелируем с позднеамгинскими отложениями толчинской свиты, подстилающими в разрезах Батеневско-Азыргальской подзоны песчаники и алевролиты батеневской свиты, демонстрируют сохранность компоненты, направление которой практически не отличается от компоненты АЗ (см. табл. 1). Сходство палеомагнитных направлений может быть косвенным признаком, подтверждающим справедливость наших геологических наблюдений о соответствии этих разрезов отложениям верхних горизонтов толчинской свиты. О синхронном или почти синхронном формировании компоненты АЗ в песчаниках батеневской свиты и туфотерригенных породах Бейбулуковского и Богградского участков свидетельствуют палеомагнитные тесты. Угловое расстояние между средними направлениями для группы прямой и обратной полярности (см. рис. 7) после обращения составляет $\gamma = 7.5^\circ$, что значительно меньше критического значения $\gamma_c = 9.1$. Достоверность результата отвечает классу «В» по классификации [McFadden, McElchinnny, 1990]. Тест складки также положительный (DC Slope: 1.092 ± 0.298), по [Enkin, 2003], максимум кучности достигается близко к 100 % распрямления складки ($117.1 \pm 12.9\%$) [Watson, Enkin, 1993]. Учитывая результаты палеомагнитных тестов и представления о возрасте толщ, мы предполагаем, что возраст компоненты АЗ может отвечать амгинско-майскому рубежу около 500 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В результате изучения островодужных ассоциаций Батеневского кряжа удалось установить последовательную смену палеомагнитных направлений, которая, судя по приведенным выше данным, является прямым отражением тектоники островной дуги в течение кембрийского времени. По своей детальности и характеру кажущегося дрейфа полученная палеомагнитная запись может быть сопоставлена с трендом кажущегося движения полюса Кийского террейна [Казанский и др., 2003а]. Вслед за результатами интерпретации палеомагнитных данных по Кийскому террейну [Казанский и др., 2003а] за направления прямой полярности для раннего кембрия принимаются направления положительного наклона, а для среднего и позднего кембрия — с отрицательным наклоном (табл. 2). В рамках этой интерпретации палеомагнитные направления оказываются ориентированными в одной плоскости, т.е. средние по точкам опробования направления расположены на дуге большого круга. Эта закономерность очевидна как для кийского, так и батеневского фрагментов Кузнецко-Алатауской островодужной системы (рис. 8) и может свидетельствовать о том, что в течение кембрийского интервала времени они испытывали перемещение, которое может быть описано простым поворотом вокруг одного и того же полюса Эйлера, т.е. сдвигом. Рассчитанные виртуальные геомагнитные полюсы Батеневского террейна образуют тренд, отражающий эту закономерность. В течение кембрия северный палеомагнитный полюс смещается в юго-восточном направлении от акватории о. Мадагаскар к юго-восточному побережью Австралии (см. рис. 8). Хорошо известно, что именно отсюда стартуют различные варианты фанерозойской ТКДП Сибирского кратона [Печерский, Диденко, 1995; Smethurst et al., 1998; Cocks, Torsvik, 2007].

Таблица 2. Средние палеомагнитные направления, координаты палеомагнитных полюсов и палеоширотное положение террейнов Кузнецко-Алатауской островной дуги

Свита	Возраст, млн лет	N	Палеомагнитное направление			Палеомагнитный полюс			ПШ	Источник
			D	I	α_{95}	Plat	Plong	A ₉₅		
Золотокитатский террейн										
Единиская	540	4	64.1	-28.6	6.1	-1.1	26.8	5.3	15.3 ± 5.3	[Казанский, 2002]
Большекитатская, черно-осиповская, китатская	500	17	98.2	-23.2	3.5	-14.6	177.2	3.2	-12.1 ± 3.2	»
Кийский террейн										
Усть-анзасская, чумайская	540	7	23.6	-16.7	4.9	-23.0	62.5	4.1	8.5 ± 4.1	[Казанский и др., 2003а]
Базальные горизонты берикунской свиты	510	2	181.5	-1.1	4.5	-35.0	86.2	3.2	-0.5 ± 3.2	»
Кровля берикунской свиты	505	1	164.5	-19.8	7.1	-43.1	109.1	5.4	-10.2 ± 5.4	»
Смирновская	480	8	147.5	-29.7	5.5	-43.3	133.5	4.7	-16.0 ± 4.7	»
Терсинский террейн										
Среднетерсинский дайковый комплекс	540	2	222.5	20.3	10.5	-15.6	44.6	8.0	10.5 ± 8.0	[Казанский и др., 2003б]
»	500	3	145.5	-19.0	8.4	-37.4	132.8	7.2	-9.8 ± 7.2	»
Батеневский террейн										
Колоджувская, шипилинская	520	9	10.7	-13.7	8.6	-27.9	77.4	7.9	7.1 ± 7.9	[Настоящая работа]
Сладкореньевская, безмянная	505	7	351.9	12.0	4.3	-41.2	100.6	3.7	-6.2 ± 3.7	»
Батеневская свита, нерасчлененная турбидитовая толща	500	6	319.6	24.5	9.9	-37.9	144.1	8.9	-13.0 ± 8.9	[Настоящая работа; Метелкин и др., 2000]

Примечание. Возраст — принимаемый возраст палеомагнитного полюса; N — количество точек опробования (виртуальных геомагнитных полюсов); палеомагнитное направление соответствует направлению на палеосевер в принимаемой опции полярности: D — склонение, I — наклонение, α_{95} — радиус 95 % овала доверия; палеомагнитный полюс — координаты северного палеополюса (рассчитаны путем осреднения соответствующих виртуальных геомагнитных полюсов, в случае когда N < 3 полюс рассчитан как виртуальный геомагнитный полюс для среднего по выборке единичных направлений); Plat — широта, Plong — долгота, A₉₅ — радиус 95 % овала доверия, ПШ — палеоширотное положение террейна при выбранной полярности палеомагнитных направлений (положительное значение — Северное полушарие, отрицательное значение — Южное).

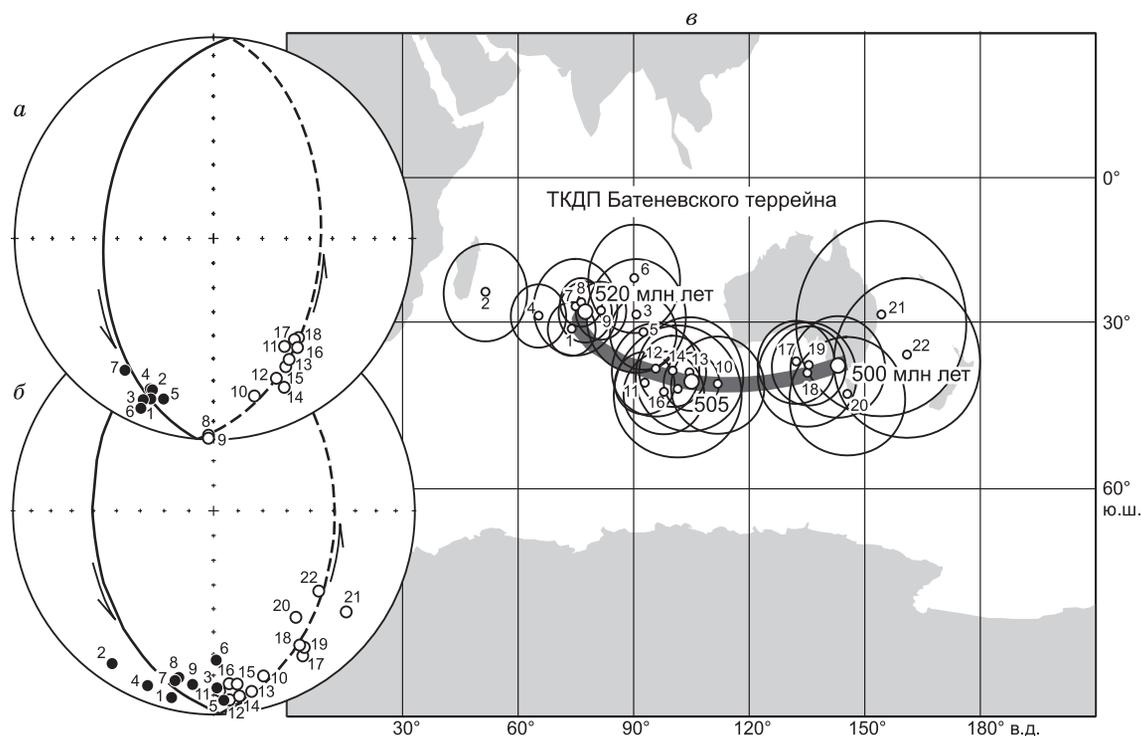


Рис. 8. Тренды изменения палеомагнитных направлений в породах Кийского блока, по данным [Казанский и др., 2003а], (а) и Батеневского кряжа (б) (номера на стереограмме соответствуют № п/п в табл. 1); тренд виртуальных геомагнитных полюсов (номера полюсов соответствуют номерам направлений на стереограмме) Батеневского кряжа (в).

Построенная с использованием процедуры сплайн-аппроксимации [Torsvik, Smethurst, 1999] траектория кажущегося перемещения полюса Батеневского террейна отличается от известной ТКДП Кийского террейна лишь в деталях (рис. 9). Существенные различия на концах траекторий, очевидно, обусловлены процедурой сглаживания [Torsvik, Smethurst, 1999], нежели реальной тектоникой. Тренды КДП позволяют рассчитать и сопоставить основные кинематические параметры горизонтальных перемещений блоков восточного склона Кузнецкого Алатау (см. рис. 9). С позднего венда по ранний ордовик, находясь вблизи экватора, фрагменты Кузнецко-Алатауской островной дуги испытывали южный дрейф из Северного полушария в Южное. Скорость этого перемещения, учитывая принятый возраст компонент, в среднем могла составлять около 5—6 см/год, максимум приходится на рубеж раннего—среднего кембрия — до 15 см/год. В это же время максимума достигает угловая составляющая скорости перемещения, чуть более 2°/млн лет для Кийского фрагмента и несколько выше (до 6°/млн лет) для батеневского фрагмента (см. рис. 9). В целом южный дрейф островной дуги сопровождался поворотом по часовой стрелке, амплитуда которого могла составить более 50°.

В хорошем согласии с описанной кинематикой находятся палеомагнитные данные для Терсинского и Золотокитатского фрагментов Кузнецко-Алатауской дуги (см. табл. 2). Виртуальные геомагнитные полюсы по венд-кембрийским и среднепозднекембрийским офиолитам Среднетерсинского массива мало отличаются от соответствующих палеомагнитных полюсов Батеневского и Кийского террейнов (см. рис. 8). Таким образом, террейны восточного склона Кузнецкого Алатау, несомненно, представляли фрагменты единой островодужной системы, которая, испытывая общее преимущественно трансформное (сдвиговое) перемещение, деформировалась в едином стиле. Незначительное угловое расхождение в положении венд-кембрийских палеомагнитных полюсов дает представление о региональном масштабе этого процесса, т.е. сравнительно небольших сдвиговых перемещениях фрагментов островной дуги относительно друг друга, как это предполагается в [Алабин, Калинин, 1999; Казанский, 2002]. Полюсы наиболее позднего кембро-ордовикского этапа развития системы находятся в пределах изометричной, компактной области, совпадающей с областью нахождения кембро-ордовикских палеомагнитных полюсов Сибири (см. рис. 8). Это отвечает представлению о раннекаледонском этапе аккреции дуги кратону и формировании на юго-западе (в современных координатах) Сибири крупного орогенического сооружения [Кунгурцев и др., 2001; Владимиров и др., 2003; Добрецов, Буслев, 2007].

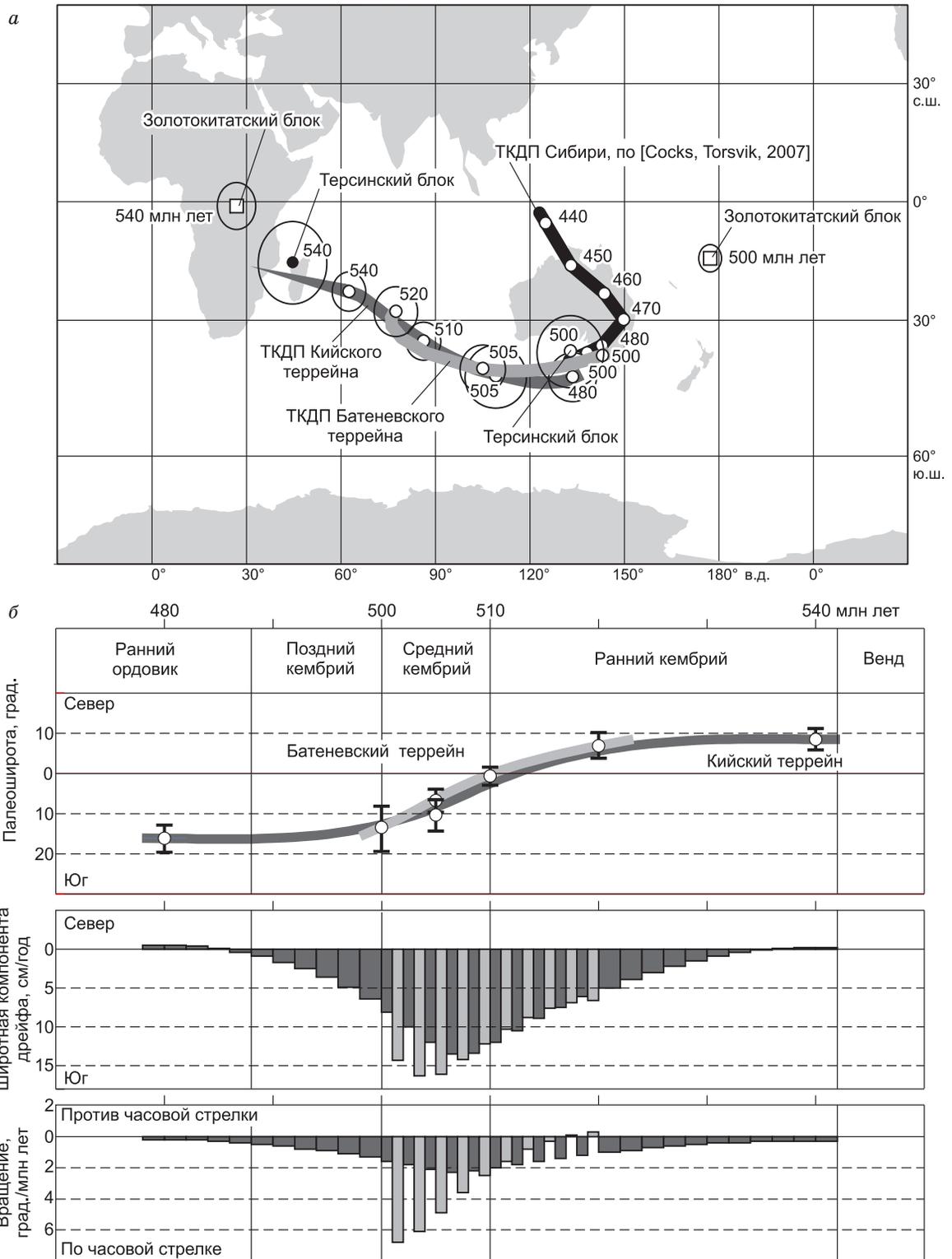


Рис. 9. Результаты палеотектонического анализа палеомагнитных данных для интервала поздний венд—ранний ордовик территории Кузнецкого Алатау.

а — сравнение венд-раннепалеозойских интервалов ТКДП Сибирского кратона [Cocks, Torsvik, 2007], Кийского [Казанский и др., 2003а] и Батеневого террейнов, а также положения палеомагнитных полюсов Золотоakitатского [Казанский, 2002] и Терсинского блоков [Казанский и др., 2003б]; *б* — рассчитанные по трендам КДП кинематические параметры дрейфа Кийского (показано темным) и Батеневого (светлым) террейнов в начале палеозоя: вверху — изменение палеошироты для террейнов, в центре — скорость широтного (вдоль долготы) дрейфа, внизу — угловая скорость (скорость поворота террейна вокруг вертикальной оси).

Венд-кембрийский (единицкая свита) палеомагнитный полюс Золотокитатского террейна западного склона Кузнецкого Алатау находится на той же дуге большого круга, что и полюсы восточной части орогена, занимая крайнее положение (см. рис. 9). Соответственно, кинематику его относительных перемещений также можно рассматривать в рамках общей сдвиговой модели. При этом среднепозднекембрийские (510—490 млн лет) полюсы по большекитатской, черноосиповской, китатской свитам Золотокитатского террейна сдвинуты по сравнению с одновозрастными полюсами восточного склона Кузнецкого Алатау на существенно больший угол и находятся несколько в стороне от ТКДП Сибири (см. рис. 9). Наиболее простым объяснением такого отличия может быть относительно более поздняя, позднепалеозойско-мезозойская сдвиговая активность вдоль Кузнецко-Алтайского разлома, предопределившая различие в положении раннепалеозойских палеомагнитных полюсов структур, расположенных по разные стороны от него.

Таким образом, формирование современного структурного плана Кузнецкого Алатау связано со сдвиговыми перемещениями, которые наиболее ярко проявились на этапе развития островной дуги в кембрии при ее аккреции в начале ордовика.

ВЫВОДЫ

1. Восстановленный тренд кажущегося движения полюсов Батеневского фрагмента (тыловой зоны палеодуги) практически не отличается от ТКДП Кийского фрагмента (центральная зона палеодуги), что свидетельствует о едином тектоническом стиле развития Кузнецко-Алатауской островной дуги в кембрии. В течение этого времени островодужная система была перемещена с $\sim 10^\circ$ с.ш. к $\sim 10^\circ$ ю.ш. с одновременным поворотом по часовой стрелке на угол более 50° .

2. Закономерности в расположении палеомагнитных полюсов Кузнецкого Алатау указывают на то, что перемещение его кембрийских островодужных фрагментов, как и островной дуги, в целом является следствием сдвига. Вероятной причиной формирования трансформно-сдвиговой системы на кембрийском этапе активного развития островной дуги с характерным вулканизмом может быть режим преобладающей косо́й субдукции и последующей аккреции. Последнее неоднократно обсуждалось во многих работах [Кунгурцев и др., 2001; Владимиров и др., 2003; Metelkin et al., 2009].

3. Современный структурный план Кузнецкого Алатау был в общих чертах сформирован уже на рубеже кембрия—ордовика. Это обосновывается сходимостью позднекембрийских палеомагнитных полюсов основных тектонических элементов восточного склона Кузнецкого Алатау между собой и с Сибирскими полюсами. Однако заметно отличие в положении позднекембрийско-ордовикских полюсов восточного (Кийский, Терсинский, Батеневский террейны) и западного (Золотокитатский террейн) бортов Кузнецко-Алатауского орогена, объяснением которого может быть относительно более поздний сдвиг. Его реализация, очевидно, связана с реактивацией основной дизъюнктивной структуры Кузнецкого Алатау — Кузнецко-Алтайского глубинного разлома в конце палеозоя или на мезозойском этапе. Причины сдвиговой тектоники в регионе в конце палеозоя, на герцинском коллизионном этапе, связанные с вращением Сибирской плиты по часовой стрелке, обсуждались в работах [Казанский, 2002; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003]. На основе палеомагнитных данных также показано, что палеозойский механизм деформации структур, приуроченных к сдвиговым системам западной части Алтае-Саянской области вплоть до Кузнецко-Алтайского разлома, сохранился в начале мезозоя [Казанский и др., 2005; Metelkin et al., 2009] и даже в юре—мелу [Metelkin et al., 2010].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 10-05-00230).

ЛИТЕРАТУРА

Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1999, 237 с.

Берзин Н.А. Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1995, 51 с.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мещнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1157—1178.

- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.** Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.
- Казанский А.Ю.** Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2002, 40 с.
- Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Кунгурцев Л.В., Кизуб П.А.** Кинематика Мартайгинского блока Кузнецкоалатауской палеоостровной дуги в позднем венде—раннем ордовике (по палеомагнитным данным) // Геология и геофизика, 2003а, т. 44 (3), с. 187—201.
- Казанский А.Ю., Ступаков С.И., Симонов В.А., Метелкин Д.В.** Геодинамика офиолитов Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау) по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2003б, т. 44 (10), с. 1036—1044.
- Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В.** Палеомагнетизм пермотриасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1107—1120.
- Козьмин Д.Г.** Структурно-вещественные комплексы позднего рифея, венда—кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау и обстановки их формирования: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН 2000, 23 с.
- Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В.** Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде—кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1042—1051.
- Махлаев М.Л., Беззубцев В.В.** Легенда Минусинской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (издание второе). Красноярск, 1997.
- Меркулов В.П.** Палеомагнитные исследования отложений верхнего протерозоя и кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Томск, Политех. ин-т, 1982, 20 с.
- Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Кунгурцев Л.В.** Структура Кузнецкого Алатау в среднем—позднем кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (6), с. 800—810.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н.** Палеоазиатский океан. М., ИФЗ РАН, 1995, 298 с.
- Решения** Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. I. Верхний докембрий, нижний палеозой. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1983, 215 с.
- Руднев С.Н., Владимирова А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // Докл. РАН, 2004, т. 396, № 3, с. 369—373.
- Хераскова Т.Н., Гаврилова Е.В.** Тектоника и седиментология верхнерифейско-кембрийских карбонатных отложений Батеневского кряжа (Кузнецкий Алатау) // Геотектоника, 1996, № 3, с. 54—66.
- Ярошевич В.М.** Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азыр-Тал и бассейна р. Белый Июс (восточный склон Кузнецкого Алатау). Новосибирск, Наука, 1962, 185 с.
- Butler R.F.** Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terrains. Oxford, Blackwell Sci. Publ., 1992, 319 p.
- Cocks L.R.M., Torsvik T.H.** Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // Earth Sci. Rev., 2007, v. 82, p. 29—74.
- Enkin R.J.** The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, v. 212, p. 151—166.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Agterberg F.P., Bleeker W., Cooper R.A., Davydov V., Gibbard P., Hinnov L.A., House M.R., Lourenz L., Luterbacher H-P., McArthur J., Melchin M.L., Robb L.J., Sadler P.M., Shergold J., Villeneuve M., Wardlaw B.R., Ali J., Brinkhuis H., Hilgen F.J., Hooker J., Howarth R.J., Knoll A.H., Laskar J., Monechi S., Powell J., Plumb K.A., Raffi I., Röhl U., Sanfilippo A., Schmitz B., Shackleton N.J., Shields G.A., Strauss H., Van Dam J., Veizer J., Van Kolfshoten Th., Wilson D.** A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, 2004, 589 p.
- Kirschvink J.L.** The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1980, v. 62, p. 699—718.
- McElhinny M.W.** Statistical significance of the fold test in paleomagnetism // Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1964, v. 8, p. 338—340.
- McFadden P.L., McElhinny M.W.** The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 161—172.

McFadden P.L., McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism // *Geophys. J. Int.*, 1990, v. 103, p. 725—729.

Metelkin D.V., Kazansky A.Yu., Vernikovskiy V.A. Paleomagnetic evidence for Siberian plate tectonics from Rodinia through Pangaea to Eurasia // *Geomorphology and plate tectonics* / Eds. D.M. Ferrari, A.R. Guiseppi. NY, Nova Science Publishers, 2009, p. 159—236.

Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Res.*, 2010, doi:10.1016/j.gr.2009.12.008.

Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian Platform: from Rodinia to Pangea // *Earth Sci. Rev.*, 1998, v. 43, № 1—2, p. 1—24.

Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP // *Computers and Geosciences*, 1999, v. 25, p. 395—402.

Watson G.S., Enkin R.J. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophys. Res. Lett.*, 1993, v. 20, p. 2135—2137.

Рекомендована к печати 31 мая 2011 г.

А.Д. Дучковъм

Поступила в редакцию 16 апреля 2010 г.

после доработки — 13 ноября 2010 г.