

УДК 550.858.5

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ОРДОВИКСКИХ И РАННЕКАРБОНОВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТУВЫ

© 2021 г. Д. В. Коваленко^{1,*}, М. В. Бузина¹, член-корреспондент РАН К. В. Лобанов¹

Поступило 23.12.2020 г.

После доработки 28.02.2021 г.

Принято к публикации 04.03.2021 г.

Проведены палеомагнитные исследования ранне-, среднеордовикских и раннекарбонových толщ Тувы. Установлено, что ордовикские толщи Тувы накапливались в интервале широт от 4° до 12° южной широты. Координаты ордовикского палеомагнитного полюса для Тувы (для южного полушария) – $\Phi = -41^\circ$ с.ш., $\Lambda = 127^\circ$ в.д., $A95 = 5.4^\circ$. Нижнекарбонové толщ Тувы накапливались на высоких широтах: $51^\circ-70.5^\circ$ с.ш. Координаты палеомагнитного полюса для нижнего карбона Тувы: $\Phi = 53.8^\circ$ с.ш., $\Lambda = 141.7^\circ$ в.д., $A95 = 9.6^\circ$. Тувинский блок в целом не испытывал в фанерозое существенных вращений относительно Сибири. Тем не менее были локальные деформации и вращения пород, которые привели к отличиям склонений намагниченности толщ Сибири и Тувинского блока. Тува уже с ордовика входила в структуру Сибири и испытывала широтное перемещение вместе с ней. Каледонские структуры формировались на окраине Сибири. Постколлизийный фанерозойский магматизм Алтае-Саянской области имеет внутриплитный генезис.

Ключевые слова: намагниченность, палеоширота, тектоническое совмещение, склонение, наклонение

DOI: 10.31857/S2686739721060104

Кривые кажущейся миграции палеомагнитного полюса (APWP в международной литературе, ТКМП – в российской литературе) – ключевые палеомагнитные характеристики, необходимые для расчета кинематических параметров геологических блоков Земли и глобальных построений. Для Сибирского кратона были в разное время предложены несколько ТКМП ([11, 12, 18, 19] и др.). Каждая из последующих кривых существенно уточняет предыдущие кривые ТКМП. Тем не менее, пока даже самая свежая кривая ТКМП для Сибири [11] для многих периодов фанерозоя основана на единичных палеомагнитных определениях, которые требуют подтверждения. В данном сообщении приводятся два новых палеомагнитных определения для ранне-, среднеордовикских и раннекарбонových геологических толщ Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), обрамляющего Сибирь с юга. Палеомагнитные данные по раннекарбонovým толщам могут использоваться для уточнения кривой ТКМП для Сибири и ЦАСП, а данные по ордовикским породам позволяют сделать новые выводы и предположения о времени коллизийных процессов в ЦАСП.

ложения о времени коллизийных процессов в ЦАСП.

Палеомагнитные исследования проводились в Туве. Исследованные ранне-, среднеордовикские и раннекарбонové толщ являются элементами хорошо стратиграфически расчлененного осадочного и вулканогенно-осадочного чехла, перекрывающего каледонские позднекембрийские складчатые структуры. Существуют две точки зрения на образование каледонских структур ЦАСП в районах Тувы и Монголии. В ряде работ (например, [1]) считается, что каледониды образовались на окраине Сибирского материка в результате аккреционных процессов в конце кембрия. В других работах допускается, что каледонские террейны, включающие геологические структуры Тувы, образовались на удалении от Сибири, а их тектоническое совмещение с Сибирью произошло приблизительно в девоне [3, 13]. От выяснения этого вопроса зависит интерпретация многих геологических и магматических процессов в ЦАСП. Одной из важных проблем является выяснение происхождения фанерозойского и в частности широко распространенного в центральной части Алтае-Саянской области раннедевонского магматизма. Если каледонские структуры формировались на окраине Сибирского кратона, то это исключительно внутриплитный магматизм. Если тектоническое совмещение каледонского супертеррейна с Сибирью было в

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: Dmitry@igem.ru

девоне, то магматизм мог быть связан с коллизионными процессами. Новые палеомагнитные данные позволяют ответить на этот вопрос.

Изучение палеомагнетизма ранне-, среднеордовикских толщ проводилось около поселка Хондергей (рис. 1). Образцы отбирались из трех разрезов (разрезы 1–3 на рис. 1), представленных конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами нижней и средней подбит шемущагской свиты. Ордовикский возраст разрезов определялся на основе находок гастропод (*Scenella* sp., *Proplina* sp.), трилобитов (*Calliops* sp.), наутиллоидей (*Endoceras* sp.), мшанок (*Batostoma variableformis* Wodz. sp.) [9, 10]. Всего было отобрано 74 образца из тонкообломочных пород с различных стратиграфических уровней равномерно по мощностям разрезов.

Нижнекарбонные толщи изучались в четырех районах Тувы (разрезы 4–7 на рис. 1). Разрезы сложены серыми, лиловыми и красными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже – конгломератами, туффитами, известняками. Раннекарбонный возраст толщ определен по находкам ихтиофауны (*Strepsodus siberiacus*, *Rhizodopsis savenkovi* Obr., *Acanthodes ex gr. lopatni Rohon*, *Acanthodes* sp., *Ganolepis* sp., *Cycloptychius* sp., *Rhabdoderma* sp. ind., *Gonatodus*, *Elonichydae* sp., *Polae-niscoidei* far.) и растений (*Pteridorachis f. modica Radcz*, *Arctodendron Kidstoni*, *Protolepidodendron megaphyllum Rodct.*, *Angarodendron* sp., *A. tetragonum aff. Kidstonii Nath.*, *Tomiodendron schmalhauseni* (Chache) Radcz., *Lepidodendron Schmalhauseni chachl.*, *Knorria* sp., *Archaeopteris* sp., *Pteridorachis* sp., *Archaeopteris fissilis Schzalhauseni*, *Pteridorachis f. modica megaphyllum* sp., *Bothrodendron*, *Knorria* (*Bothrodendron*), *Cordoiles*) [7–10]. Для палеомагнитных исследований было отобрано 142 образца из серых, лиловых и красноцветных тонкослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов в основном из байтагской и байтасской свит с различных стратиграфических уровней равномерно по мощностям разрезов.

Лабораторная палеомагнитная обработка образцов включала термочистку всех кубиков от 20 до 680°C, компонентный анализ намагниченности, статистическую обработку результатов [4, 5].

В ордовикских породах были выделены две компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента (*LT*) выделяется в интервале температур от 20 до 300–440°C, высокотемпературная (*HT*) – в интервале от 300 до 660°C. Направления низкотемпературных компонент намагниченности ордовикских пород на сфере близки к направлению кайнозойского магнитного поля Земли в районе Тувы. Высокотемпературные компоненты в разрезах формируют группы в основном обратной полярности. В разрезе III вы-

явлены два образца с намагниченностью прямой полярности.

Направления *HT*-компонент намагниченности ордовикских пород различаются в современной системе координат (ССК) и совпадают в древней системе координат (ДСК) (табл. 1). Круги доверия *HT*-компонент в ДСК совпадают с уровнем значимости 0.05 [14, 17]. Кд/Кс = 2.5 (табл. 1). Тест на “синскладчатость” также показал, что намагниченность этих разрезов – доскладчатая. Максимальная кучность достигается при полностью распрямленных до 100% складках: $N = 2$, $D = 332.1^\circ$, $I = 15.6^\circ$, $K = 116$, $\alpha_{95} = 23^\circ$. При группировании образцов из разрезов в сайты (7–8 образцов в сайте) тесты складки еще более отчетливо свидетельствуют о доскладчатой природе *HT*-компонент намагниченности ордовикских пород (табл. 1). Кд/Кс = 11. В основном обратная полярность *HT*-намагниченности пород свидетельствует о том, что намагниченность была сформирована в период ордовикского длительного хрона обратной полярности [11].

Таким образом, мы считаем, что в ордовикских разрезах была выделена доскладчатая высокотемпературная намагниченность, по-видимому, близкая к первичной.

Были рассчитаны координаты ордовикского палеомагнитного полюса (направление 1 + 3 в табл. 1): $\Phi = 41^\circ$ с.ш., $\Lambda = 307^\circ$ в.д., $A_{95} = 5.4^\circ$, если толщи накапливались в южном полушарии. Ордовикский палеомагнитный полюс для южного полушария статистически совпадает с ордовикским полюсом для Сибири [11] – $F = 3.5^\circ \pm 11.2^\circ$ (тремадок), $F = -3^\circ \pm 7.9^\circ$ (лланвирн), $F = 5^\circ \pm 11.2^\circ$ (лландейло), $R = 5.2^\circ \pm 11.5^\circ$ (тремадок), $R = 22^\circ \pm 8.2^\circ$ (лланвирн), $R = 27.6^\circ \pm 11.5^\circ$ (лландейло) [15, 16]. Палеоширота формирования ордовикских толщ – 4–8–12° (минимальная-средняя-максимальная палеоширота), по-видимому, южной широты.

В нижнекарбонных породах Тувы выделяются две, редко – три компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента (*LT*) выделяется в интервале температур от 20 до 300–480°C. Высокотемпературная компонента намагниченности (*HT*) выделяется в интервале от 300 до 580°C, в образцах красноцветных пород – до 660°C.

Направления *LT*-компонент намагниченности нижнекарбонных пород на сфере группируются около направления кайнозойского магнитного поля Земли. Большинство *HT*-компонент намагниченности нижнекарбонных пород в разных разрезах образуют группы обратной полярности, в двух образцах выявлены *HT*-компоненты намагниченности прямой полярности.

Тест складки, проведенный методом сравнения средних направлений [14, 17], показал, что средние направления *HT*-компонент намагни-

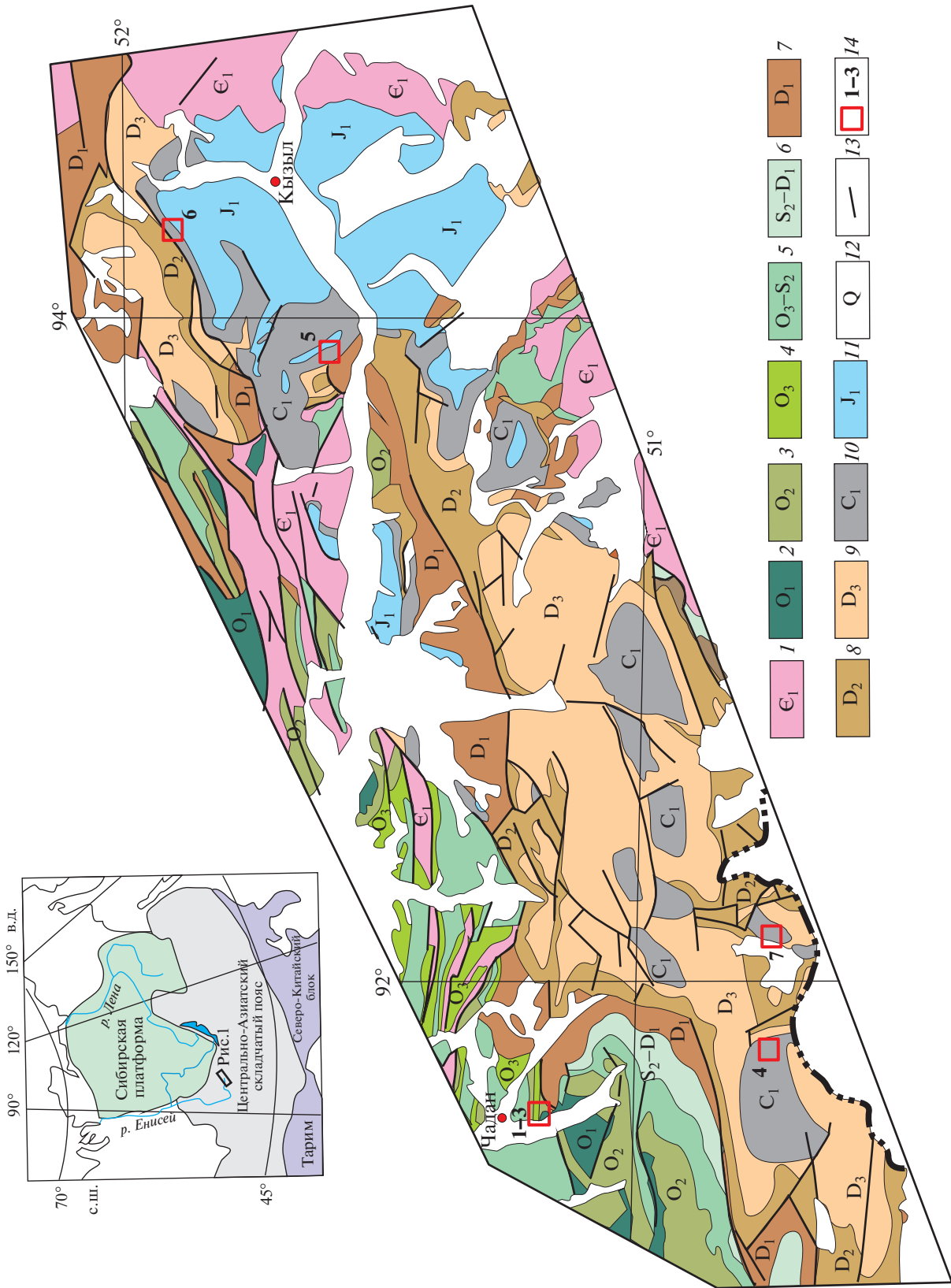


Рис. 1. Схема геологического строения Тувинского прогиба [2]. 1–12 – комплексы пород: 1 – раннекембрийский, 2 – раннеордовикский, 3 – среднеордовикский, 4 – позднеордовикский, 5 – позднеордовикский-среднесилурийский, 6 – среднесилурийский-раннедевонский, 7 – раннедевонский, 8 – среднедевонский, 9 – позднедевонский, 10 – раннекарбонный, 11 – раннеюрский, 12 – четвертичный, 13 – разломы, 14 – опробованные разрезы с номерами.

Таблица 1. Средние направления компонент намагниченности палеозойских толщ Тувы

Разрезы	<i>N</i>	<i>D</i> , °	<i>I</i> , °	<i>K</i>	α , °	<i>D</i> _д , °	<i>I</i> _д , °	<i>K</i> _д	α _д , °
Ордовикские породы									
1	29	339	-36	6.5	10	338	16	5	11.5
2	8	359	-19	4	25.5	359	18	4	25
3	32	324	52	8	9	327	15	6	10
Результаты применения теста складки (сравнение средних) для разрезов									
1 + 3	61	332	12	2.5	11	332	15.5	6	7.6
<i>F</i> _{кр} = 0.052		<i>F</i> _с = 1.6			<i>F</i> _д = 0.020				
1 + 2 + 3	69	336	8	2.5	10.5	335	16	5	7.5
<i>F</i> _{кр} = 2.44		<i>F</i> _с = 46.9			<i>F</i> _д = 2.03				
Результаты применения теста складки (сравнение средних) для сайтов									
9 сайтов (с разрезом 2)	9	335	5	3	27	336	16.5	28	9
8 сайтов (без разреза 2)	8	331	10	3	30	333	16	33	8.5
<i>F</i> _{кр} = 2.42		<i>F</i> _с = 18.3			<i>F</i> _д = 1.96				
Раннекарбонные породы									
4	25	238	-53	8	10	238	-79	9	9.5
5	12	53	-64	19	9	267	-75	19	9
6	35	154	-8	8	8	222	-71	6.5	9
7	29	295	-35	26	5	262	-75	27	5
Результаты применения теста складки (сравнение средних) для разрезов									
4 + 5 + 6 + 7	101	214	-61	2	9.5	242	-75	10	4
<i>F</i> _{кр} = 2.15		<i>F</i> _с = 108			<i>F</i> _д = 1.57				
Результаты применения теста складки (сравнение средних) для сайтов									
14 сайтов	14	252	-63	2.3	24.7	245	-75	58	4.9
<i>F</i> _{кр} = 2.4		<i>F</i> _с = 86			<i>F</i> _д = 2.3				

Примечания: *N* – количество векторов, участвующих в расчетах, *D* – склонение намагниченности, *I* – наклонение намагниченности, *K* – кучность, α – угол доверия. Буквы с и д соответственно обозначают ССК и ДСК. 1–7 – номера разрезов (рис. 1). *F* – статистический параметр, использующийся при сравнении средних. *F*_{кр}, *F*_с, *F*_д – критическая величина параметра *F* и величины этого параметра в ССК и ДСК [14, 17].

ченности пород этих разрезов статистически равны в ДСК и отличаются в ССК (табл. 1). *K*_д/*K*_с = 5. Тест на “синскладчатость” также показал, что намагниченность этих разрезов доскладчатая. При 100% распрямлении складки достигается максимальная кучность: *N* = 4, *D* = 66°, *I* = 76°, *K* = 155, α_{95} = 7.2°. При группировании образцов в сайты (5–10 образцов в сайте) тесты складки также выполняются (табл. 1). *K*_д/*K*_с = 25. Таким образом, мы считаем, что на основании тестов складки в раннекарбонных разрезах была выделена доскладчатая высокотемпературная намагниченность, близкая к первичной.

Были рассчитаны координаты раннекарбонного палеомагнитного полюса (направление 4 + 5 + 6 + 7 в табл. 1): Φ = 55° с.ш., Λ = 138° в.д., A_{95} = 7°. Раннекарбонные толщи были сформированы на высоких широтах: 55–62–69° с.ш. (минимальная–средняя–максимальная палеоширота). В раннем карбоне исследованные геологические

толщи находились в структуре Сибири: F = 1.8° ± 4.5° [14, 17].

Склонение *HT*-намагниченности Тувинских раннекарбонных пород отличается от “Сибирских” склонений намагниченности, рассчитанных из палеомагнитных полюсов для Сибири: R = -80 ± 18.7 [15, 16].

Как можно объяснить эти различия в склонениях? 1) Раннекарбонные толщи Сибири и Тувы развернуты друг относительно друга вокруг вертикальной оси на 60–70°. 2) Раннекарбонные толщи Тувы перемагничены в более позднее время.

При обсуждении первой гипотезы важно отметить, что исследованные раннекарбонные разрезы удалены друг от друга на 300–400 км. Совпадение в ДСК направлений *HT*-компонент намагниченности раннекарбонных разрезов показывает, что после раннего карбона в Туве не было локальных деформаций, которые могли бы привести к вращению толщ в горизонтальной плоскости.

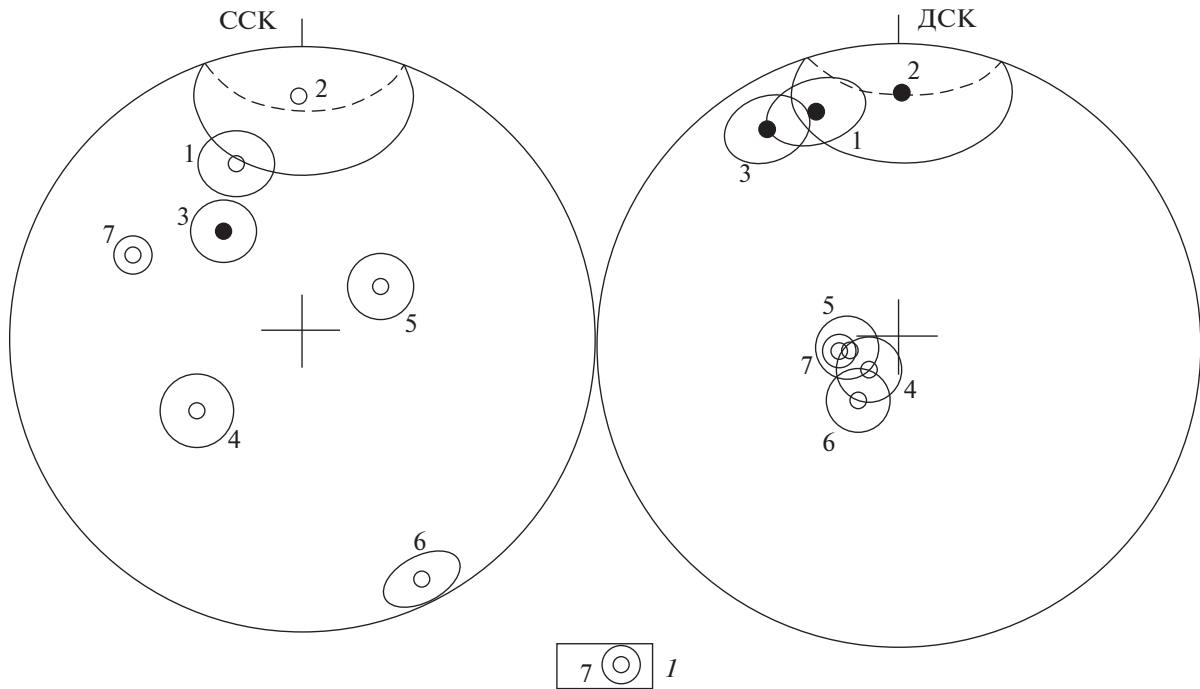


Рис. 2. Средние направления *HT*-намагниченности ордовикских (1–3) и раннекарбонных (4–7) разрезов Тувы. 1 – направления намагниченности с кругом доверия и номером разреза. Открытые и закрытые кружки – средние направления намагниченности обратной и прямой полярности.

Об этом же свидетельствует пологое (от 0 до 20°) залегание большинства раннекарбонных толщ в Туве. То есть в данном случае палеомагнитные данные для раннего карбона могут распространяться на крупный геологический блок в пределах Тувы, включающий как минимум весь Тувинский прогиб, а скорее всего, большую часть Тувы (Тувинский блок). Мог ли этот блок вращаться относительно Сибири?

Палеомагнитные полюсы, рассчитанные в данной работе по ранне-, среднеордовикским породам и недеформированным горизонтально залегающим среднедевонским породам Тувы [6], показали хорошую сходимость с одновозрастными палеомагнитными полюсами Сибири – для тремадока: $F = 3.5^\circ \pm 11.2^\circ$, $R = 5.2^\circ \pm 11.5^\circ$, для среднего девона: $R = 5.5 + -17.5$, $F = 10.6 + -12.5$ [6]. Отсюда следует, что Тувинский блок в целом не вращался относительно Сибири с ордовикского времени. В этом случае разница в склонениях *HT*-намагниченности раннекарбонных пород Тувы и ожидаемого направления намагниченности, рассчитанного из раннекарбонного палеомагнитного полюса Сибири, вероятно, может быть связана только с локальным вращением небольшого блока Сибири, по которому был рассчитан палеомагнитный полюс [11]. Эту гипотезу нельзя исключить, так как раннекарбонный полюс Сибири был рассчитан только по 13 телам ба-

зитов эмяксинской свиты на ограниченной территории в долине р. Вилюй [11].

Возможность перемагничивания раннекарбонных толщ Тувы в более позднее время тоже нельзя полностью исключить. Сравнение с позднекарбон-пермскими палеомагнитными полюсами Сибири [11] показало, что отличия в склонениях, измеренных в Туве и “ожидаемых” Сибирских направлений намагниченности сохраняются до 250 млн лет, до границы перми и триаса. Для палеомагнитного полюса 315 млн лет – $R = -45 + -17$, $F = -13 + -6$, для палеомагнитного полюса 290 млн лет – $R = -41 + -17$, $F = 0 + -4.5$. Но раннекарбонный полюс Тувы статистически совпадает с полюсом 250 млн лет Сибири – $R = 0 + -14$, $F = -3.2 + + -3.9$. Если предположение, что раннекарбонные породы Тувы были перемагничены 250 млн лет назад на границе перми и триаса верно, то толщ были перемагничены в недеформированном состоянии, а после перемагничивания деформированы. Тем не менее предположение о перемагничивании пород вызывает сомнения, поскольку вторичные компоненты намагниченности обратной полярности, близкие к направлению 4 + 5 + 6 + 7 (табл. 1), отсутствуют в более древних толщах Тувы (например, [6, 13]). На границе перми и триаса магнитное поле Земли характеризуется сменой полярности, в то время как *HT*-намагниченность в раннекарбонных породах в основном обратной полярности. И, наоборот, в

большинстве исследованных позднедевонских–раннекарбонных породах Сибири выделяются направления намагниченности исключительно обратной полярности [20], как и в тувинских раннекарбонных толщах. В любом случае необходимо продолжение исследования раннекарбонных толщ Сибири и ЦАСП.

Таким образом, новые палеомагнитные данные позволяют утверждать:

1. Координаты ордовикского палеомагнитного полюса для Тувы – $\Phi = -41^\circ$, $\Lambda = 127^\circ$ в.д., $A95 = 5.4^\circ$. Ордовикские толщи Тувы накапливались в интервале широт от 4° до 12° южной широты.

2. Координаты палеомагнитного полюса для нижнего карбона Тувы: $\Phi = 53.8^\circ$ с.ш., $\Lambda = 141.7^\circ$ в.д., $A95 = 9.6^\circ$. Нижнекарбонные толщи Тувы накапливались на высоких широтах: 51° – 70.5° с.ш.

3. Тувинский блок в целом не испытывал в фанерозе существенных вращений относительно Сибири. Тем не менее, возможно, были локальные деформации и вращения пород, которые привели к отличиям склонений намагниченности толщ Сибири и Тувинского блока.

4. Тува уже с ордовика входила в структуру Сибири и испытывала широтное перемещение вместе с ней. Каледонские структуры формировались на окраине Сибири. Постколлизийный фанерозойский магматизм центральной части Алтае-Саянской области имеет внутриплитный генезис.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 18-05-00022.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
- Геологическая карта Тувинской АССР. М 1 : 500000. 1983. Гл. ред.: Подкаменный А.А., Шегман М.Л.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Моссаковский А.А. Магматизм и геодинамика континентальной стадии (на примере Монголии) // Геотектоника. 1989. № 4. С. 3–20.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм раннепалеозойских геологических комплексов Монголии // Физика Земли. 2017. № 3. С. 88–106.
- Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Палеомагнетизм карбон-пермских магматических комплексов южной части Монголии // Физика Земли. 2008. № 5. С. 81–96.
- Коваленко Д.В., Лобанов К.В. Палеомагнетизм среднедевонских геологических комплексов центральной Тувы // ДАН. 2018. Т. 479. С. 298–301.
- Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, серия Западно-Саянская, лист М-46-IV (Баян-Коль). ВСЕГЕИ. Москва, 1963. 121 с.
- Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, серия Западно-Саянская, лист М-46-V. Москва, Недра. 1966. 94 с.
- Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, серия Западно-Саянская, лист М-46-VIII. Москва, Недра. 1958. 85 с.
- Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, серия Западно-Саянская, лист М-46-IX. Москва, Недра. 1961. 103 с.
- Павлов В.Э. Палеомагнетизм Сибирской платформы. Автореф. докт. физ.-мат. наук. Москва. 2016. 48 с.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М. 1995. 296 с.
- Сенников Н.В., Изох Н.Г., Казанский А.Ю., Петрунина З.Е., Кунгурцев Л.В., Хлебникова Т.В., Михальцов Н.Э., Савицкий В.Р. Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по малиновской серии (нижний-средний ордовик, Тува) // Новостии палеонтол. и стратигр. 2006. № 8. С. 27–43.
- Шипунов С.В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. № 4. С. 67–74.
- Beck M.E., Jr. Paleomagnetic Record of Plate-margin Tectonic Processes along the Western Edge of North America // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 7115–7131.
- Demarest H.H., Jr. Error Analysis for the Determination of Tectonic Rotation from Paleomagnetic Data // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 4121–4328.
- McFadden P.L., Jones D.L. The Fold Test in Palaeomagnetism // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. V. 67. P. 53–58.
- Smethurst M.A., Khranov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic Palaeomagnetic Data for the Siberian Platform: From Rodinia to Pangea // Earth-Science Reviews. 1998. V. 43. P. 1–24.
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., Niocaill C.M., 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.M. Phanerozoic Polar Wander, Palaeogeography and Dynamics // Earth-Science Reviews. 2012. V. 114. P. 325–368.
- Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J.-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. Palaeomagnetism of East Siberian Traps and Kimberlites: Two New Poles and Palaeogeographic Reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int. 2002. V. 148. P. 1–33.

PALEOMAGNETISM OF ORDOVICIAN AND EARLY CARBONIFEROUS GEOLOGICAL COMPLEXES OF TUVA

D. V. Kovalenko^{a,#}, M. V. Buzina^a, and Corresponding member of the RAS K. V. Lobanov^a

^a *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: Dmitry@igem.ru*

Paleomagnetic studies of the Ordovician and Early Carboniferous strata of Tuva have been carried out. It was found that the Ordovician strata of Tuva accumulated in the latitude range from 4 to 12°S. Coordinates of the Ordovician paleomagnetic pole for Tuva are $\Phi = -41^\circ \text{N}$, $\Lambda = 127^\circ \text{E}$, $A95 = 5.4^\circ$. The lower Carboniferous strata of Tuva accumulated at high latitudes: 51–70.5°N. Coordinates of the paleomagnetic pole for the Lower Carboniferous of Tuva: $\Phi = 53.8^\circ \text{N}$, $\Lambda = 141.7^\circ \text{E}$, $A95 = 9.6^\circ$. The Tuva block as a whole did not experience significant rotations relative to Siberia in the Phanerozoic. Nevertheless, there were local deformations and rotations of rocks, which led to differences in the declination of the magnetization of the layers of Siberia and the Tuva block. Tuva, already from the Ordovician, was part of the structure of Siberia and experienced latitudinal movement along with it. Caledonian structures were formed on the margin of Siberia. Postcollisional Phanerozoic magmatism of the Altai-Sayan region has an intraplate genesis.

Keywords: magnetization, paleolatitude, tectonic alignment, declination, inclination