

УДК 551.23

## ПОЛОЖЕНИЕ И КИНЕМАТИКА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

© 2004 г. А. В. Дворова, С. А. Куренков

Представлено академиком А.Л. Книппером 13.10.2003 г.

Поступило 23.10.2003 г.

Геодинамика существовавших в раннем палеозое палеобассейнов, реликты коры которых в настоящее время обнажены на Северном Тянь-Шане, неоднозначна [1–3 и др.]. Решению этой задачи могут помочь полученные нами впервые палеомагнитные данные о положении офиолитов Северного Тянь-Шаня в начале раннего кембрия, позднем кембрии–раннем ордовике и позднем ордовике. В докембрии рифтогенез привел к возникновению палеобассейнов различных размеров, в том числе и Терской окраинной палеобассейна, который в кембрии–ордовике был отделен микроконтинентом от Туркестанского палеоокеана [4].

Нами изучен палеомагнетизм реликтов коры океанического типа Терской окраинной палеобассейна, породы которой находятся в аллохтонном залегании. Образцы были отобраны из полосчатого габбро, диабазов из даек и силлов и подушечных базальтов Киргиз-Терской тектонической зоны. Подушечные базальты находятся на южном склоне хр. Карра-Катты, габбро и дайки принадлежат Байсабинскому массиву в пределах северного склона хр. Кара-Джорго. Средние координаты участка работ 41.9° с.ш. и 75.8° в.д. (рис. 1).

Подушечно-трубовые базальты карракаттинской свиты содержат линзы известняков, черных и серых кремней, в которых найдены конодонты верхнего кембрия [5]. Байсабинский массив перекрывается красноцветными терригенными отложениями карбона и прорван раннеордовикскими и позднеордовикскими гранитоидными интрузиями [6]. Мощность изученного разреза более 1000 м. По всему разрезу были отобраны 43 палеомагнитных штуфа базальтов, 30 из полосчатого габбро и 18 из секущих их даек. Естественная остаточная намагниченность (ЕОН) 1–2 образцов из штуфа прошла ступенчатую термочистку до температур 600–620°C. Интервал нагрева менялся от 100–

50°C в низкотемпературном диапазоне (до 400°C) до 40–30°C в среднетемпературном диапазоне (от 400 до 490°C) и составлял 10°C при более высоких температурах. Нагрев производился в печах, помещенных в 3-слойный экран из  $\mu$ -металла, остаточное поле в печах не превышало 15–20 нТ. Для учета возможного лабораторного подмагничивания положение образцов в печи менялось хаотически от нагрева к нагреву. Измерения производились на спин-магнитометре JR-4. Компонентный анализ полученных данных проводился с помощью любезно предоставленных нам Дж. Р. Энкиным программ, возраст выделенных компонент намагниченности по отношению к времени складчатости устанавливался по алгоритмам, описанным в [7].

Подушечные базальты имеют сильный разброс по величине ЕОН от 2.26 до 2740 мА/м. В большин-

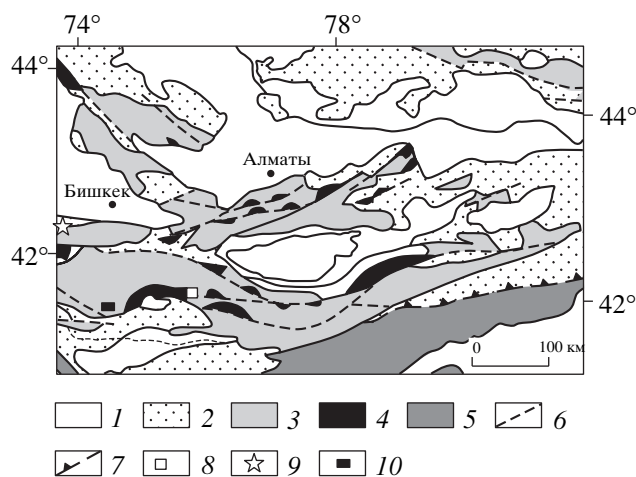
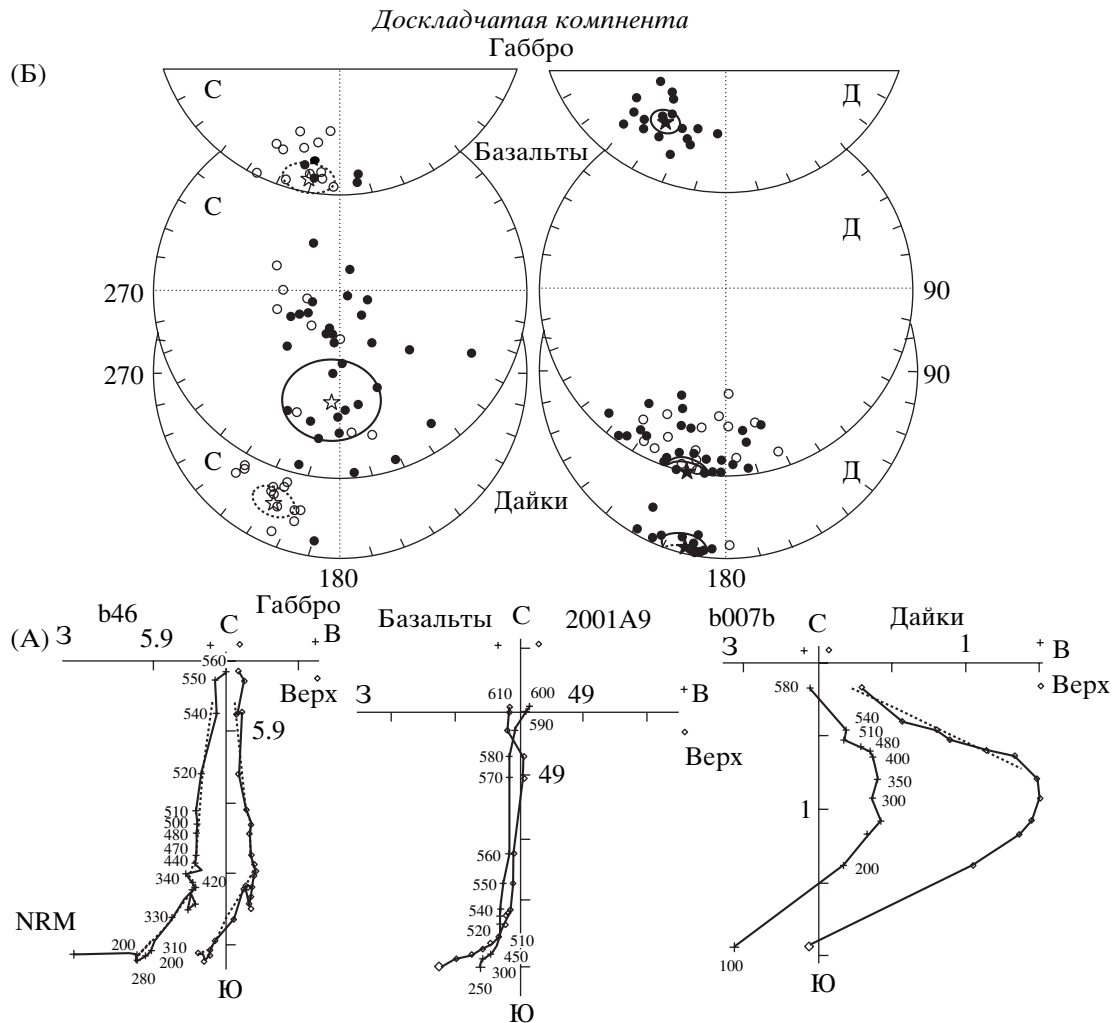


Рис. 1. Палеозойские образования Центрального Тянь-Шаня по [13] с изменениями. 1 – мезозой и кайнозой; 2–4 – Северо-Туркестанский домен: 2 – средний и поздний палеозой, 3 – докембрий и ранний палеозой, 4 – офиолиты (V? – O<sub>2</sub>); 5 – Южно-Туркестанский домен; 6 – разломы; 7 – сutura Туркестанского океана; 8 – район исследования; 9, 10 – другие районы исследования, где были получены палеомагнитные результаты для раннего палеозоя: 9 – по [4], 10 – по [13].



**Рис. 2.** А – диаграммы Зийдверельда по температуре. Интенсивность намагниченности в мА/м. NRM – естественная остаточная намагниченность при данной температуре. Ромбами и крестами отмечены проекции результатов температурного размагничивания на вертикальную и горизонтальную плоскости. Б – стереограммы проекций направлений палеомагнитных векторов в современной (С) и древней (Д) системах координат. Темными точками обозначены проекции векторов на нижнюю полусферу, светлыми – на верхнюю полусферу; звездочками обозначены средние палеомагнитные направления, показан овал доверия.

стве образцов выделяются две палеомагнитные компоненты, в 20% образцов – три. Низкотемпературные компоненты выделяются в температурном интервале от 100 до 400°C. Их направление в большинстве случаев близко к направлению современного поля в районе исследования, незначительная часть хаотически распределена на сфере.

Среднетемпературная компонента ЕОН выделяется в температурном интервале от 200 до 600°C (рис. 2). Ее носителем, судя по величине блокирующих температур и форме кривой размагничивания, является магнетит. Эта компонента характеризуется как северными (10 образцов), так и южными (30 образцов) склонениями при близком к нулевому наклонению. Направление среднетемпературной намагниченности значительно отличается от направления позднепалеозойско-

го перемагничивания и девонских направлений для Северного Тянь-Шаня. Тесты обращения и складки положительные, что свидетельствует о доскладчатом возрасте этой намагниченности. В данном районе основной этап складчатости приходится на середину аренига [5], следовательно, возраст доскладчатой намагниченности не моложе раннего ордовика. В ряде случаев в температурном интервале 540–610°C выделяется более высокотемпературная часть намагниченности, направление которой хаотически распределено на сфере.

Изученные диабазы по величине ЕОН варьируют от 2–8 до 160–240 мА/м. Кроме низкотемпературной компоненты намагниченности (100–300°C), близкой по направлению к современному полю, в температурном интервале 350–500°C была выделена высокотемпературная компонента (рис. 2,

Таблица 1. Результаты палеомагнитного изучения офиолитов

Объект	Элементы залегания	N	n	Современная система координат				Древняя система координат				%
				D°	I°	k	$\alpha_{95}^{\circ}$	D°	I°	k	$\alpha_{95}^{\circ}$	
Доскладчатая компонента (Є <sub>3</sub> –O <sub>1</sub> )												
Лавы	330°–350° $\angle$ 75°; 180°–195° $\angle$ 68°–80°	43	40	185.0	39.3	2.3	19.5	<b>191.9</b>	<b>1.3</b>	<b>11.7</b>	<b>6.9</b>	100
Дайки	295°–325° $\angle$ 65°–85°	18	14	207.6	–23.3	27.5	7.4	<b>194.0</b>	<b>3.9</b>	<b>46.6</b>	<b>5.7</b>	100
Общее	–	61	54	194.2	17.2	2.3	13.6	<b>192.5</b>	<b>2.0</b>	<b>14.6</b>	<b>5.0</b>	100
Доскладчатая компонента (V–Є <sub>1</sub> ?)												
Габбро	135°–130° $\angle$ 65°–70°; 295°–320° $\angle$ 65°–80°	17	17	190.3	–8.0	18.2	8.2	<b>207.0</b>	<b>31.0</b>	<b>38.4</b>	<b>5.7</b>	100
Послескладчатая компонента (O <sub>3</sub> )												
			11	<b>212.6</b>	<b>–26.0</b>	<b>66.6</b>	<b>5.5</b>	193.2	–0.3	38.5	7.2	0

Примечание. N – число исследованных образцов, n – число образцов, вошедших в статистику; D°, I° – палеомагнитные склонение и наклонение;  $\alpha_{95}^{\circ}$  – радиус овала доверия; k – кучность, определенная по статистике Фишера; % – распрямление, при котором достигается максимальная кучность. Данные выделены в той системе координат, в которой они приняты для интерпретации.

табл. 1). Результаты тестирования свидетельствуют о ее доскладчатом возрасте. Судя по полученным палеомагнитным направлениям, время образования намагниченности в базальтах хр. Кара-Катты и дайках Байсабинского массива совпадает. Последнее подтверждает предположение об одновозрастности этих даек и базальтов [6].

Изученное габбро делится на два типа. В первом типе (17 образцов) выделяется две компоненты – среднетемпературная (280–510°C, чаще от 300 до 400°C) и высокотемпературная (400–590°C) (рис. 2). Тест складки для среднетемпературной компоненты положительный, т.е. ее направление доскладчатое (табл. 1). Носителем этой компоненты намагниченности, судя по кривым терморазмагничивания, скорее всего, является высокотемпературный титаномагнетит, образовавшийся непосредственно после становления габбро, но до его полного остывания [8], т.е. данное направление в палеомагнитном отношении является первичным. Анализ минералогического состава габбро показал, что эти породы не прогревались выше температур ранних стадий зеленосланцевой фации метаморфизма, что не противоречит сделанному выше предположению о сохранности этой компоненты намагниченности при повторных нагревах. Тест складки высокотемпературной компоненты отрицательный, т.е. ее направление послескладчатое (табл. 1). Основным носителем высокотемпературной намагниченности, судя по величине блокирующих температур, является магнетит. Возраст послескладчатой намагниченности вполне логично связать с перемагничива-

нием во время постколлизии процессов, т.е. с временем внедрения позднеордовикских гранитоидов. По-видимому, прогрев массива был не полным, что позволило сохраниться в ряде образцов части высокотемпературного титаномагнетита. Послескладчатое направление значительно отличается от средне- и позднепалеозойских направлений для данного района [9–12] и вполне согласуется с допущением о причине и времени перемагничивания. Во втором типе габбро в 13 образцах в температурном интервале 300–600°C выделяется компонента, направление которой, согласно тестированию, скорее всего, является результатом сложения двух компонент.

В табл. 2 сведены имеющиеся в настоящее время основные палеомагнитные данные по палеозою Северного Тянь-Шаня. Как видно, начиная с позднего кембрия–раннего ордовика наблюдается вполне определенная закономерность – наклонение вектора намагниченности при южных румбах изменяется последовательно от положительного (2° на границе позднего кембрия) до отрицательного (–47.4° в перми) значения. Исходя из принципа минимизации движений изученной территории, это позволяет считать выделенные нами подобные направления обратными. Такая согласованность данных (исключение составляет интерпретация полученных палеомагнитных результатов в [13]) свидетельствует, что изученная территория в течение всего этого продолжительного времени перемещалась с юга на север, незначительно изменяя свою ориентацию относительно меридиана (несомненно, не исключены не фиксируемые па-

Таблица 2. Палеошироты для Северного Тянь-Шаня по палеомагнитным данным

Географические координаты уч-ка	Источник	Возраст намагничиваемости	$I^\circ$	$\alpha^\circ$	$\varphi^\circ$
41.7° с. ш., 76.0° в. д.	[12]	P	-47.4	4.5	28.5 ± 0.5 с. ш.
40.8° с. ш., 74.0° в. д.	[11]	P <sub>1</sub>	-43.0	5.1	25.0 ± 4.1 с. ш.
42.0° с. ш., 74.4° в. д.	[10]	D <sub>3</sub>	-36.0	6.5	20.0 ± 4.6 с. ш.
42.3° с. ш., 73.3° в. д.	[9]	D <sub>2</sub>	-37.2	12.3	20.3 ± 2.5 с. ш.
41.7° с. ш., 74.2° в. д.	[13]	O <sub>3</sub>	-20.7	4.5	10.7 ± 2.5 ю. ш.
41.9° с. ш., 75.8° в. д.	Д. р.	O <sub>3</sub>	-26.0	5.5	13.7 ± 3.3 с. ш.
42.7° с. ш., 73.8° в. д.	[4]	O <sub>2-3</sub>	-19.1	4.3	9.8 ± 2.4 с. ш.
41.9° с. ш., 75.8° в. д.	Д. р.	Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub>	2.0	5.0	1.0 ± 2.5 ю. ш.
41.9° с. ш., 75.8° в. д.	Д. р.	Є <sub>1</sub> -V(?)	31.0	5.7	16.7 ± 3.7 ю. ш.

Примечание.  $I^\circ$  – палеомагнитное наклонение;  $\alpha_{95}^\circ$  – радиус овала доверия;  $\varphi^\circ$  – палеоширота и ошибка ее определения; Д. р. – данная работа.

леомагнитными данными широтные движения). При такой интерпретации данный участок как часть коры Терской бассейна во время излияния подушечных базальтов и внедрения даек (поздний кембрий–ранний ордовик) находился вблизи экватора на широте  $-1^\circ \pm 2.5^\circ$ , а в позднем ордовике как часть кратона во время внедрения гранитоидов – на палеошироте  $+13.7^\circ \pm 3.3^\circ$  (табл. 2).

Таким образом, с позднего кембрия до позднего ордовика изученный участок продвинулся от экватора на север примерно на 1500 км вдоль палеомеридиана со средней скоростью 3 см/год. Если движение изученного участка океанической коры в начале раннего палеозоя было таким же, как и в ордовике (постоянным и поступательным – с юга на север со скоростью 3 см/год), то возраст первичной среднетемпературной намагниченности габброидов раннекембрийский (или вендский). Палеоширота, на которой образовалось габбро, равна  $-16.7^\circ \pm 3.7^\circ$ . Т.е. после раскрытия палеобассейна в результате распада Гондваны изученный фрагмент океанической коры с венда–начала кембрия со скоростью 3 см/год двигался на север от  $16^\circ$  ю.ш. к экватору, после коллизии в раннем–среднем ордовике, уже как часть кратона, продолжал движение с той же скоростью в северном направлении и в позднем ордовике находился на  $14^\circ$  с.ш. Полученные палеомагнитные данные вполне согласуются с реконструкцией, в которой Северный Тянь-Шань в позднем ордовике находился в приэкваториальных северных широтах [1].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. // Тр. ГИН РАН. 2002. В. 490. С. 292.
2. Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарицков А.А. // Геотектоника. 1997. № 6. С. 35–55.
3. Sengor A.M.C., Natal' in B.A. In: The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge: Cambridge Univ. Press., 1996. P. 486–640.
4. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В. // Геотектоника. 2003. № 5. С. 11–26.
5. Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И. // Геотектоника. 1997. № 6. С. 16–34.
6. Афимова З.И., Дворова А.В., Куренков С.А., Миколайчук А.В. // ДАН. 1996. Т. 351. № 1. С. 81–84.
7. McFadden P.L., Jones D.L. // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. V. 67. P. 53–58.
8. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
9. Клишевич В.Л., Храмов А.Н. // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66–75.
10. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В. и др. // Геотектоника. 1998. № 1. С. 15–26.
11. Vazhenov M. L., Burtman V. S., Dvorova A.V. // Tectonophysics. 1999. V. 312. P. 303–329.
12. Клишевич В.Л., Храмов А.Н. // ДАН. 1995. Т. 341. № 3. С. 381–385.
13. Баженов М.Л., Буртман В.С., Левашиова Н.М., Миколайчук А.В. // ДАН. 2001. Т. 380. № 1. С. 82–86.