УДК 551.242.2/550.384.33(235.242)

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ К СЕВЕРУ ОТ ТИБЕТА В КАЙНОЗОЕ: СИНТЕЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

© 2004 г. М. Л. Баженов¹, А. В. Миколайчук²

¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7 ²Институт геологии НАН, 720481, Кыргызстан, г. Бишкек, пр-т Эркиндык, д. 30 Поступила в редакцию 14.01.2003 г.

Для оценки горизонтальных движений к северу от Тибета вследствие коллизии Индии и Евразии проведено палеомагнитное исследование палеогеновых базальтов Тянь-Шаня и обнаружено, что наклонение доскладчатой и, вероятно, первичной компоненты намагниченности в этих породах близко к раннекайнозойским эталонным значениям, полученным пересчетом кривой миграции палеомагнитного полюса Евразии. Сравнение опубликованных измеренных и эталонных палеомагнитных наклонений для интервала поздняя пермь – квартер (последние 270 млн. лет) показало, что пермотриасовые данные по Тянь-Шаню и прилежащим структурам в пределах ошибок согласуются с евразийскими, а большинство меловых и палеогеновых наклонений в осадочных породах положе эталонных значений, причем различие максимально для кайнозойских данных. Показано, что пологие меловые и палеогеновые наклонения имеют нетектоническую природу и, следовательно, суммарное сокращение земной коры, в том числе вследствие коллизии, находится в пределах ошибок палеомагнитных данных и, вероятнее всего, не превышает первых сотен километров. Анализ меловых и палеогеновых склонений к северу от Тибета показал, что большие систематические повороты происходили только вблизи Памира и связаны с его внедрением. Границей развития позднекайнозойских вращений является Таласо-Ферганский разлом, восточнее которого альпийских поворотов не было вплоть до Цайдама. Так как большое сокращение земной коры и широкое развитие поворотов неизбежны при крупномасштабном латеральном выжимании, то данный механизм не может объяснить формирование структур Центральной Азии к северу от Тибета. Это означает, что компенсация сближения Индостана и Евразии на 2500 км в течение последних 50 млн. лет почти полностью происходила в пределах Тибета и Гималаев. Проведенный анализ показал, что альпийские смещения по разломам на Тянь-Шане невелики, а поворотов не было, тогда как пермотриасовые смещения по сдвигам составляют десятки километров, а систематические вращения против часовой стрелки достигают 90°. Сделан вывод, что структурный рисунок Тянь-Шаня был создан при левосдвиговых движениях в конце палеозоя, а альпийские сжимающие напряжения выборочно активизировали часть разломов.

введение

Большинство исследователей признает важную роль коллизии Индийской и Евразийской плит в создании современной структуры Азии. Но на этом согласие кончается. С начала коллизии сближение этих континентальных масс составило около 2500 км [напр., 57], но существуют совершенно разные взгляды на то, в пределах какой территории и как компенсировалось это сближение [51, 58, 59, 77, 79]. Например, геологические [62, 67, 68] и палеомагнитные [61, 75] данные к востоку и юго-востоку от Тибета находят свое объяснение в рамках модели латерального выжимания от зоны коллизии. В ряде работ формирование альпийских структур Азии к северу от Тибета также увязывается с этим же механизмом, а его влияние распространяют до Байкала [38, 66] и даже Охотского моря [74].

Предлагавшиеся механизмы компенсации сближения Индии и Евразии подразумевают различный масштаб и характер горизонтальных движений в Центральной Азии; в частности, механизм латерального выжимания требует большую амплитуду таких движений. Во-первых, при латеральном выжимании должно быть значительное сокращение коры к северу от Тибета (здесь и далее: для краткости под Тибетом понимается собственно Тибет и Куньлунь). Во-вторых, при латеральном выжимании в изначально сплошной континентальной коре неизбежно возникновение интенсивных деформаций и/или крупномасштабных сдвигов, которые с большой вероятностью должны сопровождаться поворотами отдельных структур. Таким образом, палеомагнитный метод позволяет сравнить различные модели формирования структуры Центральной Азии: общее сокращение можно обнаружить при анализе палеоширот, а оценку величин, знаков и площадного распространения вращений – при анализе палеомагнитных склонений. Отметим, что при латеральном выжимании нельзя дать количественные оценки величины сокращения и предсказать распределение вращений по площади в силу сложного характера деформаций при таком процессе, но должно быть качественное соответствие: крупномасштабное выжимание требует значительных горизонтальных перемещений и заметных вращений на больших территориях.

Идеальной тестовой площадкой для таких исследований является Тянь-Шань. Если влияние латерального выжимания здесь велико, то есть основания считать этот механизм действительно дальнодействующим. Наоборот, если выжимание не играло существенной роли в формировании структуры Тянь-Шаня, то последний просто в силу своего положения будет непроницаемым барьером по отношению к более северным частям Евразии (рис. 1, А). В этой работе представлены новые палеомагнитные данные по кайнозойским породам центральной части Тянь-Шаня, результаты анализа палеоширот и углов поворота по всему Тянь-Шаню и прилежащим к нему территориям за последние примерно 270 млн. лет, а также смещений по разломам разного возраста.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА

Рассматриваемая в работе часть Азии к северу от Тибета (см. рис. 1, а) состоит из структур с разной тектонической эволюцией в течение палеозоя. Однако к середине перми в этом регионе были закрыты все океанические бассейны [4], и с этого времени большинство исследователей считает его частью Евразийской плиты, иногда допуская возможность более молодых внутриплитных перемещений [24]. Триасовые образования развиты здесь очень локально, а юрские и более молодые отложения залегают на палеозое и триасе с резким угловым несогласием. На границе триаса и юры произошло почти одновременное заложение многих сравнительно небольших впадин, заполнявшихся в юре терригенными осадками. Раннемеловые породы в этом регионе или отсутствуют (Центральный Тянь-Шань), или представлены лагунно-прибрежными красноцветными и реже морскими отложениями (Таджикская депрессия, Фергана, западный Тарим). В позднем мелу и палеогене на западе и юго-западе региона существовало мелкое море. В олигоцене - начале миоцена море отступило, и начали накапливаться терригенные породы, с постепенным увеличением количества конгломератов вверх по разрезу. Это, и трековые данные о возрасте поднятий [64], свидетельствуют о дифференцированных вертикальных движениях в течение миоцена. Региональных угловых несогласий на Тянь-Шане нет с юры вплоть до миоцена, а основные деформации происходили в конце миоцена и особенно в плиоцене-квартере [15]. Интенсивность альпийских деформаций сильно меняется по латерали. На Тариме пологие складки обычно погребены под новейшими отложениями. На Тянь-Шане участки с крутыми складками перемежаются со слабо деформированными территориями, без заметного ослабления деформаций с юга на север. На Тянь-Шане большинство альпийских складок имеют широтное простирание; таково же и основное простирание разломов, среди которых преобладают взбросы и надвиги. Вергентность в целом обращена к предгорным впадинам, Таримской – на юге и Чуйской и Илийской – на севере.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Большинство кайнозойских палеомагнитных результатов в Центральной Азии получено по осадочным породам, преимущественно красноцветам, за исключением одного потока базальтов на севере Тянь-Шаня [69]. Как известно [напр., 19], наклонение намагниченности в осадках может быть занижено. Наиболее надежно это может быть оценено при изучении магматических пород, но при выполнении дополнительных условий: а) возможно установить положение пород в момент их образования; б) формирование пород занимало интервал времени достаточно длинный для осреднения вековых вариаций геомагнитного поля. На Тянь-Шане нижнепалеогеновые вулканиты основного состава известны в ряде районов [7]. Но это либо небольшие интрузивы, для которых не выполняются оба условия, либо одиночные маломощные потоки базальтов, для которых не выполняется условие б. Лишь на юге Аксайской впадины вблизи китайско-киргизской границы есть серия потоков базальтов общей мощностью около 80 м (рис. 1, Б). Вулканиты лежат в основании кайнозойского разреза, с резким угловым несогласием перекрывая палеозойские комплексы. Три определения возраста базальтов калий-аргоновым методом дали значения от 50 до 74 млн. лет [8], тогда как другие проявления базальтового магматизма в Киргизии имеют возраст около 50 млн. лет, правда, с заметным разбросом [7].

В одном из изученных разрезов (разрез T) количество потоков не менее 5 [9]. В разрезе Б в 10 км от первого присутствуют разности лав, отсутствующие в разрезе Т. Таким образом, число изученных потоков заведомо больше 5, но скоррелировать отдельные потоки между разрезами и подсчитать их точное число не удается. Всего был отобран 101 образец базальта в 18 точках. Залегания вулканитов различаются, но они пологие в обоих разрезах.

Нестабильная компонента намагниченности была удалена при нагреве до 200–300°, после чего

БАЖЕНОВ, МИКОЛАЙЧУК



Рис. 1. Схема Центральной Азии (А) и схематическая геологическая карта района работ (Б)

На А: жирные линии – основные разломы; пунктир – Таласо-Ферганский разлом (ТФР) (по [38], с упрощениями); ФВ – Ферганская впадина; ТД – Таджикская депрессия. Кружками обозначены места проведения палеомагнитных исследований кайнозоя в Зайсанской (Z) и Чуйской (C) впадинах [71]. Прямоугольником показана площадь, данные по которой анализируются в данной работе

На Б: черные кружки - места отбора палеогеновых базальтов





Рис. 2. Результаты терморазмагничивания (А, Б) и стереограммы средних по точкам направлений основной компоненты намагниченности (В, Г) в палеогеновых базальтах центральной части Тянь-Шаня в современной (В) и древней (Г) системах координат

На А, Б: черные (белые) кружки обозначают проекцию на горизонтальную (вертикальную) плоскость в древней системе координат; температуры даны в градусах Цельсия, намагниченность – в mA/m

На В, Г: кружки – средние по точкам направления с кругами доверия (тонкие пунктирные линии); звездочка и толстый пунктир – общее среднее направление и его круг доверия; все данные спроектированы на верхнюю полусферу Системы координат: ССК – современная, ДСК – древняя

почти везде была выделена основная компонента обратной полярности, спадающая в начало координат на диаграммах Зийдервелда; полное размагничивание образцов в интервале 570-600° указывает на магнетит как основной носитель намагниченности (рис. 2, А, Б). Направления этой компоненты хорошо сгруппированы в каждой точке, а тест складки [54] указывает на ее доскладчатую природу (рис. 2, В, Г; табл. 1). Среднее наклонение этой компоненты (I = $-54.0 \pm 3.8^{\circ}$) незначительно, но статистически значимо, положе (на 7.9 ± 4.8°) эталонного значения с возрастом 50 млн. лет, полученного пересчетом кривой миграции полюса Евразии [31]. Это различие становится статистически незначимым при сравнении с эталонными наклонениями с возрастом 60 и 70 млн. лет, что укладывается в неопределенность возраста самих пород (табл. 2). (Более подробное описание этих результатов и интерпретации дано в [30].)

РАЗЛИЧНЫЕ ОЦЕНКИ СОКРАЩЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ К СЕВЕРУ ОТ ТИБЕТА

Сокращение земной коры в ходе альпийских деформаций пытались определить разными методами. Доальпийские поверхности выравнивания анализировались вдоль системы профилей в разных частях Тянь-Шаня и везде были получены сокращения на первые проценты [22]. Наиболее показательны результаты по пяти транстяньшаньским профилям, где сокращение варьирует от 10

Tours	N	ССК		ДСК				
ТОчка		D°	I°	D°	I°	k	α _{95°}	
T1	6/3	214.7	-63.1	204.3	-59.1	70	14.8	
T2	5/5	172.1	-66.2	168.5	-59.4	65	9.6	
Т3	5/5	211.8	-67.0	200.2	-62.5	399	3.8	
T4	6/5	204.1	-57.9	196.8	-53.0	369	4.0	
T5	6/6	204.3	-61.5	196.0	-56.6	47	9.8	
T6	6/6	186.8	-58.1	181.9	-52.0	22	14.5	
T7	6/6	215.4	-55.4	207.5	-51.6	251	4.2	
T8	6/6	211.6	-59.4	203.0	-55.1	48	9.7	
T9	5/5	201.1	-60.6	193.5	-55.4	505	3.4	
T10	5/5	207.7	-55.7	200.6	-51.1	133	6.7	
T11	5/5	186.2	-47.2	182.8	-41.1	253	4.8	
T12	7/7	186.5	-45.7	183.2	-39.7	74	7.1	
T13	7/6	213.7	-67.8	201.4	-63.5	42	10.4	
Bce T	(13/13)	200.5	-59.6	193.3	-54.3	69	5.0	
Б1	5/4	239.2	-55.1	209.1	-56.7	126	6.8	
Б2	5/5	226.9	-57.5	196.9	-54.6	43	14.1	
Б3	4/3	221.1	-55.2	194.6	-50.8	469	5.7	
Б4	6/6	217.3	-50.3	195.5	-45.5	70	8.1	
Б5	6/6	227.3	-60.5	193.3	-56.7	92	7.0	
Все Б	(5/5)	225.9	-56.0	197.6	-53.0	180	5.7	
OC	(19/19)	208.1	-59.1			56	4.6	
				194.6	-54.0	85	3.8	
F(2, 3	(2) = 3.3	f =	8.75		f =	0.4	•	

Таблица 1. Результаты палеомагнитных исследований палеогеновых базальтов Тянь-Шаня

Примечание. Положение точек опробования показано на рис. 1А; ОС – общее среднее; N – число образцов (точек) изучено/использовано; системы координат: ССК – современная, ДСК – древняя; D – склонение; I – наклонение; k – кучность [46]; α_{95° – радиус круга доверия; F – 95-процентное критическое значение F-распределения (в скобках – число степеней свободы); f – расчетные значения этой статистики

до 50 км; в том числе сокращение между Таримом и Казахстаном вдоль трех профилей меняется от 24 до 39 км. Нам кажется все же, что таким методом получена минимальная оценка возможного сокращения.

Исследования с помощью глобальной системы определения координат (GPS) показали, что скорость сближения Тарима и Казахстана составляет 12 ± 1 мм/год [23]. Общая величина сокращения оценена в 70–90 км при условии, что сокращение началось примерно 10 млн. лет назад и шло с примерно постоянной скоростью [32]. Другие авторы оценивали верхний предел сокращений на Тянь-Шане в 200 км [25]. Таким образом, за поздний кайнозой сближение Тарима и Евразии не превышало 200 км по геолого-геофизическим данным.

Известно, что по геологическим данным надежно устанавливается факт сближения двух блоков и гораздо неувереннее – амплитуда сближения, причем обычно удается определить минимальное значение последней. В силу этого неоднократно делались попытки определить сокращение земной коры между Индостаном и Евразией по палеомагнитным данным [40, 45, 50]. Так как основные деформации в Центральной Азии происходили во второй половине кайнозоя, для этого обычно использовались меловые и/или кайнозойские данные. Но, как уже отмечено, океанические бассейны к северу от Тибета были закрыты, по крайней мере, с середины перми [4], и, следовательно, домеловые палеомагнитные данные также можно использовать. При анализе меловых и кайнозойских данных по Центральной Азии в работе использована кривая миграции палеомагнитного полюса Евразии за последние 200 млн. лет [31], а пермотриасовых данных – менее детальная кривая [73].

N₂	Возраст	D_m°	I_m°	D_r°	I_r°	$F^{\circ} \pm \Delta F^{\circ}$	$R^{\circ} \pm \Delta R$	Ссылки
1	$N_2(2.5)$	349	43	0	59	16 ± 2	11 ± 2	[35]
2	$N_1(20)$	25	29	11	60	31 ± 6	-14 ± 10	[44]
3	N ₁ (20)	358	40	10	60	20 ± 7	12 ± 10	[60, 76]
4	$O - N_1(21)$	10	39	11	60	21 ± 6	1 ± 10	[37]
5	O(30)	343	36	10	57	21 ± 8	27 ± 12	[69]
6	O(30)	2	49	10	59	10 ± 7	8 ± 12	[69]
7	O-N(30)	336	33	9	54	21 ± 11	33 ± 15	[70]
8	O-N(30)	349	35	9	54	19 ± 11	20 ± 15	[70]
9	O-N(30)	336	30	9	53	23 ± 11	33 ± 14	[70]
10	O-N(30)	317	34	9	54	20 ± 10	52 ± 13	[70]
11	O-N(30)	. 3	30	9	53	23 ± 8	6±11	[34]
12	O(30)	18	37	10	55	18 ± 6	-8 ± 10	[60, 76]
13	E-O(40)	5	37	15	60	23 ± 11	10 ± 17	[69]
14	E(40)	13	50	16	64	14 ± 8	3 ± 16	[36]
15	E(50)	4	24	11	58	34 ± 8	7 ± 10	[60, 76]
16	E(50)	15	54	11	61	7 ± 5	-4 ± 9	[30]
16a	Pa(60)	15	54	11	56	2 ± 5	-4 ± 9	[30]
17	Pa(62)	28	30	11	53	23 ± 11	-17 ± 14	[47]
18	K ₂ (80)	16	39	6	53	14 ± 9	-10 ± 14	[53]
19S	K ₂ (90)	350	56	11	56	0 ± 6	21 ± 11	[26]
20S	K ₂ (90)	357	58	10	55	-3 ± 6	13 ± 10	[26]
21S	K ₂ (90)	6	49	10	53	4 ± 4	4 ± 6	[29]
22S	K ₂ (90)	2	52	10	54	2 ± 4	8 ± 8	[29]
23S	K ₂ (90)	356	49	10	53	4±4	14 ± 6	[29]
24	K(105)	10	38	11	57	19 ± 22	1 ± 46	[37]
25	K(109)	18	40	9	59	19±9	-9 ± 16	[39]
26	K(113)	32	50	12	55	5 ± 9	-20 ± 14	[49]
27	K ₁ (120)	356	42	14	52	10 ± 6	18 ± 9	[26]
28	K ₁ (120)	6	37	12	48	11 ± 6	6±7	[29]
29	K(125)	16	29	17	56	27 ± 8	1 ± 10	[65]
30	K ₁ (129)	22	42	14	56	14 ± 9	-8 ± 14	[53]
31	K(129)	13	49	15	58	9±7	2 ± 13	[36]
32	$T_{2-3}(230)$	355	70	55	63	-7 ± 6	60 ± 16	[28]
33	$P_1 - T_1(250)$	22	55	55	58	3 ± 5	33 ± 9	[55]
34	P ₁ (255)	8	48	48	47	-1 ± 5	41 ± 6	[28]
35	P _l (255)	350	56	50	50	-6±5	60 ± 8	[3]
36	P _l (255)	358	58	51	52	-6 ± 6	53 ± 11	[3]
37	$P_{l}(255)$	28	50	52	54	4±4	24 ± 7	[52]
38	$P_{l}(255)$	343	62	57	61	-1 ± 4	74 ± 8	[63]
39	$P_{l}(255)$	7	59	58	62	3 ± 7	51 ± 10	[56]
40*	P(270)	30	52	52	51	-1 ± 7	22 ± 11	[47]

Таблица 2. Наблюденные и эталонные палеомагнитные направления и кинематические параметры для Центральной Азии

Примечние. # - в качестве эталона использовано современное дипольное поле;

* - эталонное направление получено интерполяцией между ранне- и позднепермскими данными [47];

№ – номера участков; возраст – геологический возраст пород: Ра – палеоцен, Е – эоцен, О – олигоцен, остальные обозначения стандартные, в скобках среднее значение возраста в млн. лет; D и I – склонение и наклонение палеомагнитных направлений, нижние индексы т и г – измеренные и эталонные данные; F (flattening) – разность между эталонным и измеренным наклонениями с погрешностью определения ΔF; R (rotation) – разность между эталонным и измеренным с погрешностью определения ΔF; R (rotation) – разность между эталонным и измеренным с погрешностью определения ΔF; R (rotation) – разность между эталонным и измеренным с погрешностью определения ΔF; R (rotation) – разность между эталонным и измеренным с погрешностью определения ΔF; R (rotation) – разность между эталонным и измеренным с погрешностью определения ΔF; R (rotation) – разность между эталонным и измеренным с погрешностью определения ΔF; R (rotation) – разность между эталонным и измеренным с погрешностью определения ΔF; R (rotation) – разность между эталонным и измеренным с погрешностью определения ΔF; R (rotation) – разность между эталонным и измеренным с погрешностью определения ΔF; R (rotation) – разность между эталонным и измеренным с погрешностью определения ΔR, отрицательные (положительные) значения этого параметра обозначают поворот по (против) часовой стрелке. Погрешности определения рассчитаны по [41]



Рис. 3. Участки палеомагнитного изучения верхней перми и триаса на Тянь-Шане (А) и график зависимости между измеренными и эталонными наклонениями для позднепермских и триасовых данных по Тянь-Шаню (Б)

На А: черные кружки пронумерованы как в табл. 2; серый цвет – территории с превышением более 2000 м; штриховые линии – разломы (по [38], с упрощениями)

На Б: погрешности показаны вертикальными линиями; теоретические графики: сплошная жирная линия – при отсутствии горизонтальных перемещений; толстый пунктир – в случае общего смещения Тянь-Шаня на 500 км к северу за последние 270 млн. лет. Участок 40 на юге Тарима [47] показан на рис. 3, А, но не использован для количественного анализа (рис. 3, Б) из-за неточного определения возраста пород (пермь без дальнейшего подразделения)

В Тянь-Шане (рис. 3, А) для позднепермских и триасовых наклонений различия между измеренными и эталонными евразийскими значениями невелики и случайны (№№ 32–39, рис. 3, Б, 4; см. табл. 2). Более того, нет заметного различия меж-

ду данными по северной (№№ 38, 39, рис. 3, Б, 4; см. табл. 2) и южной (№№ 33, 34, 37, см. рис. 3, Б, 4; см. табл. 2) окраинам Тянь-Шаня; не отличается от евразийского эталона и наклонение в пермских породах юга Тарима (№ 40, см. табл. 2). Та-



Рис. 4. График зависимости параметра F (разность между эталонным евразийским и измеренным наклонениями) от возраста

Данные пронумерованы как в табл. 2. Значения этого параметра для первичных (вторичных) компонент намагниченности обозначены кружками (ромбами); для последних к номерам добавлено S. Звездочками обозначены результаты по базальтам. Для результата по палеогеновым базальтам Тянь-Шаня параметр F рассчитан для двух возрастов, 50 и 60 млн. лет (16 и 16а). Вертикальные линии – погрешности определения параметра F

ким образом, перемещения Тянь-Шаня и Тарима относительно Евразии с поздней перми доныне лежат в пределах ошибок имеющихся данных. Точно определить эти пределы не удается, однако общее смещение к северу даже на 500 км резко изменило бы соотношение между измеренными и эталонными значениями (пунктир на рис. 3, Б). Это позволяет утверждать, что общее сближение Тянь-Шаня с Евразией с поздней перми доныне много меньше этой величины.

Большинство меловых наклонений положе эталонных значений на 10–20° (№№ 24, 25, 27–31, рис. 4; см. табл. 2), что и дало основания предполагать значительное сокращение земной коры к северу от Тибета [45, 50 и др.]. Однако палеогеновые наклонения на Тянь-Шане и в прилежащих районах на 20–30° меньше эталонных значений (№№ 5–15, см. рис. 4; см. табл. 2), но попыток дать им тектоническую интерпретацию не делалось, очевидно, из-за очень больших величин получаемых перемещений. Действительно, при прямом пересчете наклонений в палеошироты получится, что в перми и триасе Центральная Азия была частью евразийской плиты, а в мелу и палеогене к северу от Тянь-Шаня происходило растяжение, суммарная амплитуда которого к концу палеогена превысила 2000 км.

Однако такая интерпретация противоречит многим палеомагнитным и геологическим данным, которые можно суммировать следующим образом:

Все меловые данные получены по осадочным, в основном красноцветным, породам, в которых возможно занижение наклонений. Более того, значительное занижение в нижнемеловых красноцветах Северного Тарима было обнаружено специальными работами [65];

2) Наклонения вторичной компоненты позднемелового возраста в нижнемеловых красноцветах Таджикской депрессии [29] и Ферганской впадины [26] совпадают с эталонными евразийскими значениями (№№ 19–23, см. рис. 4; см. табл. 2);

3) Наклонение в палеогеновых и меловых базальтах Тянь-Шаня намного круче, чем в осадочных породах, и почти не отличается от эталонных значений (№№ 16, 26, см. рис. 4, см. табл. 2);

4) Сплошная континентальная кора в Центральной Азии заведомо существовала в мелу, и большие перемещения в пределах региона должны были сопровождаться деформациями. Возраст всех кайнозойских деформаций к северу от Тибета менее 10 млн. лет. Следовательно [48], перемещения к северу могли происходить только в позднем кайнозое, причем скорость движения Тарима была бы намного более 15 см/год, что на порядок больше скоростей для движений внутри континентов, например, по Таласо-Ферганскому разлому [33], и превышает скорость сближения Индийской и Евразийской плит;

5) Наклонения на 30° ниже эталонных найдены в плиоценовых отложениях северного Тарима [35], что требует еще более высоких скоростей перемещения;

6) Полностью отсутствуют геологические свидетельства огромных растяжений к северу от Тянь-Шаня в мелу и палеогене;

7) Все предполагавшиеся на основе меловых и палеогеновых данных значительные перемещения приводят к разрывам более древних, в том числе допермских, геологических связей на Тянь-Шане и прилежащих районах. Например, для соответствия меловым палеомагнитным данным по Тариму пришлось разорвать Тянь-Шань посередине: западная его половина оставлена на месте, а восточная притаримская часть сдвинута к югу на несколько сотен километров [50].

Все неувязки между геологическими и палеомагнитными данными исчезают, если признать, что в меловых и кайнозойских осадочных породах произошло занижение наклонения намагниченности. Такая гипотеза рассматривалась ранее [напр., 40] и была отброшена по двум причинам. Во-первых, как свидетельство против занижения наклонений в красноцветах Центральной Азии приводится хорошая региональная сходимость данных [40, 50]. Однако этот довод не убедителен, так как большинство результатов получено по красноцветным породам, т.е. очень схожим объектам, в которых один и тот же искажающий фактор мог проявиться сходным образом. И если меловые палеошироты еще пытаются связать с сокращением земной коры между Евразией и Тибетом [50], то, несмотря на точно такую же региональную сходимость, для объяснения палеогеновых данных предполагают другие механизмы [34, 40].

Во-вторых, отсутствие заметной магнитной анизотропии (AMS) считается доводом против занижения наклонений [34, 40]. Однако малую AMS красноцветов можно объяснить и другими причинами, например, небольшой примесью обломочного магнетита, который, почти не влияя на палеомагнитные направления, в значительной степени определяет AMS. Во всяком случае, в нижнемеловых красноцветах на севере Тарима наклонения сильно занижены, а AMS не превышает первых процентов [65].

Таким образом, малая AMS и региональная сходимость наклонений в красноцветах НЕ указывают на отсутствие в них занижения наклонений. Наоборот, ряд данных, например, согласие измеренных и эталонных наклонений в базальтах при значительно более пологих направлениях намагниченности в одновозрастных осадках прямо указывает на такое явление (см. табл. 2). Следовательно, наклонения разных компонент намагниченности в меловых и кайнозойских красноцветах нельзя напрямую использовать для оценки горизонтальных движений в Центральной Азии. Все же другие данные говорят о том, что сокращения земной коры в пределах Тарима и Тянь-Шаня и их перемещения относительно Евразии с перми доныне лежат в пределах ошибок имеющихся палеомагнитных результатов и, вероятнее всего, намного меньше 500 км.

АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ СКЛОНЕНИЙ

При анализе палеомагнитных данных по перми, мезозою и кайнозою региона использованы только результаты, полученные с помощью полного ступенчатого размагничивания и компонентного анализа. Углы поворота определялись как разность между эталонными [31, 73] и измеренными склонениями, а их погрешности рассчитывались согласно [41].

Во всем регионе меловые и кайнозойские углы поворота по одному и тому же участку различаются в пределах точности метода. Таким образом, все повороты имеют послепалеогеновый возраст и, скорее всего, происходили в течение последних 10 млн. лет во время основных деформаций [15].

Ороклинальный изгиб Внешней зоны Памира произошел в позднем кайнозое при движении Памирского клина на север [2]; при этом на юго-западе зоны палеомагнитные склонения северо-западные, а на востоке – восточные и северо-восточные. Использованные для этого вывода палеомагнитные данные не удовлетворяют современным стандартам, однако переизучение палеогеновых [70] и меловых [29] пород по южной части зоны подтвердило ранее сделанные выводы. В восточной части дуги направления сильно разбросаны [37], но в целом имеют северо-восточные и восточные склонения, в среднем около 50°, указывая на значительное вращение по часовой стрелке, в согласии с менее надежными данными по Заалайскому хребту [2]. Вывод о вторичности Памирской дуги дополнительно подтверждается и палеомагнитными данными по позднему палеозою Северного Памира [27].

Значительные дифференцированные вращения против часовой стрелки обнаружены в Таджикской депрессии (рис. 5), причем величина поворота достаточно закономерно убывает по мере удаления от Памира [70]. Обнаружено также вра-

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ К СЕВЕРУ ОТ ТИБЕТА



Рис. 5. Схема альпийских вращений в Центральной Азии к северу от Тибета

Черные кружки – участки, где найдены значимые вращения; белые кружки – вращений не обнаружено. Участки пронумерованы как в табл. 2; для участков 5, 6 и 13 (Ферганская, Иссыккульская и Нарынская впадины) кружками показаны отдельные изученные разрезы (дополнительные буквы после номера; для краткости, данные по разрезам не даны в табл. 2). Стрелками показано предполагаемое направление латерального выжимания. Штриховые линии – разломы: ТФР – Таласо-Ферганский, АР – Алтынтагский)

1 – нет вращений или они малы и несистематичны; 2 – поворот жесткого блока против часовой стрелки; 3 – вторичный изгиб Внешней зоны Памира; 4, 5 – дифференцированные вращения: 4 – против часовой стрелки, 5 – по часовой стрелке; 6 – нет данных (Казахстан, Туранская плита) или данные здесь не рассматриваются (Тибет)

щение Ферганской впадины и ее горного обрамления на угол около 20° против часовой стрелки [26, 69]. При взгляде на карту (см. рис. 5) напрашивается вывод, что эти вращения связаны с внедрением Памира и отжиманием окружающих его структур к западу и северо-западу.

К востоку от Таласо-Ферганского разлома подавляющее большинство палеомагнитных склонений совпадает с эталонными в пределах погрешности (см. рис. 5; см. табл. 2). В немногих случаях, когда углы вращения статистически значимы (см. рис. 5; см. табл. 2), они несистематичны и невелики; вероятнее всего, они имеют локальное значение, например, в середине Тарима (№ 2, см. рис. 5), или связаны со смещениями по Алтынтагскому (№№ 3, 17) и Таласо-Ферганскому (№№ 1, 26) разломам. Другая область развития альпийских вращений приурочена к северо-восточной и восточной окраинам Тибета [43, 61]. К северу от Тянь-Шаня не обнаружено вращений в Зайсанской впадине (Z на рис. 1, A); еще дальше к северо-востоку в Чуйской впадине на Алтае (С на рис. 1, А) повороты зафиксированы [71], но неясно, имели ли они региональный характер. Таким образом, на большей части Центральной Азии к северу от Тибета альпийских вращений не было (см. рис. 5). Важно подчеркнуть, что этот вывод устойчив относительно возможных ошибок в датировках пород и/или компонент намагниченности, так как для рассматриваемого региона все эталонные склонения совпадают в пределах 5°.

Суммируя вышеприведенные данные, можно заключить, что альпийские вращения приурочены либо к Памиру и связаны с внедрением последнего, либо к районам к востоку от Тибета, где повороты объясняются латеральным выжиманием [43, 61]. Наоборот, отсутствие вращений в Тянь-Шане и Тариме свидетельствует против латерального выжимания к северу от Тибета. Последнее подтверждается и анализом наклонений, из которого следует малая величина поперечного сокращения земной коры за последние 270 млн. лет. Измерения современных движений также свидетельствуют о чисто сжимающих напряжениях и небольших движениях с юга на север в пределах большей части Тянь-Шаня [23, 32].

Таким образом, латерального выжимания структур в Тянь-Шане и прилежащих районах или не происходило вообще, или этот процесс шел локально и в ограниченных масштабах. Как уже отмечалось выше, Тянь-Шань в силу своего географического расположения являлся барьером для "выжимающих" напряжений далее к северу. Крайне маловероятно также, чтобы Тянь-Шань и Тарим могли двигаться на значительное расстояние как единое жесткое тело, так как при этом неизбежно будут нарушены более древние структурные связи между Тянь-Шанем и Казахстаном. Следовательно, маловероятно и значительное выжимание к северу от Тянь-Шаня. Общее поперечное сокращение земной коры в Тянь-Шане меньше погрешностей палеомагнитных данных, а по геологическим не превышало 200 км [25], что



Рис. 6. Схема позднепалеозойской тектоники Восточного Присонкулья (А) и реактивация позднепалеозойского разлома (Линия Николаева) в позднем кайнозое (Б)

На А: 1, 2 – каледонский комплекс: 1 – стратифицированные отложения рифея и нижнего палеозоя, 2 – ранне-среднеордовикские гранитоиды, 3 – позднеордовикские-силурийские гранитоиды, 4 – позднеордовикский-силурийский зонально-метаморфический комплекс; 5–8 – герцинский комплекс: 5 – автохтон, 6 – аллохтон, 7 – неоавтохтон, 8 – среднекаменноугольные гранитоиды; 9 – покровы; 10 – сдвиги (а), сопряженные со сдвигами надвиги (б). Обозначения разломов: ТЮ – Тюлекский, БА – Байдулинский, ЛН – линия Николаева. Двусторонние черные стрелки указывают на сопряженные точки, по которым определялось смещение

На Б: 1 – верхнеплиоцен-четвертичные осадки шарпылдакской свиты (N₂–Q₁ š r); 2 – олигоцен-миоценовые отложения шамсинской свиты (E₃–N₁ ŝ m); 3 – палеоцен-эоценовые отложения коктурпакской свиты (E₁₋₂kk); 4, 5 – Северотяньшаньский палеозойский комплекс: 4 – Сонкульский терригенный сероцветный разрез (D₃–C₁), 5 – кембрий-ордовикские отложения карагырской свиты (\mathbb{C} –Okr); 6, 7 – Срединнотяньшаньский палеозойский комплекс: 6 – Кавакский карбонатный разрез среднего палеозоя (D₂–C₁), 7 – ичкебашская свита (O₂–O₃ič); 8 – раннепермские лейкократовые граниты Адырторского комплекса; 9 – среднекаменноугольные граниты и гранодиориты Сонкульского комплекса; 10-12 – позднекайнозойские и реактивированные палеозойские разломы: 10 – Линия Николаева, 11 – сдвиги, 12 – надвиги. Двусторонние черные стрелки на обоих рисунках указывают на сопряженные точки, по которым определялось смещение

составляет менее 10% от общего сокращения земной коры в 2500 км между Индостаном и Евразией. Следовательно, подавляющая часть этого сокращения была скомпенсирована в пределах Тибета и Гималаев. Отметим, что перемещения на несколько сотен километров в течение позднего кайнозоя доказаны для разлома Алтын-Таг и сопряженных с ним структур [78]. Скорее всего, этот разлом и является северной границей области компенсации.

БЫЛИ ЛИ ЗНАЧИТЕЛЬНЫЕ ВРАЩЕНИЯ НА ТЯНЬ-ШАНЕ И КОГДА?

Исходя из анализа структурных рисунков, прежде всего сети разломов, в ряде работ формирование альпийской структуры Тянь-Шаня связывается с латеральным выжиманием и предполагается наличие здесь крупных поворотов [11, 12, 72]. Как уже показано, к востоку от Таласо-Ферганского разлома позднекайнозойских поворотов не было. С другой стороны, значительные

NG	Bearout	Suov exempling	Амплитуда	Courres		
JNG	Газлом	Знак смещения	P–Kz	Kz	Ссылка	
1	Чилико-Кеминский (северный)	левый	20 км (190 км*)	15 м**	[1,6]	
2	Чилико-Кеминский (южный)	левый	?	3-4 км (300 м**)	[16, 21]	
3	Тогузбулакский	левый	?	0.7 км	[16]	
4	Шамсинский	левый	?	2.5 км	[16]	
5	Бешташ-Терекский	правый	17 км	?	[10]	
6	Тюлекский	левый	20 км	4 км	[16, 18]	
7	Байдулинский,	правый	32 км	?		
8	линия Николаева	левый	60 км	≈8 [@] км	[17], эта работа	
9	Атбаши-Иныльчекский	левый	велика#	?	[4]	
10	Акбеитский	левый	?	6 км	[5]	
11	Кипчакский	левый	80 км	?	[20]	

Гаолица 5. Амплитупы альпииских и до-альпииских смещении по сдвигам на тянь-ш	аблица 3.	.a(l a'	юлица .		Амплитулы	альпииских и	ПO	э-альпииских	смещении по	сдвигам на	1 ЯНЬ-J	шане
--------------------------------------------------------------------------------------	-----------	-----	------	---------	--	-----------	--------------	----	--------------	-------------	------------	---------	------

Примечание.

* – величина смещения может достигать 190 км (Л.И. Скринник, неопубликованные данные);

** - позднечетвертичная величина смещения;

[@] – строго говоря, амплитуда кайнозойского смещения на рисунке 66 составляет 5 км, а остальные три километра подсчитаны вне его пределов;

[#] – точная величина смещения не определена, но она должна быть большой, судя по широкому развитию сопряженных с разломом S-образных горизонтальных складок;

Р - пермь; Кz - кайнозой; знак вопроса обозначает отсутствие данных

вращения в этом же регионе были установлены по пермотриасовым палеомагнитным данным, так как все склонения этого возраста повернуты против часовой стрелки на различные углы [3]. Наибольшие повороты достаточно явно тяготеют к центральной части Тянь-Шаня, где углы поворота достигают 80-90°, а на периферии пояса не превышают 20°. Вращения происходили в конце перми – триасе. Было показано [3], что повернутые пермотриасовые склонения нельзя объяснить поворотом всего пояса, и они связаны с вращениями в пределах левосдвиговой зоны, примерно параллельной современному простиранию Тянь-Шаня. Слабым местом этой модели является ее недостаточное подтверждение геологическими данными, несмотря на явные признаки сдвиговых движений в отдельных районах [4, 10]; это связано с крайне ограниченным развитием пород позднепермского и особенно триасового возраста, а также с малым числом целенаправленных структурных исследований позднепалеозойских и раннемезозойских деформаций.

Итак, парадокс: на Тянь-Шане к востоку от Таласо-Ферганского разлома анализ геологических структур позволяет предполагать значительные позднеальпийские повороты, которые не подтверждаются палеомагнитными данными. И наоборот – почти нет структурных подтверждений надежно установленных пермотриасовых вращений на углы до 90° в пределах Тянь-Шаня [3]. Подчеркнем, что, говоря об отсутствии позднекайнозойских вращений, мы не имеем в виду поворотов менее ±10°, которые обычно лежат в пределах погрешности палеомагнитных данных или связаны с локальными деформациями, например, нырянием шарниров складок. Речь идет о вращениях на 30–60°, которые и предсказывались некоторыми авторами [12].

Вывод о позднеальпийских поворотах [12] основан на анализе альпийских структур. Для использованных палеомагнитных данных доказана доскладчатость намагниченности, а ряд фактов свидетельствует о ее первичности; следовательно, породы приобрели намагниченность до всех альпийских деформаций. Отсюда вытекает, что больших альпийских поворотов на большей части региона не было, но надо каким-либо образом объяснить "вращательный" характер структур.

Мы провели анализ смещений по разломам в Центральном Тянь-Шане (рис. 6; см. табл. 3) к востоку от Таласо-Ферганского разлома. По смещению среднекаменноугольных конгломератов установлено, что Байдулинский разлом является правосторонним сдвигом с амплитудой смещения в 32 км (см. рис. 6, А). Позднепалеозойский возраст движений обосновывается серией позднепалеозойских даек и малых тел среднего и кислого состава, выполняющих трещины отрыва как вдоль Байдулинского сдвига, так и вдоль оперяющих его сдвигов второго порядка. Позднепалеозойский левый сдвиг на 60 км по линии Николаева устанавливается по смещению Сонкульского



Рис. 7. Основные разломы центральной части Тянь-Шаня; жирные сплошные линии – разломы с установленными сдвиговыми смещениями, пронумерованные как в табл. 3; тонкие сплошные линии – прочие разломы; пунктир – Таласо-Ферганский разлом (ТФР)

среднекаменноугольного гранитного массива и метаморфитов малонарынского комплекса (см. рис. 6, а), а кайнозойская компонента движения на 8 км – по смещению присдвигового дуплекса (рис. 6, б). Наконец, для Тюлекского разлома позднепалеозойские перемещения на 20 км и кайнозойские – на 4 км определены по смещениям зонального метаморфического комплекса и присдвигового дуплекса соответственно [16, 18].

К сожалению, для очень небольшого числа разломов вообще установлено наличие сдвиговых перемещений хотя бы для одного интервала времени (рис. 7, см. табл. 3). Тем не менее, анализ имеющихся данных показывает, что альпийские сдвиговые смещения везде невелики, не превышая первых километров, что не позволяет связать с ними большие вращения значительных по размерам структур. И наоборот, более древние, скорее всего, пермотриасовые, смещения составляют десятки километров (см. табл. 3); с ними, вероятно, и связаны крупные повороты, выявленные по пермо-триасовым палеомагнитным данным [3].

Кажущееся противоречие между результатами структурного анализа [11, 12, 72] и палеомагнитными данными исчезает, если предположить, что значительная часть современного структурного рисунка, прежде всего сеть разломов, имеет не альпийский, а пермотриасовый возраст и возникла при левосторонних сдвиговых деформациях. Все исследователи Тянь-Шаня согласны в том, что сжимающие напряжения при его альпийских деформациях действительно были; об этом свидетельствует, например, описанное во многих местах надвигание мезо-кайнозойских пород на палеозойские. При этом в первую очередь должны быть реактивированы более древние субширотные разломы - а именно разломы такого простирания должны были возникнуть при пермотриасовых сдвигах. Предположения об унаследованности новейших поднятий и впадин от палеозойского структурного плана высказывались уже с 50-х годов XX века [13, 14, 42], но попытка целенаправленного сопоставления структурных рисунков позднепалеозойского и неотектонического этапов предпринята лишь в последнее время [16]. И все же данных пока мало...

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные нами палеомагнитные исследования палеогеновых базальтов Тянь-Шаня показали, что наклонение доскладчатой и, вероятно, первичной компоненты намагниченности в этих породах близко к раннекайнозойским эталонным значениям, полученным путем пересчета кривой миграции палеомагнитного полюса Евразии. По геологическим данным, сплошная континентальная кора сформировалась к северу от Тибета к середине перми, что позволило сравнивать измеренные палеомагнитные наклонения с эталонными с поздней перми доныне, т.е. примерно для последних 270 млн. лет. Анализ этих данных показывает, что пермотриасовые данные по Тянь-Шаню и прилежащим структурам согласуются с евразийскими в пределах ошибок, что говорит об отсутствии заметного сближения между Таримом и Евразией. Наоборот, большинство меловых и палеогеновых наклонений в осадочных породах положе эталонных значений. По сумме геологических и палеомагнитных данных в работе показано, что пологие меловые и палеогеновые наклонения имеют нетектоническую природу и, следовательно, суммарное сокращение земной коры к северу от Тибета, в том числе вследствие коллизии, находится в пределах ошибок палеомагнитных данных и, вероятнее всего, не превышает первых сотен километров.

Анализ меловых и палеогеновых склонений к северу от Тибета показал, что заметные систематические повороты отмечены только вблизи Памира и связаны к его внедрением. Границей развития позднекайнозойских вращений является Таласо-Ферганский разлом, восточнее которого поворотов не было вплоть до Цайдама. Так как и заметное сокращение земной коры, и широкое развитие поворотов необходимо подразумеваются при крупномасштабном латеральном выжимании [напр., 68], мы пришли к выводу, что данный механизм не может объяснить формирование структур Центральной Азии к северу от Тибета. Следовательно, компенсация сближения Индостана и Евразии на 2500 км в течение последних 50 млн. лет почти полностью происходила в пределах Гималаев и Тибета.

Данные выводы противоречат результатам ряда работ, в которых формирование альпийской структуры Тянь-Шаня связывается с латеральным выжиманием и предполагается наличие здесь крупных поворотов [11, 12, 72]. Проведенный нами анализ смещений по разломам показал, что альпийские перемещения невелики, а поворотов не было. Наоборот, пермотриасовые смещения по сдвигам составляют десятки километров, а вращения достигают 90°, причем все повороты происходили против часовой стрелки. Эти факты позволили выдвинуть гипотезу, что структурный рисунок Тянь-Шаня был создан при левосдвиговых движениях в конце палеозоя, а альпийские сжимающие напряжения выборочно активизировали часть разломов.

Результаты работы докладывались в Геологическом институте РАН и Мичиганском Университете, и мы благодарим всех участников этих семинаров за вопросы и критику. Авторы признательны В.С. Буртману и В.Г. Трифонову за конструктивные рецензии. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 00-05-64148, гранта ЕАR № 9909231 Национального Научного Фонда США и гранта 7КSP10G5518 Швейцарского Национального Научного Фонда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Абдрахматов К.Е., Томпсон С., Уилдон Р., Дельво Д., Клеркс С.Я. Активные разломы Тянь-Шаня // Наука и новые технологии. 2001. № 2. С. 22–28.
- Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 168 с.
- 3. Баженов М.Л., Буртман В.С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1997. № 3. С. 56–65.
- 4. Биске Г.С. Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахстанского палеоконтинентов // Геотектоника. 1995. № 1. С. 31–39.
- Биске Г.С., Зубцов Е.И., Поршняков Г.С. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 192 с.
- Геологическая карта Казахской ССР. Серия Южноказахстанская. Масштаб 1 : 500000. Объяснительная записка / Ред. С.Е. Чакабаев. Алма-Ата, 1981. 248 с.
- Грачев А.Ф. Раннекайнозойский магматизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 1999. № 10. С. 26–51.
- 8. Добрецов Г.Л., Загрузина И.А. Об особенностях проявления молодого базальтоидного магматизма в восточной части Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. № 3. С. 648–651.
- Додонова Т.А. Вулканические и вулкано-плутонические комплексы позднеорогенной и платформенной стадий / Ред. К.Д. Помазков. Геология СССР. Киргизская ССР. Т. XXV(2). М.: Недра, 1972. С. 44–54.
- Киселев В.В., Королев В.Г. О сдвигах и структурах вращения в западной части Киргизского хребта // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Ред. М.М. Адышев. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964. С. 147–152.
- Копп М.Л. Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 21–36.
- Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
- Королев В.Г. Об унаследованном характере некоторых мезо-кайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1956. С. 87–94 (Тр. Ин-та геологии АН КиргССР; Вып. 7).
- 14. Костенко Н.П., Макаров В.И., Соловьева Л.И. Новейшая тектоника. Геология СССР. Том XXV. Киргизская ССР. Кн. 2. М.: Недра, 1972. С. 249–271.
- Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Миколайчук А.В. Структурная позиция надвигов в новейшем орогене Центрального Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 7. С. 961–970.
- Миколайчук А.В., Котов В.В., Кузиков С.И. Структурное положение метаморфического комплекса Малого Нарына и проблема границы Северного и Срединного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1995. № 2. С. 75-85.

- Миколайчук А.В., Котов В.В. Позднекаледонский гранито-гнейсовый купол бассейна р. Каракуджур // Изв. НАН Кыргызской Республики. Проблемы геологии и географии в Кыргызстане. 1999. С. 43-46.
- Храмов А.Н., Гончаров А.Н., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Христов Е.В. Коллизионные структуры района Сарыджазского синтаксиса // Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшаньской складчатой системы. Тезисы докладов. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1989. С. 154–155.
- Чедия О.К., Корженков А.М. О долговременном сохранении в рельефе следов древних сейсмических катастроф (на примере Чилико-Кеминской сейсмогенерирующей зоны Северного Тянь-Шаня) // Геоморфология. 1997. № 3. С. 88–98.
- Юнга С.Л., Яковлев Ф.Л. Памиро-Тяньшаньский регион // Ред. Грачев А.Ф. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 431–434.
- Abdrakhmatov K.Y., Aldazhanov S.A., Hager B.H., Hamburger M.W., Herring T.A., Kalabaev K.B., Makarov V.I., Molnar P., Panasyuk S.V., Prilepin M.T., Reilinger R., Sadybakasov I.S., Souter B., Trapeznikov Yu.A., Tsurkov V.Ye., Zubovich A.V. Global positioning system bound on the rate and duration of crustal shortening across the Tien Shan, Kyrgyzstan and Kazakhstan // Nature. 1996. Vol. 384. P. 450–453.
- 24. Allen M.B., Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Junggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to ?Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia // J. Geol. Soc. London. 1995. Vol. 152. P. 327-338.
- 25. Avouac J.P., Tapponnier P., Bai M., You H., Wang G. Active thrusting and folding along the Northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 6755-6804.
- Bazhenov M.L. Cretaceous paleomagnetism of the Fergana basin and adjacent ranges, central Asia: tectonic implications // Tectonophysics. 1993. Vol. 221. P. 251–267.
- Bazhenov M.L. Permo-Triassic paleomagnetism of the North Pamir: tectonic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 142. P. 109–120.
- Bazhenov M.L., Chauvin A., Audibert M., Levashova N.M. Permian and Triassic paleomagnetism of the south-west Tien Shan: the timing and mode of tectonic rotations // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 118. P. 195–212.
- Bazhenov M.L., Perroud H., Chauvin A., Burtman V.S., Thomas J.-C. Paleomagnetism of Cretaceous red beds from Tadjikistan and Cenozoic deformation due to India-Eurasia collision // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 124. P. 1–18.
- Bazhenov M.L., Mikolaichuk A.V. Paleomagnetism of Paleogene basalts from the Tien Shan, Kyrgyzstan: rigid Eurasia and dipole geomagnetic field // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 195. P. 155–166.

- Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field in the last 200 million years // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107. P. 10.1029/2000JB000050.
- 32. Burbank D.W., Weldon R.J., Weberling K., Bullen M.E., Thompson S.C., Rubin C.M., Miller M.M., Sobel E., McLean K., Abdrakhmatov K., Molnar P. Chronology of Cenozoic mountain building and foreland deposition in the Kyrgyz Tien Shan // EOS Trans. AGU. 81(48). Fall Meeting Suppl. 2000. F1156.
- Burtman V.S., Skobelev S.F., Molnar P. Late Cenozoic slip on the Talas-Fergana fault, Tien Shan, Central Asia // Geol. Soc. Am. Bull. 1996. Vol. 108. P. 1004–1021.
- Chauvin A., Perroud H., Bazhenov M.L. Anomalous low paleomagnetic inclinations from Oligocene-Lower Miocene red beds of the South-West Tien Shan, Central Asia // Geophys. J. Int. 1996. Vol. 126. P. 303-313.
- 35. Chen J., Burbank D.W., Scharer K.M., Sobel E., Yin J., Rubin C.M., Zhao R. Magnetochronology of the Upper Cenozoic strata in the Southwestern Chinese Tian Shan: rates of Pleistocene folding and thrusting // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 195. P. 113–130.
- 36. Chen Y., Cogne J.P., Courtillot V., Avouac J.-Ph., Tapponnier P., Wang G., Bai M., You H., Li M., Wei C., Buffetaut E. Paleomagnetic study of Mesozoic continental sediments along the Northern Tien Shan (China) and heterogeneous strain in Central Asia // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. № B3. P. 4065–4082.
- Chen Y., Cogne J.P., Courtillot V. New Cretaceous paleomagnetic results from the Tarim basin, Northwestern China // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 114. P. 17–38.
- Cobbold P.R., Davy P. Indentation tectonics in nature and experiment: 2. Central Asia // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppcala. 1988. N.S. Vol. 14. P. 143–162.
- Cogne J.P., Chen Y., Courtillot V., Rocher F., Wang G., Bai M., You H. A paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Junggar and Turfan basins, Northwestern China // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 133. P. 353-366.
- 40. Cogne J.P., Halim N., Chen Y., Courtillot V. Resolving the problem of shallow magnetizations of Tertiary age in Asia: insights from paleomagnetic data from the Quingtang, Kunlun, and Qaidam blocks (Tibet, China), and a new hypothesis // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. P. 17715–17734.
- 41. Demarest H.H., jr. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 4321-4328.
- 42. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // Int. Geology Rev. 1996. Vol. 38. P. 430-466.
- 43. Dupont-Nivet G., Butler R.F., Yin A., Chen X. Paleomagnetism indicates no Neogene rotation of the Qaidam Basin in northern Tibet during Indo-Asian collision // Geology. 2002. Vol. 30. P. 263–266.
- 44. Dupont-Nivet G., Guo Z., Butler R.F., Jia C. Discordant paleomagnetic direction in Miocene rocks from the Central Tarim Basin: evidence for local deformation and inclination shallowing // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 199. P. 473–482.

- Enkin R.J., Yang Z., Chen Y., Courtillot V. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the Present // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 13953–13989.
- 46. Fisher R.A. Dispersion on a sphere // Proc. Roy Soc. London. Ser. A. 1953. Vol. 217. P. 295–305.
- Gilder S.A., Zhao X., Coe R.S., Meng Z., Courtillot V., Besse J. Paleomagnetism and tectonics of the southern Tarim basin, Northwest China // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. P. 22015–22032.
- Gilder S., Chen Y., Sen S. Oligo-Miocene magnetostratigraphy and rock magnetism of the Xishuigou section, Subei (Gansu Province, western China) and implications for shallow inclinations in Central Asia // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. P. 30505–30521.
- 49. Gilder S., Chen Y., Cogne J.-P., Tan X., Courtillot V., Sun D., Li Y. Paleomagnetism of Upper Jurassic to Lower Cretaceous volcanic and sedimentary rocks from the western Tarim Basin and implications for inclination shallowing and absolute dating of the M-0(ISEA ?) chron // Earth Planet. Sci. Lett. 2003 (in press).
- Halim N., Cogne J.-P., Chen Y., Atasiei R., Besse J., Courtillot V., Gilder S., Marcoux J., Zhao R.L. New Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from Xining-Lanzhou basin, Kunlun and Quangtang blocks, China: implications on the geodynamic evolution of Asia // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 21025-21046.
- Le Pichon X., Fournier M., Jolivet L. Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision // Tectonics. 1992. Vol. 11. P. 1085–1098.
- Li Y.P., McWilliams M., Cox A., Sharps R., Li Y., Gao Z., Zhang Z., Zhai Y. Late Permian paleomagnetic pole from dykes of the Tarim Craton // Geology. 1988. Vol. 16. P. 275–278.
- 53. Li Y.P., Zhang Z.K., McWilliams M., Sharps R., Zhai Y.J., Li Y.A., Li Q., Cox A. Mesozoic paleomagnetic results of the Tarim Craton: Tertiary relative motion between China and Siberia? // Geophys. Res. Lett. 1988. Vol. 15. P. 217–220.
- McFadden P.L., Jones D.L. The fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. № 67. P. 53-58.
- McFadden P.L., Ma X.H., McElhinny M.W., Zhang Z.K. Permo-Triassic magnetostratigraphy in China: Northern Tarim // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 87. P. 152–160.
- Nie S.Y., Rowley D.B., Van der Voo R., Li M. Paleomagnetism of Late Paleozoic rocks in the Tien Shan, Northwestern China // Tectonics. 1993. Vol. 12. P. 568–579.
- 57. *Patriat P., Achache J.* India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates // Nature. 1984. Vol. 311. P. 615–621.
- Peltzer G., Tapponnier P. Formation of evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. P. 15085–15117.
- Powell C.M., Conaghan P.J. Plate tectonics and the Himalayas // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 20. P. 1–12.
- Rumelhart P.E., Yin A., Cowgill E., Butler R., Zhang Q., Wang X. Cenozoic vertical axis rotation of the Altyn Tagh fault system // Geology. 1999. Vol. 27. P. 819–822.

- 61. Sato K., Liu Y., Zhu Z., Yang Z., Otofuji Y. Tertiary paleomagnetic data from northwestern Yunnan, China: further evidence for large clockwise rotation of the Indochina block and its tectonic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 185. P. 185–198.
- Scharer U., Zhang L.S., Tapponnier P. Duration of strike-slip movements in large shear zones: the Red River belt, China // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 126. P. 379–397.
- Sharps R., Li Y.P., McWilliams M., Li Y. Paleomagnetic investigation of Upper Permian sediments in the South Junggar Basin, China // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 92. P. 1753–1765.
- 64. Sobel E., Mikolaichuk A., Jie C., Burbank D. Development of the Late Cenozoic Central Tien Shan in Kyrgyzstan and China recorded by apatite fission track thermochronology // EOS Trans. AGU. 81(48). Fall Meeting Suppl. 2000. F1156.
- 65. Tan X., Kodama K.P., Chen H., Fang D., Sun D., Li Y. Paleomagnetism and magnetic anisotropy of Cretaceous red beds from the Tarim basin, Northwest China: evidence for a rock magnetic cause of anomalously shallow paleomagnetic inclinations from Central Asia // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. № B2. P. 10.1029/2001JB001608.
- Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal region // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 3425–3459.
- Tapponnier P., Peltzer G., Armijo K. On the mechanics of the collision between India and Asia // Collision Tectonics. Eds. M.P. Coward, A.C. Ries. Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. P. 115–157.
- Tapponnier P., Lacassin R., Leloup P.H., Scharer U., Dalai Z., Wu H.W., Liu X.H., Ji S.C., Zhang L.S., Zhong J.Y. The Ailao-Shan / Red River metamorphic belt and Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China // Nature. 1990. Vol. 343. P. 431–437.
- 69. Thomas J.-Ch., Perroud H., Cobbold P.R., Bazhenov M.L., Burtman V.S., Chauvin A., Sadybokasov E. A paleomagnetic study of Tertiary formations from the Kyrgyz Tien Shan and its tectonic implications // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 9571–9589.
- Thomas J.-Ch., Chauvin A., Gapais D., Bazhenov M.L., Perroud H., Cobbold P.R., Burtman V.S. Paleomagnetic evidence for Cenozoic block rotations in the Tadjik Depression (Central Asia) // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 15141–15160.
- Thomas J.-Ch., Lanza R., Kazansky A., Zykin V., Semakov N., Mitrokhin D., Delvaux D. Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implications for Central Asia // Tectonophysics. 2002. Vol. 351. P. 119–137.
- Tibaldi A., Graziotto E., Forcella F., Gapich V.H. Morphotectonic indicators of Holocene faulting in Central Tien Shan, Kazakstan, a geodynamic implications // J. Geodynamics. 1996. Vol. 23. P. 23–45.
- 73. Van der Voo R. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. N.Y.: Cambridge University Press, 1993. 411 p.
- 74. Worrall D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: far-field ef-

fects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. Vol. 15. P. 813-826.

- 75. Yang Z., Besse J. Paleomagnetic study of Permian and Mesozoic sediments from northern Thailand supports the extrusion model for Indochina // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 117. P. 525–552.
- Yin A. Correction Cenozoic vertical-axis rotation of the Altyn Tagh fault system // Geology. 2000. Vol. 28. P. 479–480.
- 77. Yin A., Harrison T.M., Ryerson F.J., Chen W., Kidd W.S.F., Copeland P. Tertiary structural evolution

of the Gangdese thrust system, Southeastern Tibet // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 18175–18201.

- Yin A., Rumelhart P.E., Butler R., Cowgill E., Harrison T.M., Foster D.A., Ingersoll R.V., Qing Z., Zhou X.Q., Wang X.-F., Hanson A., Raza A. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation // Geol. Soc. Am. Bull. 2002. Vol. 114. P. 1257–1295.
- Zhao W., Morgan J.W. Injection of the Indian lower crust into Tibetan lower crust: a two-dimensional finite element model study // Tectonics. 1987. Vol. 6. Р. 489–504. Рецензенты: В.С. Буртман, В.Г. Трифонов

Structural Evolution of Central Asia to the North of Tibet: A Synthesis of Paleomagnetic and Geological Data

M. L. Bazhenov¹ and A. V. Mikolaichuk²

¹Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia e-mail: palmag@online.ru

²Geological Institute, Kyrgyz Academy of Sciences, Erkendyk pr. 30, Bishkek, 720481 Kyrgyzstan

A paleomagnetic study of Paleogene basalts from the Tien Shan was carried out to evaluate a crustal shortening to the north of Tibet during the India-Eurasia collision. The mean inclination of the prefolding and, presumably, primary magnetization component in the basalts was found to be close to the early Cenozoic reference values as recalculated from the paleomagnetic polar wander path analysis for Eurasia. A comparison of the published measured and expected (reference) paleomagnetic inclination values for the last 270 Ma (Late Permian to Quaternary) suggests that the Permo-Triassic data on the Tien Shan and adjacent structures are consistent with the data on Eurasia within the uncertainty limits, whereas most Cretaceous and Paleogene inclinations in sedimentary rocks are shallower than the expected values, especially concerning the Cenozoic data. The nontectonic origin of Cretaceous and Paleogene shallowed inclinations is argued, so that the total crustal shortening, including the effect of collision, lies well within the paleomagnetic data uncertainty limits and, most probably, does not exceed a few hundred kilometers. Ananalysis of Cretaceous and Paleogene declinations to the north of Tibet showed that the systematic large-scale rotations took place only near the Pamirs in connection with the Pamir wedge indentation. The Late Cenozoic rotation zone was bounded by the Talas-Fergana Fault; no Alpine rotations occurred east of this fault as far as Qaidam. Because the significant crustal shortening and extensively developed rotations are inevitable for a large-scale lateral extrusion, this mechanism cannot explain the structural pattern of Central Asia north of Tibet. This means that the India-Eurasia convergence for a distance of 2500 km during the last 50 Ma was almost completely accommodated within Tibet and the Himalayas. It has been shown that the insignificant Alpine displacements along faults in the Tien Shan were not accompanied by rotation, whereas the Permo-Triassic strike-slip displacements amounted to several tens of kilometers and were systematically accompanied by counterclockwise rotation through angles up to 90°. Thus, the Tien Shan structural pattern arose from the Late Paleozoic left-slip movements, whereas the Alpine compression just selectively rejuvenated some older faults.