

УДК 551.24

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-771-790

Структуры Алайской и Кичи-Каракольской впадин и обстановки новейших деформаций в их горном обрамлении (Южный Тянь-Шань)

Е. С. Пржиялговский, Е. В. Лаврушина

Геологический институт (ГИН) РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер, 7, e-mail: prz4@yandex.ru

Поступила в редакцию 16.01.2020 г., принята к печати 06.04.2020 г.

Объект исследований. Изучались структуры Алайской и Кичи-Каракольской внутригорных впадин (Южный Тянь-Шань) и обстановки новейших деформаций во впадинах и их горном обрамлении. Целью работы являлось определение основных параметров напряженно-деформированного состояния (НДС) в ключевой области сочленения складчатых сооружений Тянь-Шаня и Памира. **Материалы и методы.** Комплекс исследований включал в себя изучение морфологии и ориентировки деформационных структур осадочного чехла и структурных несогласий на основе детального геологического картирования; статистически значимые замеры ориентировок линейных и плоскостных элементов (тектонических борозд, зеркал скольжения) в зонах динамического влияния активных разломов; обработку комплекса кинематических индикаторов с помощью апробированных методов и расчетных программ (Расцветаев, 1987; Delvaux, Sperner, 2003). Помимо этого, проводился анализ структурно-геологических данных предшествующих работ. **Результаты.** 1. Определены возрастные интервалы и кинематические обстановки главных фаз структурной перестройки рассмотренного сегмента Тянь-Шаня на альпийском этапе тектогенеза. 2. Показано, что на территории Алайского хребта наиболее значимая деформация и альпийская активизация структур палеозойского фундамента произошли на рубеже неогена и квартала. **Заключение.** Получены аргументы в пользу того, что на современном этапе район исследований представляет собой относительно единый монолитный блок, не испытывающий существенной деформации, связанной с надвиганием с юга верхнекоровых комплексов Северного Памира.

Ключевые слова: Тянь-Шань, фундамент, осадочный чехол, Алайская впадина, Кичи-Каракольская впадина, напряженно-деформированное состояние, кайнозой

Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке Проекта № 16-17-10059 Российского научного фонда

The structures of the Alai and Kichi-Karakol depressions and the latest deformations in their mountainous surroundings (Southern Tien Shan)

Evgenii S. Przhivalgovskii, Ekaterina V. Lavrushina

Geological Institute (GIN) RAS, 7 Pyzhevsky line, Moscow 119017, Russia, e-mail: prz4@yandex.ru

Received 16.01.2020, accepted 06.04.2020

Research subject. A series of research studies was conducted in the Alai Range area, at the junction of the folded Tien Shan and Pamir provinces with the purpose of investigating the morphological structure of alpine deformations in the Paleozoic basement and Mesozoic–Cenozoic sediment cover. **Materials and Methods.** Structural and geological observations were carried out in the Alai and Kichi-Karakol inter-mountain depressions and their mountainous surroundings. These investigations included an analysis of the morphology and orientation of the deformation structures of the sedimentary cover and structural inconsistencies based on detailed geological mapping; measurements of the orientations of tectonic slickenlines and slickensides in the zones of active faults; processing the entire complex of data in terms of kinematic strain indicators using proven methods and calculation programs in order to determine the main parameters of the stress-strain state of the upper crustal rock complexes. **Results.** The age intervals and kinematic conditions of the main phases of structural transformation of the Southern Tien Shan at the Alpine stage of tectogenesis were determined based new structural and geological data, as well as materials published in previous works. It was demonstrated that, in the territory of Alai, the most signifi-

Для цитирования: Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. (2020) Структуры Алайской и Кичи-Каракольской впадин и обстановки новейших деформаций в их горном обрамлении (Южный Тянь-Шань). *Литосфера*, **20**(6), 771–790. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-771-790

For citation: Przhivalgovskii E.S., Lavrushina E.V. (2020) The structures of the Alai and Kichi-Karakol depressions and the latest deformations in their mountainous surroundings (Southern Tien Shan). *Litosfera*, **20**(6), 771–790. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-771-790

© Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина, 2020

cant deformations and activation of the Paleozoic basement faults occurred at the Neogene-Quaternary boundary. *Conclusions.* At the present stage, the area under study constitutes a relatively stable block, which does not experience significant deformations associated with the encroachment of the upper crustal rock complexes of the Northern Pamir from the south.

Keywords: *Tien Shan, basement, cover, Alai depression, Kichi-Karakol depression, deformations, stress-strain state, Cenozoic*

Funding information

This work was financially supported by Project No. 16-17-10059 of the Russian Science Foundation

Acknowledgements

The authors are grateful to the staff of the RAS Research station in Bishkek, A.K. Rybin, V.E. Matyukov, S.I. Kuzikov, and other colleagues for their recommendations when discussing the tasks and objects of the research, for providing the necessary geological and geophysical materials, and for all-round assistance in organizing field work in the Alai valley. We are grateful to M.G. Leonov for his advice and constructive comments during the preparation and design of the manuscript.

ВВЕДЕНИЕ

Тектоническая активизация Тянь-Шаня в кайнозой обычно связывается с коллизией Евразийской и Индийской континентальных литосферных плит в кайнозой. В результате произошла структурная перестройка значительного сегмента Центрально-Азиатского палеозойского складчатого сооружения, уже длительное время находящегося в состоянии режима молодой эпигерцинской платформы. На месте выравненной денудацией территории возникла высокогорная область. Ключевым объектом изучения кайнозойских деформаций является район непосредственного контакта литосферных плит – Памирского синтаксиса и прилегающих районов Южного Тянь-Шаня (рис. 1). Исследования проводились в восточной части Алайского хребта и в Алайской долине, которая представляет собой морфоструктурный и геоисторический раздел между геоблоками Гиссаро-Алая и Памира. В современной геологической структуре это – Алайская внутригорная впадина, выполненная мезозойскими и кайнозойскими отложениями, и сводовое поднятие Алайского хребта, представляющее собой выступ палеозойского фундамента, в пределах которого в локальных прогибах сохранились останцы мезозойско-кайнозойского чехла, имевшего ранее более широкое распространение.

О характере и фазах проявления альпийских деформаций можно судить по тектоническим структурам и литологии осадочных отложений внутригорных прогибов, а также по новейшим смещениям и признакам современной активности разломов фундамента. Наиболее значимые деформации проявились на финальной стадии формирования внутригорных впадин, до накопления молодых грубообломочных моласс, которые в Алайской впадине залегают с резким угловым несогласием на меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях (Геология СССР, 1972; Coutand et al., 2002). Анализ наклона слоев чехла в локальных прогибах Алайского хребта показывает увеличение интенсивно-

сти деформации в западном направлении (Лукина, 1973). В целом поверхность фундамента с останцами чехольных комплексов обрисовывает широкий свод с крыльями, полого наклоненными в сторону Алайской и Ферганской впадин, осложненный складчатыми изгибами и асимметричными грабенами с амплитудами смещений по разломам до нескольких сотен метров.

Основные стадии тектонической активности отразились как в строении чехольных комплексов внутригорных бассейнов данного района (Леонов, 1961; Coutand et al., 2002), так и в фазах перестройки рельефа, которые датированы методом трекового анализа апатита (ATF) и по соотношению (U–Th–Sm)/He в цирконе (ZHe). Широкое применение этих методов на всей территории Тянь-Шаня позволило установить основные фазы эксгумации палеозойских пород, что связывается с фазами тектонической активности. Установлено, что образование хребтов-антиклиналей поверхности выравнивания в некоторых районах Тянь-Шаня началось около 30–20 млн лет назад и значительно более широко проявилось в последние 10–11 млн лет (Sobel, Dumitru, 1997; Dumitru et al., 2001; Sobel et al., 2006a, b; De Grave et al., 2011; Glorie et al., 2011; Macaulay et al., 2014; Lu et al., 2015; Käßner et al., 2016; Bande et al., 2017). Несмотря на то что имеются несомненные признаки активизации орогенных процессов в последние 3 млн лет (Чедия, 1986; Bullen et al., 2003; Sobel et al., 2006b; Трифонов и др., 2008; и др.), чаще всего постулируется, что именно 10 млн лет назад, т. е. во второй половине миоцена, на Тянь-Шане начался период интенсивного орогенеза и деформации, который продолжается поныне (Coutand et al., 2002; Macaulay et al., 2014; Bande et al., 2017).

Все позднекайнозойские деформации в коре Тянь-Шаня могут рассматриваться как унаследованные и сопоставляются с современными по направленности относительных движений и кинематическим режимам. Для этого привлекаются данные геодезического GPS-мониторинга, сейсмофо-

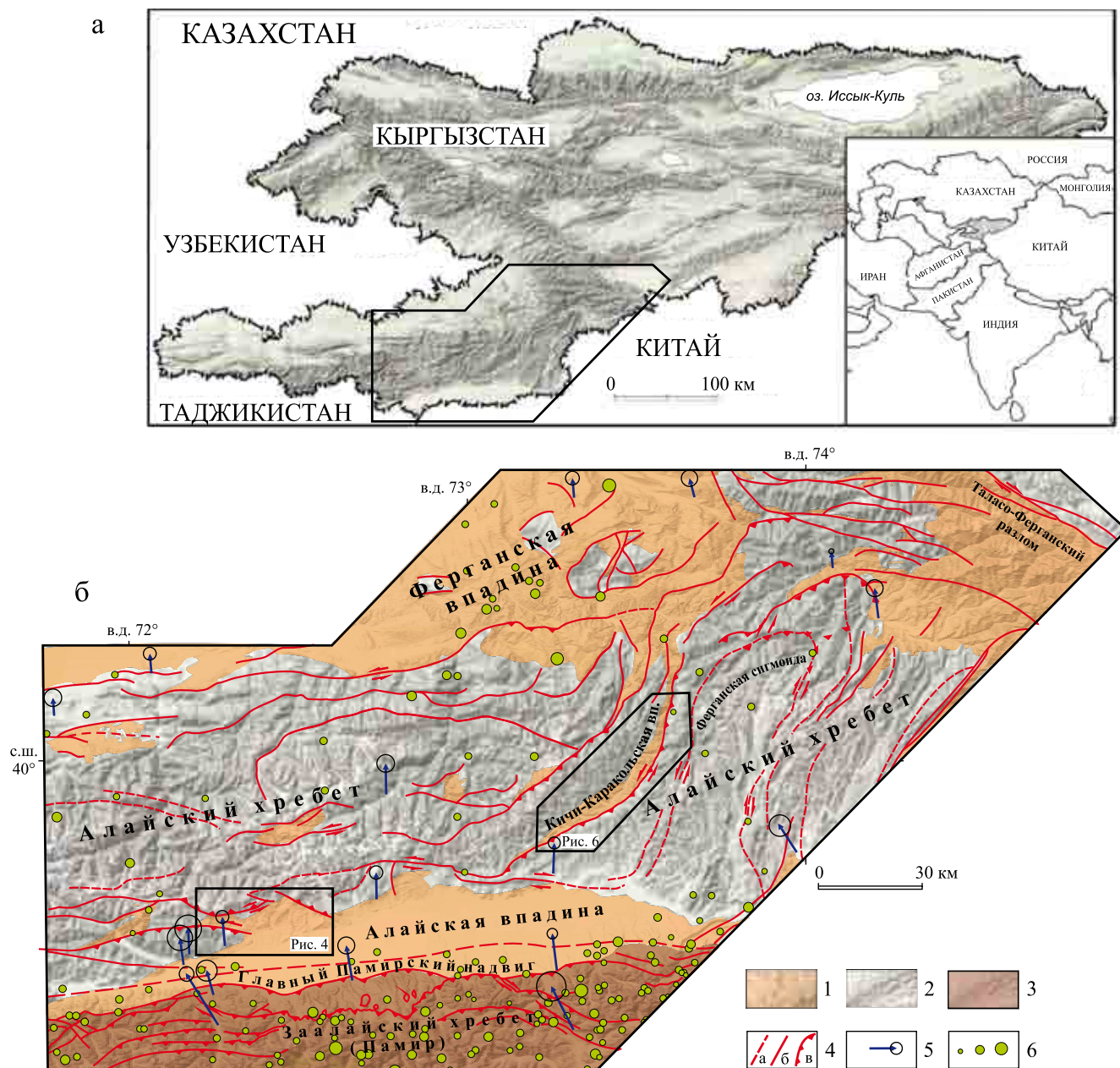


Рис. 1. Контуры района работ на схеме рельефа территории Кыргызстана (а) и положение участков детальных исследований на схеме новейшей тектоники Алайского хребта и его окружения (б) (составлена с использованием (Геологическая карта..., 1980).

1, 2 – тектоническая зона Южного Тянь-Шаня: 1 – внутригорные впадины (прогибы), заполненные мезозойскими и кайнозойскими отложениями; 2 – выходы палеозойского фундамента; 3 – тектоническая зона Северного Памира; 4 – активные в кайнозое разломы: а – предположительно активизированные, б – контролирующие положение и структуры синклинорных прогибов, в – активные надвиги; 5 – векторы современных смещений реперов относительно Казахской плиты (длина вектора равна 10 мм/год, эллипс точности определения 95%) (Зубович и др., 2004); 6 – эпицентры землетрясений последнего года (данные с сайта USGS <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>).

Fig. 1. The position of the study area: а – the contour of the study area on the relief scheme of Kyrgyzstan, б – the position of detailed research sites on the scheme of active faults of the Alai Ridge and surroundings (compiled from the (Геологическая карта..., 1980)).

1, 2 – the South Tian Shan tectonic zone: 1 – intramountain troughs (synclinals) filled with Mesozoic and Cenozoic sediments; 2 – the outcrops of the Paleozoic basement (anticlinals); 3 – the North Pamir tectonic zone; 4 – active Cenozoic faults: а – presumably activated, б – controlling position and structures of troughs, в – active thrusts; 5 – vectors of modern shifts in a Kazakh plate-fixed reference frame (the vector's length in legend is 10 mm/year, with 95% confidence circulars) (Zubovich et al., 2004); 6 – locations of earthquakes, last year (from the USGS <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>).

кальные механизмы землетрясений или морфо-структурные признаки современных надвиговых смещений.

Во многих моделях Памир выступает в качестве индентора, определяющего обстановку меридионального сжатия, горообразования и сокращения ширины тяньшанского сегмента палеозойского пояса начиная с миоцена или даже раньше (Molnar, Tapponnier, 1975; Yin et al., 1998; De Grave et al., 2007, 2011). Действительно, генеральная современная структура поверхности фундамента и ее геоморфологическое выражение согласуются с меридиональным положением оси горизонтального сжатия на этапе позднекайнозойской деформации. Однако гипотеза перманентного давления на Южный Тянь-Шань со стороны Памира и Тарима не объясняет ни разнонаправленности движений многочисленных блоков, ни разнообразия кинематических обстановок, определяемых методами структурного анализа (Rolland et al., 2013), ни очевидных различий структурных планов соприкасающихся территорий Памира и Гиссаро-Алая (обзор проблемы см. в (Леонов и др., 2017)). Изучение структуры чехла Алайской впадины и ее северного обрамления свидетельствует о незначительном влиянии современного северного смещения Памира на деформацию верхних моласс Алайской впадины и активность перекрытых молассами разломов фундамента (Coutand et al., 2002). Различие в современной тектонической активности Памира и Южного Тянь-Шаня наглядно проявляется при сравнении плотности эпицентров сейсмических событий и величин векторов смещений поверхностных реперов по данным GPS (см. рис. 16).

Таким образом, в указанном районе отчетливо проявляются различия тектонических режимов этапа складчатых деформаций отложений чехла и современного орогенного этапа, сопровождавшегося накоплением мощных моласс. Полученные нами данные об ориентировке структур и структурных несогласиях в осадочном чехле Алайской и Кичи-Каракольской впадин, о современной активности разломов фундамента и кинематике смещений по ним дополняют и корректируют выводы о фазах формирования новейшей структуры и параметрах поля напряжений на альпийском этапе развития, сделанные по материалам исследований, проведенных в пределах Алайской впадины и ее окружении в последние годы (Coutand et al., 2002; Sippl et al., 2014).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые структурно-геологические исследования проводились в пределах Алайской и Кичи-Каракольской (Южно-Гульчинской) впадин Юж-

ного Тянь-Шаня, а также в их окружении. В современном виде это – асимметричные прогибы поверхности палеозойского фундамента, заполненные осадочными породами мезозоя и кайнозоя.

Алайская впадина, находящаяся непосредственно на границе Индийской и Евразийской литосферных плит, выражена протяженной, вытянутой с запада на восток долиной, с абсолютными отметками выше 2700 м. С севера и юга долину ограничивают высокогорные области – Алайский хребет Тянь-Шаня и Заалайский хребет Памира. Изучение строения впадины как ключа к расшифровке структурного взаимоотношения Памира и Гиссаро-Алая ставилось целью многочисленных структурно-геологических и геофизических исследований и до сих пор остается актуальным (Леонов, 1961; Закономерности..., 1973; Belousov et al., 1980; Юдахин, 1983; Чедия, 1986; Садыбакасов, 1990; Burtman, Molnar, 1993; Coutand et al., 2002; Sippl et al., 2014; Буртман, 2012а, б; Рыбин и др., 2015; Käßner et al., 2016; Леонов и др., 2017; и мн. др.).

Впадина представляет собой глубокий асимметричный прогиб, выполненный мезозойскими и кайнозойскими отложениями общей мощностью до 3000 м. Наиболее полный разрез отложений мезозойско-кайнозойского чехла обнажается в западной части Алайской долины на южном склоне и в предгорьях Алайского хребта (на высотах 2900–3700 м), где эти отложения стратиграфически залегают на палеозойских породах складчатометаморфического фундамента (рис. 2). Все отложения чехла, за исключением несогласно лежащих нижнеплейстоценовых конгломератов и более поздних рыхлых четвертичных отложений, смяты в складки и гипсометрически приподняты на сотни метров от поверхности долины р. Кызыл-Су.

С юга в четвертичное время (Леонов, 1961; Belousov et al., 1980; Никонов и др., 1983; Burtman, Molnar, 1993) она была перекрыта пакетом тектонических пластин Северного Памира (Заалайский хребет), подошва которого по геофизическим данным полого погружается к югу (Belousov et al., 1980; Юдахин, 1983; Burtman, Molnar, 1993; Рыбин и др., 2015). В современной структуре Памир является аккреционной призмой, включающей в себя палеозойские и мезозойские фрагменты, многие из которых до недавнего времени были удалены друг от друга и от Южного Тянь-Шаня и совмещены в процессе движения Памира на север (Molnar, Tapponnier, 1975; Burtman, Molnar, 1993). Поэтому в контексте данной статьи интерес представляет только вопрос соотношения тектонической активности Северного Памира и Алая в плиоцене и на современном этапе.

В обширном поднятии Алайского хребта, разделяющем Алайскую и Ферганскую впадины, на поверхность выходят палеозойские породы с



Рис. 2. Слои меловых и палеогеновых отложений в районе пос. Дороот-Коргон, круто наклоненные к центру Алайской впадины, стратиграфически несогласно залегают на сланцах среднего карбона.

Fig. 2. Layers of Cretaceous and Paleogene sediments near village Doroot-Korgon lie on the Middle Carboniferous schists with angular unconformity and steeply tilted to the center of the Alai depression.

редкими прогибами, сложенными мезозойско-кайнозойскими осадочными породами. Прогибы представляют собой асимметричные приразломные складки или грабены, в которых слои осадочного чехла залегают конформно на деформированной поверхности палеозойского фундамента. Положение и ориентировка локальных прогибов, очевидно, контролировались активизированными разломами палеозойского фундамента (см. рис. 1б), поэтому общая альпийская разломно-складчатая структура определялась не только геодинамикой позднеальпийского этапа, но и герцинской структурой фундамента. На это обращали внимание многие исследователи тектоники Тянь-Шаня и непосредственно рассматриваемого района, например, (Леонов, 1961; Molnar, Tapponnier, 1975; Чедия, 1986; Садыбакасов, 1990; Burtman, Molnar, 1993; Bazhenov, Mikolaichuk, 2004). Характерная для Южного Тянь-Шаня субширотная ориентировка главных морфоструктур и герцинских разломов нарушается в районе восточной части Алайского хребта, где линейные структуры образуют сложный изгиб, названный Д.И. Мушкетовым Ферганской сигмоидой (горизонтальная складка – по В.С. Буртману, горизон-

тальная протрузия – по М.Г. Леонову), со сменой преобладающих простираний от северо-восточного на юге до северо-западного на севере. Ферганская сигмоида ограничена с северо-востока крупнейшим разломом Киргизского Тянь-Шаня – Таласо-Ферганским правосторонним сдвигом северо-западного простирания (Таласо-Ферганский разлом на рис. 1б), наиболее активным в пермское время (Rolland et al., 2013), но игравшим важную роль в геодинамике всей последующей эпохи. Простирания главных палеозойских структур в пределах рассматриваемого сегмента Южного Тянь-Шаня, оформившиеся в процессе раннепермской орогенции (Буртман, 1976; Биске, 1996), в целом контролируют положение и ориентировку локальных прогибов. Так, необычное для главного субширотного тренда северо-восточное простирание Кичи-Каракольского прогиба – наиболее крупного синклиналичного прогиба фундамента в пределах Алайского хребта – определяется его положением на западном фланге Ферганской сигмоиды.

Кичи-Каракольская асимметричная синклиналь представляет собой корневую часть существовавшей здесь более крупной впадины, на опреде-

ленных этапах седиментации соединявшей Алайскую и Ферганскую котловины. Ее крутой юго-восточный борт примыкает к протяженному Гульчинскому взбросо-сдвигу, по которому на отложения чехла надвинуты палеозойские сланцы и мраморизованные известняки. В северо-западном пологом крыле в единой моноклинали обнажается весь разрез мезозойских (начиная с нижнего мела) и кайнозойских отложений, стратиграфически залегающих на породах фундамента.

По литологическим признакам и по палеонтологическим определениям отложения Кичи-Каракольской и Алайской впадин хорошо коррелируются (Пояркова, 1969; Геология..., 1972; Чедия, 1986; Закономерности..., 1973; и др.). В данной работе использована обобщенная стратиграфическая схема, принятая для Геологической карты Киргизской ССР масштаба 1 : 500 000 (1980).

Породы фундамента в районе Алайского хребта представлены *палеозойскими метаморфизованными осадками и интрузиями*, в частности силурийскими терригенными отложениями, девонскими и каменноугольными мраморизованными известняками и флишем, а также разнообразными интрузивными породами позднекаменноугольного и пермского возраста (Геология..., 1972; Буртман, 1976; Геологическая карта..., 1980; Биске, 1996).

В северном обрамлении Алайской впадины в виде узкой полосы в основании разреза чехла обнажаются *нижне- и среднеюрские отложения*. Они включают в себя грубозернистые песчаники и кварцевые конгломераты, переслаивающиеся с аргиллитами, содержащими линзы гипса и угля. Во многих прогибах, включая Кичи-Каракольский, юрские отложения отсутствуют. Максимальная мощность юрской пачки, вероятно, не превышает 300 м.

На эродированной поверхности пестроцветной юрской толщи или непосредственно на палеозойских породах залегают красноцветные *нижнемеловые отложения* – грубозернистые косослоистые песчаники, дресвяные и галечные конгломераты, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Возраст отложений, содержащих редкие раковины остракод, по стратиграфическому положению и по аналогам в Таджикской депрессии считается альбским (Пояркова, 1969; Геология..., 1972). Их мощность достигает 700–800 м.

Хорошо палеонтологически охарактеризованы отложения *верхнего мела*, отдельные слои и пачки которых прослеживаются на многие километры. Они представлены преимущественно известковыми и глинистыми морскими отложениями с подчиненным количеством алевролитов, песчаников и эвапоритов, возраст которых надежно определяется по фауне разнообразных моллюсков (Пояркова, 1969). Отложения накапливались без существенных перерывов начиная с начала сеномана до позднего кампана.

Выше, стратиграфически согласно, залегает глинисто-алевролит-гипсовая пачка отложений, с редкими прослоями конгломератов, песчаников, известняков и доломитов, относимая по фауне моллюсков к *палеоцену, эоцену и низам олигоцена*. Эти мелководные, также в основном морские отложения, включающие в себя устричные ракушечники и песчаники со следами ряби и волнового перемешивания, почти повсеместно отделяются от верхнемеловых характерным гипсоносным горизонтом. Судя по мелководности фаций морских отложений верхнего мела и палеогена, описанных в опорной скважине 1П-Алай в центральной части впадины Л.С. Овсянниковым и Ф.С. Наконечным (Coutand et al., 2002), прогибание носило преимущественно компенсированный характер, а суммарная мощность морских отложений достигала 1 км.

Также субсогласно с подстилающими породами залегает пачка красноцветных терригенных континентальных отложений, представленных рыхлыми супесями и суглинками со слоями более плотных песчаников, конгломератов и алевролитов. С некоторой условностью эти образования (известные в данном районе как массагетский комплекс) относятся к *верхам олигоцена–низам миоцена* (Геология..., 1972; Закономерности..., 1973). Прослой гипсов, свидетельствующие о наличии озерных отложений, наблюдаются в верхах разрезов массагетского комплекса Алайской долины, для которых характерна красно-коричневая окраска. Суммарная мощность пачки составляет 300–600 м в разных разрезах.

Вышележащая терригенная пачка (бактрийская свита), аналоги которой более полно представлены и изучены в Ферганской впадине, по-видимому, формировалась на протяжении всего *плиоцена*, хотя неоднозначная возрастная привязка по фауне млекопитающих и остракод не исключает, что она содержит верхнемиоценовые или нижнеплейстоценовые слои (Геология..., 1972). В составе отложений основную роль играют алевролиты, песчаники и различные конгломераты; в окраске пород господствуют серые, палевые и светло-бурые тона. По данным интерпретации сейсмических профилей, мощность толщи максимальна в южной части Алайской впадины (1300 м) (Coutand et al., 2002). На представленных в указанной работе геолого-геофизических профилях плиоценовые конгломераты и песчаники бактрийской свиты залегают полого, с резким угловым несогласием на разновозрастных нижележащих отложениях. По нашим данным, представленным ниже, это утверждение спорно.

В Алайской долине все перечисленные отложения с резким угловым несогласием перекрываются серыми валунно-галечными конгломератами (сохская свита), условно относимыми к *нижнему плейстоцену* (Геология..., 1972), которые залегают полого с наклоном не более 5° к югу или вос-

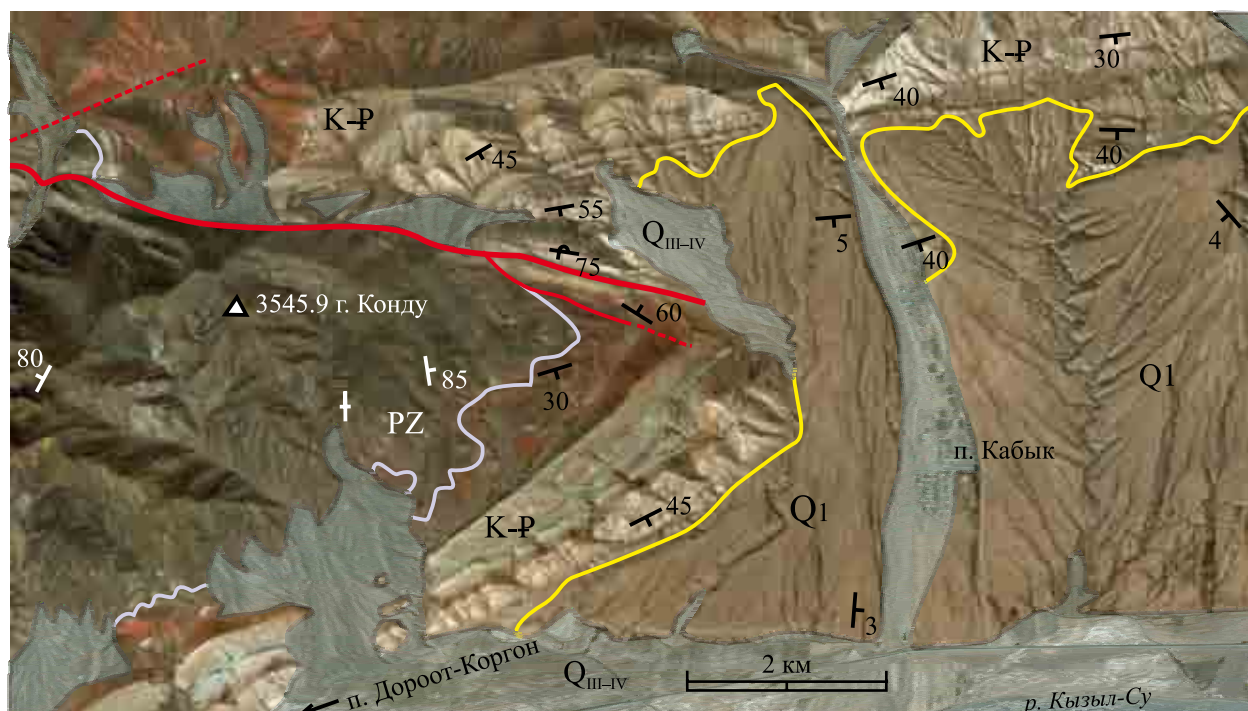


Рис. 3. Космический снимок (открытый ресурс SAS-Planet) района горы Конду, северо-запад Алайской долины.

Цветными линиями отмечены разломы (красные) и структурные несогласия: по подошве меловых и палеогеновых отложений (К–Р) в составе юрско-плиоценового платформенного яруса (сиреневая линия), по подошве раннеплейстоценового орогенного комплекса Q_1 (желтая линия); современные отложения Q_{III-IV} окрашены в серый цвет.

Fig. 3. A satellite image (open resource SAS-Planet) of the Condu horst, northwest of the Alai Valley.

Colored lines indicate faults (red) and structural unconformity: the foot of Cretaceous and Paleogene deposits (K–P) as part of the Jurassic–Pliocene structural complex (lilac line), the foot of the Early Pleistocene orogenic complex Q_1 (yellow line); Q_{III-IV} modern sediments (grey colour).

току (рис. 3). На региональных картах эти конгломераты относятся к широко распространенному в пределах Тянь-Шаня грубообломочному комплексу, сформировавшемуся в конце плиоцена–начале плейстоцена, чаще всего выделяемому как шарпылдакская свита. В современной редакции свита является нижнеплейстоценовой, так как по рекомендации Исполнительного комитета Международного союза геологических наук с 2009 г. отложения гелазия с возрастом 1.806–2.588 млн лет, ранее относимые к позднему плиоцену, сейчас включаются в квартал.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение структурных парагенезов и кинематических индикаторов деформаций проводилось в отложениях мезозойско-кайнозойского осадочного чехла и палеозойских комплексах в окружении впадин. При детальном структурно-геологическом картировании использовалась Геологическая карта Киргизской ССР масштаба 1 : 500 000 (1980), которая играла роль региональной основы. В процес-

се картирования ключевых участков изучались положение и ориентировка деформационных структур в мезозойско-кайнозойском чехле (простирающие и наклоны осевых поверхностей складок и разломов), для дальнейшего анализа данных по традиционным методикам (Расцветаев, 1987) в целях определения параметров напряженного состояния и обобщения результатов на всей площади проведения работ.

Литологическая контрастность и выдержанность слоев осадочного чехла, представленного континентальными и мелководными морскими отложениями (часто с обильными раковинами моллюсков и остракод), позволяли надежно проследить маркирующие горизонты и уверенно сопоставлять пачки в разрезах разобщенных участков. Особое внимание уделялось выделению структурных ярусов (несогласий), позволяющих датировать фазы деформаций и орогенической перестройки. Отмечались морфоструктурные признаки современной тектонической активности в зонах разломов – проявления обвалов, оползней, возникновение рвов и эскарпов.

В отложениях чехла и в породах фундамента на участках, прилегающих к активизированным разломам, фиксировались и анализировались данные по ориентировке зеркал скольжения и борозд – кинематические индикаторы смещений по разломам и оперяющим трещинам, позволяющие реконструировать обстановки палеонапряжений на отдельных участках исследованной территории. Результаты замеров обобщались в пределах ограниченных сегментов разломных зон протяженностью не более 300 м (одна площадка замеров) при количестве достоверных определений направлений смещений не менее 9. Для реконструкции напряженных обстановок использовалась компьютерная программа WINTENZOR, тектонофизические принципы и математическая основа которой наряду с методикой использования программы изложены в (Delvaux, Sperner, 2003; Delvaux, 2012). Программа позволяет определять пространственное положение областей сжатия и растяжения и другие параметры НДС для совокупности трещин с известным направлением смещений или их кинематическим типом. Положение осей главных нормальных напряжений в точках наблюдений уточнялось процедурой минимизации. В наглядной форме стресс-режимы представляются в виде диаграмм с указанием положения и условных величин горизонтальных проекций главных осей напряжений. Анализ и обобщение результатов на всей территории исследования проводились с привлечением ранее опубликованных данных по кинематике тектонических движений (Леонов, 1961; Coutand et al., 2002; Lu et al., 2015; Käßner et al., 2016; Бачманов и др., 2017), о напряженно-деформационном состоянии верхнекоровых комплексов (Attow-smith, Strecker 1999; Sippl et al., 2014) и проявлениях современных тектонических движений и сейсмической активности (Никонов и др., 1983; Attow-smith, Strecker 1999; Zubovich и др., 2004; Sippl et al., 2014).

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В АЛАЙСКОЙ ВПАДИНЕ

В западном секторе северного борта Алайской впадины к северо-востоку от пос. Дороот-Коргон на большой площади обнажаются дочетвертичные отложения осадочного чехла. Это наиболее удобный район для изучения деформаций альпийского этапа. Складчато-деформированные наклоненные в целом к ЮВ мезозойские и кайнозойские отложения, залегающие на склонах Алайского хребта, и их контакты с палеозойским фундаментом пересекаются поперек долинами рек Кызыл-Эшме и Кызыл-Ункур (левыми притоками Кызыл-Су) и сухими долинами (рис. 4). Хорошая обнаженность и присутствие в составе всех отложений устойчивых к выветриванию слоев прочных пород (песча-

ников, конгломератов, известняков и др.) позволили детально изучить деформации слоев, определить смещения по разломам и несогласные залегания пачек.

Все дочетвертичные отложения осадочного чехла впадины, начиная с юрских до плиоценовых включительно, деформированы конформно. Установленные по палеонтологическим данным перерывы и размыв на границе нижнесреднеюрских и нижнемеловых (альбских) отложений (Пояркова, 1969; Геология..., 1972) не проявились в виде заметных структурно-угловых несогласий. Отмечаемые во многих обнажениях юрской пачки дисгармоничные складки слоев алевролитов в глинистом и углистом матриксе, очевидно, связаны с внутрислойными деформациями, обусловленными высокой пластичностью глин.

Единственное несомненное структурное несогласие устанавливается в подошве сероцветной нижнеплейстоценовой пачки конгломератов и песчаников (иногда выделяемых под названием сохской свиты (Геология..., 1972)), полого лежащих на более ранних разновозрастных отложениях чехла. Западнее долины р. Кызыл-Ункур эта пачка с юга на север последовательно залегает на палеогеновых, меловых и юрских отложениях, перекрываясь на крутом склоне валунными рыхлыми отложениями более молодого пролювиального конуса (см. рис. 3, 4). Восточнее эти же отложения с резким несогласием лежат на плиоценовых песчаниках, слои которых падают на юг под углом 45°. Конгломераты практически не деформированы, наклон слоев даже на склоне Алайского хребта не превышает 8–10°. Таким образом, отложения чехольного комплекса (за исключением самых верхних) в основном были деформированы и частично денудированы в течение одной деформационной фазы на рубеже неогена и квартала. Точная фиксация времени проявления этой орогенной фазы затруднена в связи с недостоверностью определения возраста и сложностью разделения разновозрастных пачек грубообломочных отложений верхних частей разреза.

Ансамбль тектонических структур в осадочном чехле включает в себя складки и разломы, развитие которых связано с позднекайнозойской деформацией поверхности нижележащего фундамента. Полого погружающаяся к югу моноклираль северного борта впадины на рассмотренном участке осложнена рамповым прогибом СЗ простирания, ориентированным косо к оси впадины (см. рис. 4). Его ограничения с СВ и ЮЗ служат два разлома сдвига-взбросовой кинематики, с севера сохраняется первичный стратиграфический контакт отложений чехла с фундаментом, частично перекрытый надвигом палеозойских пород с южным направлением смещения. Внутри рампового прогиба обнажаются нижнеюрские, мело-

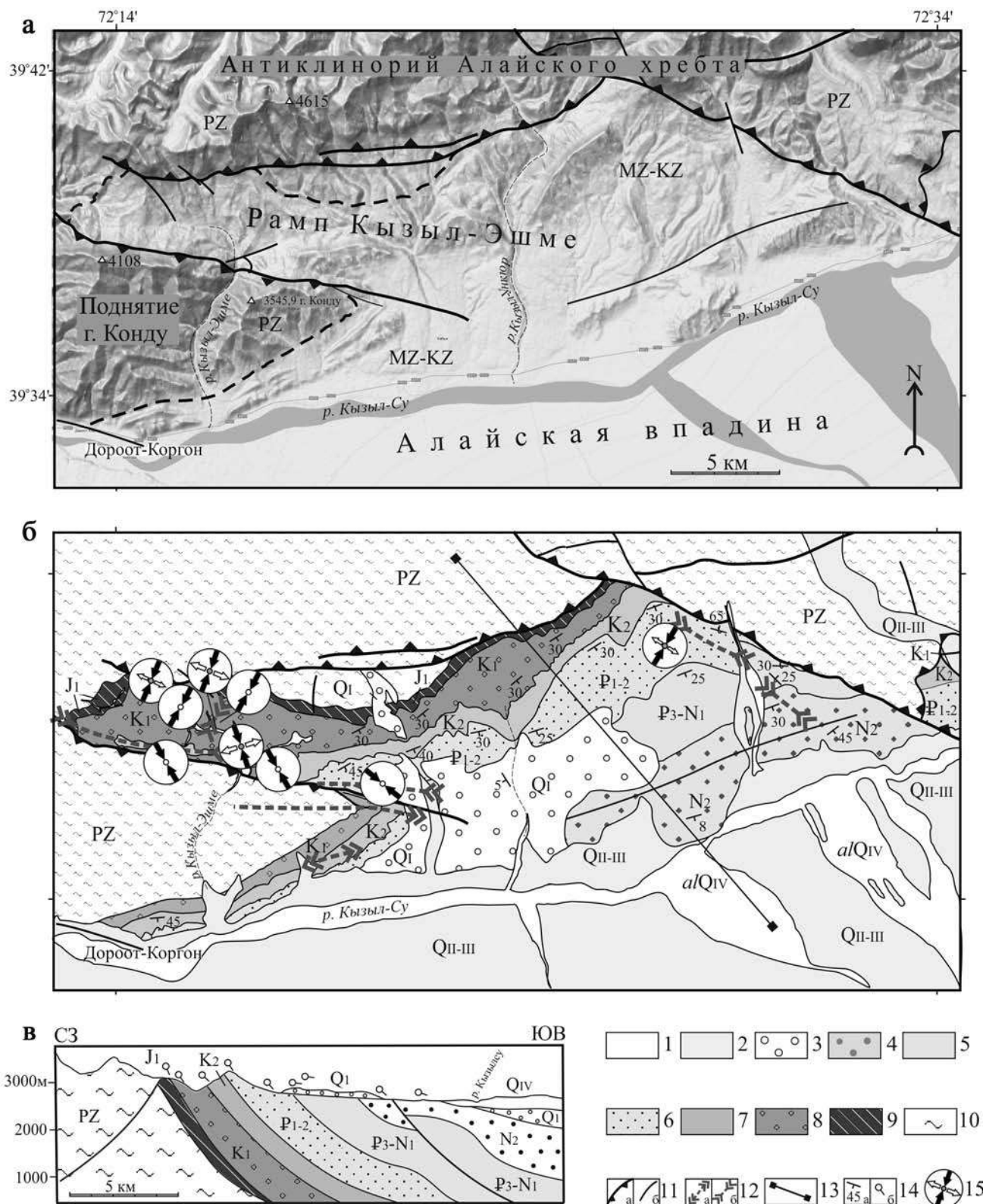


Рис. 4. Позднекайнозойские структуры и кинематические обстановки в районе рампа Кызыл-Эшме (северо-западный борт Алайской впадины): а – схема тектонического районирования и рельефа; б – структурно-геологическая схема с характеристиками кинематических обстановок в точках наблюдений; в – геологический разрез.

1–9 – дочетвертичные отложения осадочного чехла: 1 – голоценовые, 2 – средне-верхнеплейстоценовые, 3 – нижнеплейстоценовые, 4 – миоцен-плиоценовые, 5 – олигоцен-нижнемиоценовые, 6 – палеоцен-эоценовые, 7 – верхнемеловые,

8 – нижнемеловые, 9 – юрские; 10 – палеозойские метаморфические породы; 11 – главные надвиги (а) и прочие активные разломы (б); 12 – оси складок в осадочном чехле: а – антиклиналей, б – синклиналей; 13 – линия разреза; 14 – элементы залегания на карте (а) и разрезе (б); 15 – диаграммы кинематических обстановок, построенные с помощью программы WINTENZOR (стрелками показаны ориентировка и относительные значения горизонтальных составляющих осей палеонапряжений).

Fig. 4. Late Cenozoic structures and kinematic diagrams in the area of the Kyzyl-Eshme ramp (NW of the Alai depression): а – tectonic scheme and relief map; б – structural and geological scheme with the characteristics of the kinematic conditions at the observation points; в – geological crosssection.

1–9 – Mesozoic-Cenozoic sediment deposits: 1 – Holocene, 2 – Middle-Late Pleistocene, 3 – Early Pleistocene, 4 – Pliocene, 5 – Oligocene-Early Miocene, 6 – Paleocene-Eocene, 7 – Late Cretaceous, 8 – Lower Cretaceous, 9 – Jurassic; 10 – Paleozoic metamorphic rocks; 11 – main thrusts (а) and other active faults (б); 12 – axis of folds in the sedimentary cover: а – anticlines, б – synclines; 13 – crosssection line; 14 – attitudes of layers on the map (а) and crosssection (б); 15 – diagrams of kinematic settings calculated using the WINTENZOR program (arrows indicate the orientation and relative values of the horizontal projections of principal stresses).

вые, палеогеновые и неогеновые отложения, согласно наклоненные к югу и юго-востоку с преобладающими углами падения 25–35°. Складки, иногда сжатые, с опрокинутыми залеганиями слоев, в основном приурочены к зонам разломов. Все главные разломы СЗ, ССЗ и субширотного простираний представляют собой взбросы или крутые надвиги с налеганием комплексов палеозойского фундамента на отложения чехла. Для взброса, ограничивающего рамповый прогиб с ЮЗ в среднем течении р. Кызыл-Эшме, картируется видимое левостороннее смещение горизонтов меловых и палеогеновых отложений, залегающих с ЮВ падением. Однако тектонические борозды и морфология приразломных складок указывают на взброс с правосторонней сдвиговой составляющей смещения. Сдвиговые смещения несомненно уступают вертикальному (0.5–1.5 км на разных отрезках), которое определяется по предполагаемой на этом участке мощности юрских, меловых и палеогеновых отложений, последовательно (с запада на восток) контактирующих по разлому с палеозойскими сланцами выступа горы Конду. Антецедентная долина р. Кызыл-Эшме, пересекающая взброс и весь палеозойский выступ с севера на юг, является свидетельством более позднего формирования локального поднятия Конду и рампа Кызыл-Эшме по сравнению с главным водоразделом Алайского хребта на севере. Два других разлома, ограничивающих рампы с севера и северо-востока, также являются крутыми надвигами, плоскости которых наклонены под углами 45–60°. Видимое в плане правостороннее смещение слоев по разлому северо-восточного борта в основном связано с надвиганием палеозойских пород с северо-востока, что подтверждается кинематическими индикаторами (ориентировкой осей приразломных складок, тектоническими бороздами) и определенными параметрами напряженного состояния на этом участке.

Анализ ориентировок тектонических зеркал и борозд на трещинах в зонах динамического влияния главных разломов позволил провести статистически обоснованную реконструкцию кинемати-

ческих обстановок на семи площадках в комплексе пород осадочного чехла и на одной площадке в девонских доломитах (в зоне разлома северного склона горы Конду). На большинстве участков определяется обстановка сжатия или транспрессии, реже – сдвига. Оси максимальных напряжений сжатия везде расположены полого в северо-восточном или в северо-западном секторе. Ориентировка главных осей напряжений на северной границе рампы в целом соответствует левосторонней транспрессии, на юго-западной – правосторонней.

Новейшие движения, в частности современное надвигание с юга Памира, существенно не изменили сформировавшиеся ранее структуры. В слоях нижнеплейстоценовых конгломератов и песчаников в северном борту впадины почти нигде не наблюдается следов современной (в частности, сейсмической) активности. Изредка слои разбиты зонами поперечного кливажа, и иногда отмечены не протяженные разрывные нарушения со смещениями слоев до 20 см. Выраженные в рельефе сейсморазломы в южных предгорьях Алайского хребта редки. Врезы долин рек и водотоков, текущих к югу, в предгорьях незначительны, что указывает на постоянство базиса эрозии.

Совершенно иной характер современной тектоники в южном борту Алайской впадины. Главный Памирский надвиг (Заалайский разлом), самый северный в системе покровно-надвиговых структур северного склона Заалайского хребта Памира, отделяет выровненную часть Алайской долины от холмистых предгорий Памира. На всем протяжении этой хорошо выраженной в рельефе субширотной структуры неогеновые (или меловые на других участках) образования надвинуты на современные отложения плейстоцена–голоцена и перекрываются, в свою очередь, аллохтонными пластинами с юга. Слои рыхлых песчано-галечных плейстоценовых отложений также смещены по фронтальным надвигам до 8–10 м к северу и часто антиклинально изогнуты в висячем крыле. Вертикальный подъем по надвигам отчетливо проявляется в современном рельефе предгорий Заалайского хреб-



Рис. 5. Террасы современных рыхлых отложений и глубоко врезанная долина р. Комансу в северных предгорьях Заалайского хребта Памира.

Fig. 5. Terraces complicated by modern loose deposits and a deep incised Comansu river valley at the northern foothills of the Zaalaysky ridge (Pamirs).

та: здесь долины ручьев и речек глубоко врезаны, имеют V-образную форму и многочисленные террасы (рис. 5).

Фронтальный надвиг в поперечном разрезе образует веер из 2 или 3 сместителей, отчетливо проявленных в виде систем уступов поверхности позднеплейстоценовых аллювиальных шлейфов. Высота уступов составляет 3–8 м, а суммарное превышение по ним достигает 12 м. Уступы являются интегральным результатом землетрясений и деформаций крипового смещения по разломам.

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КИЧИ-КАРАКОЛЬСКОМ ПРОГИБЕ

Кичи-Каракольская односторонняя грабен-синклиналь (межгорная впадина), расположена в восточной части Алайского хребта в западном крыле Ферганской (Восточно-Алайской) сигмоиды и протягивается с ЮЗ на СВ на 50 км (см. рис. 16). Впадина является корневой частью осадочного бассейна, соединявшего в виде пролива крупные бассейны Ферганы и Алая, которые в позднем мелу и палеогене были морскими котловинами (Пояркова, 1969; Геология..., 1972). На основе прослеживания главных маркирующих горизонтов и геологических границ внутри осадочного комплекса (с сохранением общепринятых стратиграфических подразде-

ний (Геологическая карта..., 1980)), определялась морфология складок и разломов. Структурные исследования включали в себя изучение деформационных структур и обстановок напряженного состояния в мезозойско-кайнозойском осадочном чехле и на контактах с палеозойскими комплексами.

Современная структура прогиба определяется активным Гульчинским разломом, протянувшимся вдоль ЮВ борта, по которому палеозойские мраморизованные известняки и метаморфические сланцы тектонически контактируют с разновозрастными отложениями чехла (рис. 6). Прогиб представляет собой асимметричную приразломную синклиналь, выклинивающуюся на окончаниях. Гульчинский разлом – это надвиг с углами падения сместителя 45–65° к ЮВ, в некоторых сегментах которого по тектоническим бороздам нами были установлены левосторонние сдвиговые смещения. Современная активность разлома проявляется на многих участках в виде свежих сейсмодислокаций – новообразованных тектонических уступов, рвов, обвалов. На юге прогиба разлом в рельефе выражен современным тектоническим уступом, а геологически – зоной тектонической брекчии глыбовой размерности до 7–10 м с фрагментами мраморов палеозоя, перематыми линзами осадочных пород из низов разреза чехла – красноцветов нижнего мела. На границах глыб мраморов – многочислен-

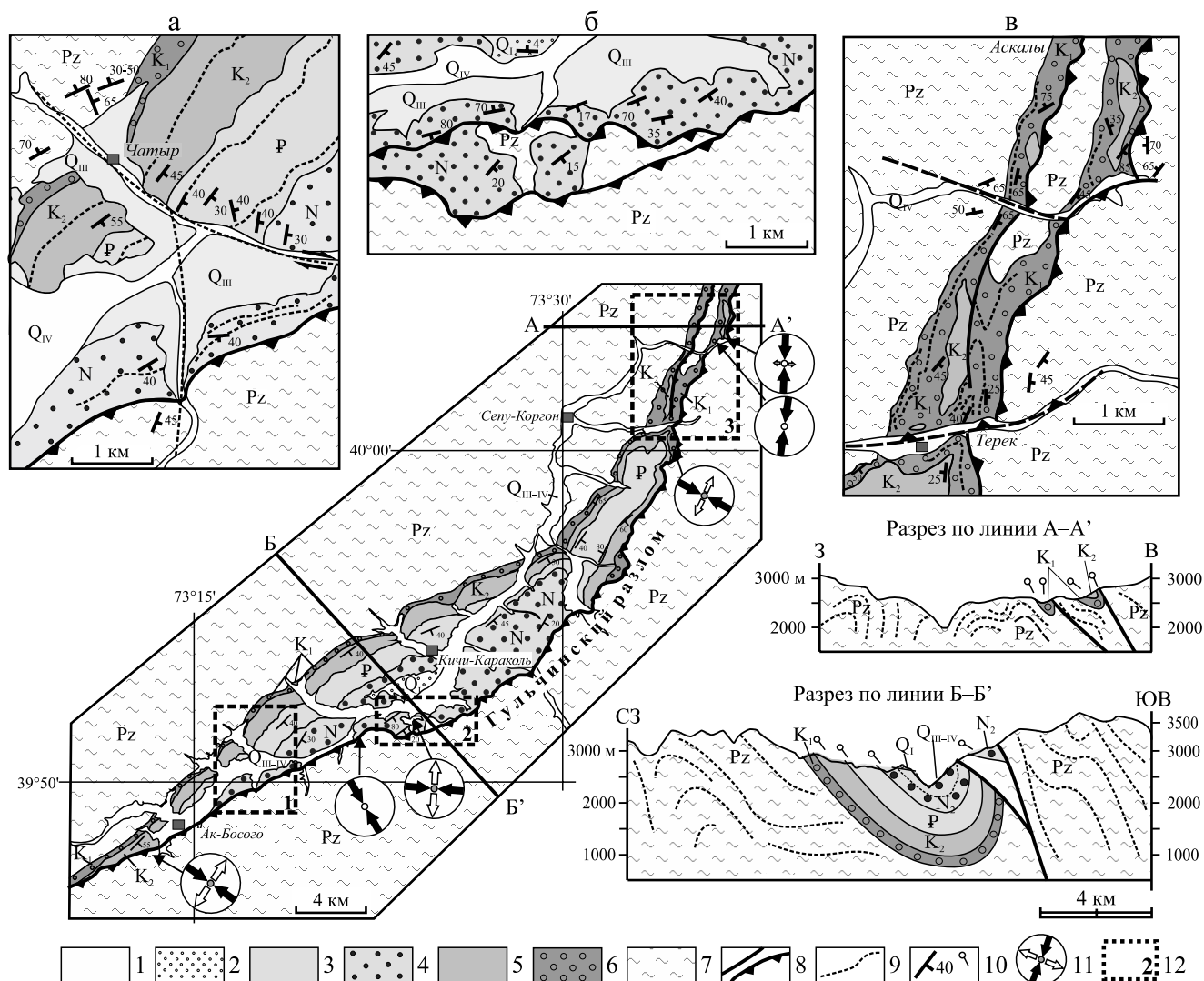


Рис. 6. Схема позднекайнозойских структур и кинематических обстановок в районе Кичи-Каракольского (Южно-Гульчинского) прогиба.

1–6 – мезозой-кайнозойские отложения: 1 – голоцен-верхнеплейстоценовые аллювиальные, 2 – нижнеплейстоценовые, 3 – неогеновые, 4 – палеогеновые, 5 – верхнемеловые, 6 – нижнемеловые; 7 – палеозойские метаморфические породы; 8 – разломы; 9 – маркирующие горизонты; 10 – элементы залегания; 11 – диаграммы кинематических обстановок; 12 – контуры и номера участков детализации.

Fig. 6. Scheme of the Late Cenozoic structures and kinematic conditions in the region of the Kichi-Karakol (South Gulcha) syncline.

1–6 – Mesozoic-Cenozoic deposits: 1 – Holocene alluvial, 2 – Pleistocene, 3 – Neogene, 4 – Paleogene, 5 – Upper Cretaceous, 6 – Lower Cretaceous; 7 – Paleozoic metamorphic rocks; 8 – faults; 9 – key horizons; 10 – attitudes of layers; 11 – diagrams of kinematic settings; 12 – detail areas.

ные зеркала и примазки черных углеродистых рыхлых милонитов. В центральной части впадины разлом имеет оперяющие сместители, по которым вертикально смещены блоки нижнекаменноугольных алевролитов и сланцев с полого залегающими на них плиоценовыми конгломератами и песчаниками (см. рис. 6б). Слои тех же конгломератов к северо-западу, уже внутри впадины, смяты в вертикальные сжатые складки, вытянутые параллельно надвику.

По плоскостям разломов развиты светлые мучнистые милониты с серицитом.

В северо-западном борту прогиба отложения чехла залегают на коре выветривания различных палеозойских пород в виде единой моноклинали (азимут падения 120–135°, угол 40–65°), выходящей к центру, а около разлома залегают субвертикально или запрокинуты (см. рис. 6в). Мощность осадочного чехла достигает максиму-

ма в центральном сегменте прогиба, составляя более 2 км. В основании разреза повсеместно залегает красноцветная пачка терригенных отложений нижнего мела, которая согласно наращивается мелководными морскими отложениями верхнего мела и палеогена и континентальными песчано-глинистыми отложениями олигоцена–миоцена. Плиоценовые песчаники и галечные конгломераты (слои которых также наклонены к юго-востоку до 40–45°) присутствуют только в центральной части прогиба и денудированы на его СВ и ЮЗ окончаниях. В центральном сегменте крутого ЮВ борта прогиба обнаруживаются трансгрессивные залегания грубообломочной плиоценовой толщи на каменноугольных известняках (см рис. 6б). Однако заметных структурных несогласий в подошве или внутри неогеновой толщи не обнаруживается. В центре прогиба, южнее пос. Кичи-Каракол, на палеогеновых и неогеновых отложениях полого залегают валунно-галечные конгломераты, на разных геологических картах относимые к нижнему или среднему плейстоцену. Угловое несогласие в их подошве фиксирует время складчатых деформаций чехла как позднеплиоценовое или раннеплейстоценовое.

Оси складок чехла имеют преимущественно СВ ориентировку и меняют простирание в соответствии с простиранием выгнутого по дуге главного разлома. Рассчитанные ориентировки главных осей напряжений хорошо коррелируют с простиранием осей складок и предполагаемыми смещениями по Гульчинскому и второстепенным активным разломам. В южной и центральной частях прогиба оси максимального сжатия ориентированы круто к простиранию главного надвига, а стрессовые режимы отвечают обстановкам левостороннего сдвига или поперечного к разлому сжатия. Определения параметров напряженного состояния в северной части прогиба, где меловые отложения корневой части разреза интенсивно деформированы и разбиты многочисленными разломами, дали противоречивые результаты. На двух из трех площадок в обнажениях нижнемеловых песчаников на основании замеров борозд смещений по трещинам были определены обстановки горизонтального сжатия с практически меридиональной ориентировкой оси максимального сжатия. Судя по геологическим данным, в этой части прогиба можно было бы ожидать широтную – поперек осевым плоскостям складок и надвигов – ориентировку осей максимального сжатия, которая была определена лишь в одной точке из трех. Анализ структурного положения точек замеров показал, что они расположены в области динамического влияния не только меридиональных крутопадающих разломов (сдвигов, надвигов), но и поперечных к ним, вероятно, более поздних структур также надвиговой кинематики с незначительной амплитудой (20–40 м) смещения

слоев (см. рис. 6в). Подобный разброс рассчитанных параметров НДС в разных районах Алайского хребта отмечен также в (Sippl et al., 2014). Причины подобных расхождений и их интерпретация обсуждаются ниже.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Проведенные полевые исследования и их анализ с учетом опубликованных данных по геологии области сочленения Гиссаро-Алая и Памира позволяют сделать некоторые выводы о тектоническом развитии данного района в кайнозойе и обсудить их в свете более общих проблем.

1. Отложения чехольных комплексов платформенного этапа развития герцинской складчатой области Южного Тянь-Шаня на территории, прилегающей к северному фронту Памира, включающие в себя мезозойские и кайнозойские породы, были складчато деформированы на рубеже неогена и квартера. Предшествующие складчатые деформации выровненной поверхности эпигерцинского фундамента отразились в вариациях мощностей и фаций отложений и незначительных изменениях контуров бассейнов и областей денудации. Несмотря на то что суммарная амплитуда относительных вертикальных движений в прогибах и поднятиях кровли фундамента к концу неогена могла достигать нескольких километров, эти складки были пологи, и во всей толще осадочного чехла даже в бортовых частях впадин не отмечены значимые угловые несогласия. На границе неогена и квартера условия изменились кардинально.

Позднеплиоценовая–раннеплейстоценовая стадия деформации и денудации отложений чехла и палеозойского фундамента Тянь-Шаня сопровождалась формированием высокогорного рельефа при увеличении общей площади поднятий, накоплением грубообломочных моласс, несогласно отлагающихся на разновозрастных дочетвертичных отложениях в Ферганской и Алайской межгорных депрессиях и в некоторых локальных прогибах (см. рис. 4б). Время орогенеза и деформаций пока определено недостаточно точно, так как плохо датированными остаются грубообломочные отложения, залегающие выше и ниже главного структурного несогласия. Граница между бактрийской (плиоценовой?) и вышележащей сохской (нижнеплейстоценовой?) свитами не всегда может быть определена по литологическим признакам и очевидна лишь при явных различиях в залегании. Неоднозначно отложения этих свит различаются на сейсмических разрезах. Согласно геологической интерпретации данных сейсмопрофилирования (Coutand et al., 2002), главное структурное несогласие приурочено к подошве бактрийского комплекса, залегающего полого на смятых и смещенных по разломам отложениях мела, палеогена и нижнего мио-

цена. Доводом в пользу выделения миоценовой деформационной фазы являются также данные трекового анализа апатита (ATF) и соотношения (U–Th–Sm)/He в цирконе (ZHe) из пород чехла и фундамента, определяющие время и скорость эксгумации комплексов. На всей территории Тянь-Шаня наиболее широко эксгумация проявилась в последние 8–11 млн лет, этот рубеж фиксируется и в Южном Тянь-Шане (Sobel, Dumitru, 1997; Dumitru et al., 2001; Sobel et al., 2006a; De Grave et al., 2007; Glorie et al., 2011; Käßner et al., 2016; Bande et al., 2017). Несмотря на то что имеются несомненные признаки активизации орогенных процессов в последние 4–2 млн лет (Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; Bullen et al., 2003; Sobel et al., 2006a; Трифонов и др., 2008; Буртман, 2012б), многие исследователи полагают, что именно 10 млн лет назад, т. е. во второй половине миоцена, на Тянь-Шане начался период интенсивного орогенеза, который продолжается поныне (Coutand et al., 2002; Macaulay et al., 2014; Lu et al., 2015; Sippl et al., 2014). На вопросе о взаимосвязи современных и предшествующих тектонических фаз мы еще остановимся, однако хотелось бы здесь заметить, и это правомерно отмечается в (Буртман, 2012а, стр. 29), что “...зависимость между эксгумацией фундамента и перемещениями по разломам не имеет обоснования. Более вероятно, что ... перемещения по надвигам начинаются лишь на последней стадии процесса”.

В конце миоцена на всей территории Тянь-Шаня активизировались орогенные процессы и накапливались толщи грубообломочных отложений, что обычно трактуется как проявление деформаций в обстановке сжатия. Однако вопреки этой точке зрения размеры бассейнов в неогене не только не сокращались, а как правило, увеличивались по площади, что фиксируется трансгрессивным типом седиментации в Кичи-Каракольском прогибе и характерно для Тянь-Шаня в целом (Геология..., 1972, Чедия, 1986; Бачманов и др., 2009). Согласно залегание плиоценовых и олигоцен–миоценовых отложений в Алайской и Кичи-Каракольской впадинах и наклон слоев плиоцена от 25–45° до вертикального и запрокинутого вблизи разломов позволяет объединять указанные отложения чехла в единый структурный ярус, деформированный на рубеже плиоцена и плейстоцена. Миоценовая фаза орогенеза, предшествующая накоплению плейстоценовых моласс, могла быть обусловлена деформациями в обстановке сдвига или транстенсии.

2. Приуроченная к рубежу плиоцена и плейстоцена фаза деформаций является важнейшим рубежом в тектонической эволюции Тянь-Шаня (Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; Трифонов и др., 2008; Буртман, 2012а, б; Леонов и др., 2016). В это время кардинально меняются контуры осадочных бассейнов и уменьшается их площадь. Толщи моласс пролювиально-аллювиально-флювиогляциального

генезиса (выделяемые как шарпылдакская, норузская, сохская свиты и др.), по-видимому, незначительно различающиеся по возрасту, накапливались в локальных прогибах с угловым несогласием с подстилающими отложениями чехла впадин. Деформации этой фазы наиболее интенсивно проявились на границах внутригорных прогибов и антиформных поднятий, причем возникшие в обстановке сжатия или транспрессии структуры, во многих районах продолжали унаследованно развиваться и на современном этапе (Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; Thompson et al., 2002; Морозов и др., 2014; и мн. др.). Однако активность плиоцен-плейстоценовых структур в новейшее время отмечается не повсеместно. Так, в северном борту Алайской долины нижнеплейстоценовые конгломераты практически не деформированы, а в пределах Алайского хребта современная активность устанавливается лишь для некоторых разломов, развивавшихся в начале плейстоцена (рис. 7). О различии деформационных условий на плиоцен-плейстоценовом и плейстоцен-голоценовом этапах свидетельствуют также данные о кинематике тектонических движений, вычисленные параметры НДС и структурно-морфологические наблюдения.

3. Установленные нами на разных участках обстановки напряженно-деформационного состояния (НДС) в своем большинстве согласуются с ранее опубликованными данными по территории Южного Тянь-Шаня (Sippl et al., 2014) и ориентировкой структур макроуровня. На рис. 7 бордовыми стрелками обозначены предполагаемые направления (величины условные) относительных горизонтальных перемещений верхнекоровых объемов на плиоцен-плейстоценовом этапе, которые согласуются с ориентировкой структур макроуровня, кинематикой деформаций и НДС на разных участках территории. Подобное разнонаправленное перемещение (в региональном масштабе – тектоническое течение) объемов пород Алая определялось такими факторами, как: (а) геодинамика литосферных блоков в районе Памирского синтаксиса (Буртман, 2012а, б; Леонов и др., 2017); (б) сложившаяся на герцинском этапе структура коры и литосферы рассмотренного сегмента Южного Тянь-Шаня.

Вновь, после предшествующей активности в конце перми и начале триаса (Rolland et al., 2013), роль важного раздела корового уровня в конце миоцена – начале плейстоцена стал играть Талассо-Ферганский разлом (Буртман, 2012а; Bande et al., 2017), предопределивший разную ориентировку векторов перемещений коровых объемов в районе Ферганской флексуры и активизацию сдвигов и надвигов по ее периферии (см. рис. 7). Левосдвиговая компонента смещений определяется для Гульчинского разлома, имеющего простирание ССВ–ЮЮЗ, и для широтных сдвиго-надвигов северного борта Алайской впадины, что предполагает раз-

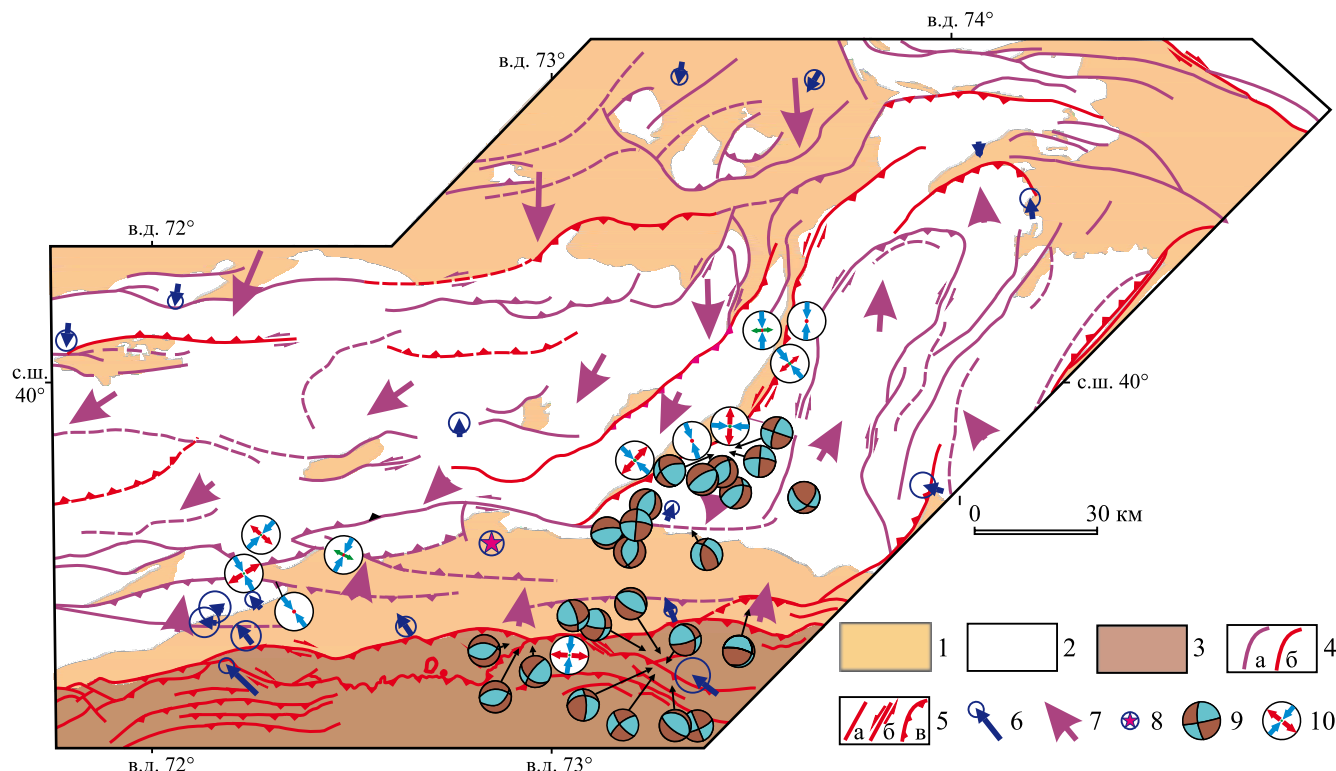


Рис. 7. Обстановки напряженного состояния и направления предполагаемых относительных горизонтальных смещений позднекайнозойского этапа в Восточном Алае.

1–2 – Южный Тянь-Шань: 1 – кайнозойские впадины, 2 – палеозойский фундамент; 3 – Памир; 4 – активные разломы: а – позднелигоценные, структурно связанные с деформациями мезозойских и кайнозойских отложений; б – современные по (Бачманов и др., 2017), с добавлениями авторов; 5 – кинематические характеристики разломов: сбросы и взбросы (а), сдвиги (б) и надвиги (в); 6 – векторы скоростей смещений пунктов GPS наблюдений, пересчитанные относительно условного полюса в Алайской долине; 7 – предполагаемые векторы (величина условная) движений верхнекоровых объемов к раннему плейстоцену; 8 – условно неподвижный полюс раннеплейстоценовых и современных движений; 9 – стресс-диаграммы смещений (коричневый квадрант – сжатие, голубой – растяжение), по (Sippl et al., 2014); 10 – диаграммы кинематических обстановок, новые данные.

Fig. 7. The stress conditions and vectors of the supposed horizontal displacement at the Late Cenozoic stage relative of the Alai depression.

1–2 – the South Tian Shan: 1 – Cenozoic depressions, 2 – Paleozoic basement; 3 – Pamir; 4 – active faults: Late Pliocene age, structurally related to deformations of the Mesozoic and Cenozoic deposits (a) and modern according (Bachmanov et al., 2017 with authors additions) (b); 5 – kinematics of faults: normal faults (a), strike-slip faults (b) and thrusts (v); 6 – GPS velocity vectors, calculated to the pole in the Alai valley; 7 – prospective vectors of relative displacements of the upper crustal volumes before Early Pleistocene; 8 – motionless pole of the Early Pleistocene and modern movements; 9 – stress diagrams (brown quadrant – compression, blue quadrant – tension) according to (Sippl et al., 2014); 10 – diagrams of kinematic settings, new data.

ворот траекторий относительных движений от южных к юго-западным на крайнем западе рассматриваемой области.

Опубликованные ранее определения параметров НДС для фронтальных надвигов Северного Памира (Sippl et al., 2014), довольно разнородны и разделяются авторами (так же, как и полученные нами на севере Кичи-Каракольской впадины) на “ранние” и “поздние”. Разнонаправленные подвижки по одним и тем же разломам, смещающим с разной амплитудой плиоценовые и плейстоценовые отложения в северном фронте Памира, могут относиться к раннеплейстоценовой или современной

ной фазе, поэтому расчетные реконструкции НДС характеризуют два разных этапа. Ориентировка главных осей напряжений, определенная для поздних смещений, довольно выдержана и соответствует кинематике СЗ современного смещения северного фронта Памира. Ориентировки главных осей напряжений предшествующей фазы более вариативны и в целом указывают на СВ смещение по тем же надвигам (см. рис. 7). Определенные на территории Южного Тянь-Шаня параметры НДС, как новые, так и ранее опубликованные, в своем большинстве согласуются с кинематическими индикаторами и геометрией структур макроуровня. Зафикси-

ровать направления более молодых смещений удастся в единичных случаях (в основном там, где они отличаются от более ранних), например на севере Кичи-Каракольского прогиба. Современная тектоническая (сейсмическая) активность в Восточном Алае проявилась преимущественно вдоль крупных разломов типа Гульчинского, Южно-Ферганского или системы разломов долины р. Нура в ЮВ крыле Ферганской сигмоиды. В Алайской и Кичи-Каракольской впадинах остаются практически недеформированными плейстоценовые грубообломочные отложения. Однонаправленное сближение пунктов GPS-наблюдений по меридиану (пересчитанное относительно центра Алайской долины) также оказывается очень незначительным — 1–3 мм/год, что сопоставимо с точностью определений, тогда как Заалайский хребет Памира сближается с Алайским со скоростью 7–9 мм/год, причем смещения рассредоточены в пакете надвигов (см. рис. 7).

Таким образом, результаты структурно-геологического и морфоструктурного изучения района, вкупе с данными геодезического GPS-мониторинга и сейсмического районирования, дают основание заключить, что складчато-разломная структура поверхности палеозойского фундамента и вышележащих мезозойско-кайнозойских отложений в рассмотренном сегменте Южного Тянь-Шаня в основном сформировалась в течение непродолжительного временного интервала на рубеже неогена и квартера. Современное надвигание Памира на Алайскую впадину, масштабно выразившееся в рельефе и структуре Заалайского хребта, не сопровождалось существенными деформациями и структурной перестройкой верхнекоровых комплексов Алая.

Геофизические данные, включая полученные недавно (Рыбин и др., 2015), дают основание утверждать, что наблюдаемое современное смещение Северного Памира связано с надвиганием обширного маломощного верхнекорового аллохтона на Алайскую впадину. На сейсмических и геоэлектрических профилях присутствуют и более глубокие тектонические разломы, обеспечивающие возможность относительного проскальзывания слоев при незначительной их деформации. В некоторых моделях сближение Индийской и Евразийской плит в основном компенсируется их встречной субдукцией в сложно организованной области тройного сочленения литосферных блоков Индии, Тарима и Гиссаро-Алая (Буртман, 2012а; Леонов и др., 2017). При этом наличие реликтовых неоднородностей литосферы Южного Тянь-Шаня, например таких, как палеозойские “жесткие” блоки Алайского и Афгано-Таджикского микроконтинентов (Биске, 1996), несомненно, оставалось важным фактором локализации деформаций на альпийском этапе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе полученных новых данных и анализа литературных материалов определены главные фазы и особенности проявления кайнозойских деформаций в пределах сегмента Тянь-Шаня, непосредственно примыкающего к северному фронту Памира. Показано, что активизация разломов и складчатые деформации фундамента и платформенных комплексов в этой части эпигерцинской платформы Тянь-Шаня происходили на рубеже плиоцена и плейстоцена в условиях транспрессии и сжатия (в СЗ и СВ румбах) при разнонаправленных относительных перемещениях коровых блоков. В дальнейшем, на протяжении большей части квартера и до настоящего времени, кора Алая представляла собой относительно стабильный блок, не испытывавший существенной деформации при надвигании с юга верхнекоровых комплексов пород Северного Памира. Результаты исследования требуют осмысления в свете более общих проблем строения и геодинамики конвергентной границы Индийской и Евразийской плит, с учетом геофизических данных о тектонической расслоенности и латеральной неоднородности литосферных блоков.

Благодарности

Авторы благодарны сотрудникам Научной станции РАН в г. Бишкеке А.К. Рыбину, В.Е. Матюкову, С.И. Кузикову и другим коллегам за рекомендации при обсуждении задач и объектов исследования, за предоставление необходимых геолого-геофизических материалов и всестороннюю помощь в организации полевых работ в Алайской долине. Выражаем признательность М.Г. Леонову за консультации и конструктивные замечания при подготовке и оформлении статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженов М.Л., Миколайчук А.В. (2004) Формирование структуры Центральной Азии к северу от Тибета в кайнозое: синтез палеомагнитных и геологических данных. *Геотектоника*, (5), 68–84.
- Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. (2017) База данных активных разломов Евразии. *Геодинамика и тектонофизика*, 8(4), 711–736. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0314. <http://neotec.ginras.ru/database>
- Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Додонов А.Е., Зарщиков А.А., Вишняков Ф.А. (2009) Неотектоническое развитие Центрального Тянь-Шаня по данным о строении новейших впадин. *Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы*. Мат-лы IV Междунар. симп. Бишкек: НС РАН, 12–19.
- Биске Ю.С. (1996) Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд. С.-Петербургского ун-та, 189 с.
- Буртман В.С. (1976) Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 164 с.
- Буртман В.С. (2012а) Геодинамика Тибета, Тарима и

- Тянь-Шаня в позднем кайнозое. *Геотектоника*, (3), 18-46.
- Буртман В.С. (20126) Тянь-Шань и Высокая Азия: геодинамика в кайнозое. М.: Геос, 187 с.
- Геологическая карта Киргизской ССР. Масштаб 1 : 500 000. (1980) Ред. С.А. Игембердиев. Л.: Мингео СССР.
- Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. (1972) Геологическое описание. Кн. 1. Колл. авт. М.: Недра, 280 с.
- Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. (1973) Ред. О.К. Чедия. Фрунзе: Илим, 128 с.
- Зубович А.В., Бейсенбаев Р.Т., Сяочан В., Юнфен Д., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Нусипов Е.Н., Щелочков Г.Г., Щерба Ю.Г. (2004) Современная кинематика Тарим–Тянь-Шань–Алтайского региона Центральной Азии (по данным GPS измерений). *Физика Земли*, (9), 31-40.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К. (2016) Постмагматическая тектоника гранитов фундамента Северного Тянь-Шаня. *Литосфера*, (6), 5-32.
- Леонов М.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Матюков В.Е., Щелочков Г.Г. (2017) Тектоническое строение и эволюция Гисаро-Алая и Памира. *Геотектоника*, (6), 37-57.
- Леонов Н.Н. (1961) Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М.: Изд-во АН СССР. 164 с.
- Лукина Н.В. (1973) О деформированности поверхности палеозойского фундамента восточного Каратегина и западного Алая. *Геотектоника*, (2), 68-71.
- Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. (2014) Пуллапартный механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства. *Геотектоника*, (1), 29-61.
- Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А. (1983) Сейсмическая и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 240 с.
- Пояркова З.Н. (1969) Стратиграфия меловых отложений Южной Киргизии. Фрунзе: Илим, 208 с.
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. (2017) Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Киргизский хребет. *Геотектоника*, (3), 31-50. doi: org/10.7868/S0016853X17030092
- Расцветаев Л.М. (1987) Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. *Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов*. (2). М.: ГИН АН СССР, 173-235.
- Рыбин А.К., Матюков В.Е., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. (2015) Глубинная геоэлектрическая структура и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. *Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов*. Мат-лы VI Междунар. симп. Бишкек: НС РАН, 208-217.
- Садыбакасов И. (1990) Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 176 с.
- Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. (2008) Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане. *Геология и геофизика*, **49**(2), 128-145.
- Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г., Фортуна А.Б., Чедия О.К., Язовский В.М. (1976) Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л.: Наука, 128 с.
- Чедия О.К. (1986) Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 315 с.
- Шульц С.С. (1948) Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географиздат, 223 с.
- Юдахин Ф.Н. (1983) Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 247 с.
- Arrowsmith J., Strecker M. (1999) Seismotectonic range-front segmentation and mountain-belt growth in the Pamir-Alai region, Kyrgyzstan (India-Eurasia collision zone). *Geol. Soc. Am. Bull.*, **111**(11), 647-650.
- Bande A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Schmidt A., Stockli D.F. (2017) Exhumation history of the western Kyrgyz Tien Shan: Implications for intramontane basin formation. *Tectonics*, **36**, 163-180. doi:10.1002/2016TC004284
- Bazhenov M.L., Mikolaichuk A.V. (2004) Structural Evolution of Central Asia to the North of Tibet: A Synthesis of Paleomagnetic and Geological Data. *Geotectonics*, **38**(5), 379-393.
- Beloussov V.V., Bellaevsky N.A., Volvosky B.S. (1980) Structure of the lithosphere along the deep seismic sounding profile Tien-Shan-Pamirs-Karakorum. *Tectonophysics*, **70**, 193-221.
- Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I. (2003) Building the Northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints. *J. Geol.*, **111**(2), 149-165. doi:10.1086/345840
- Burtman V., Molnar P. (1993) Geological and Geophysical Evidence for Deep Subduction of Continental Crust Beneath the Pamir. *Geol. Soc. Am.*, **281**, 76 p.
- Coutand I., Strecker M.R., Arrowsmith J.R., Hilley G., Thiede R.C., Korjenkov A., Omuraliev M. (2002) Late Cenozoic tectonic development of the intramontane Alai Valley, (Pamir-Tien Shan region, central Asia): An example of intracontinental deformation due to the Indo-Eurasia collision. *Tectonics*, **21**(6), 1-19.
- De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. (2007) Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology. *J. Asian Earth Sci.*, **29**, 188-204.
- De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.Y., Vanhaecke F., Elburg M. (2011) The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating. *Gondwana Res.*, **20**(4), 745-763. doi:10.1016/j.gr.2011.03.011
- Delvaux D. (2012) Release of program Win-Tensor 4.0 for tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters. *Geophys. Res. Abstr.*, **14**, EGU2012-5899. <http://users.skynet.be/damien.delvaux/Tensor/tensor-index.html>
- Delvaux D., Sperner B. (2003) New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *New Insights into Structural Interpretation and Modeling. Special Publ.* (Ed. D. Nieuwland). Geol. Soc., London, **212**, 75-100.
- Dumitru T.A., Zhou D., Chang E Z., Graham S.A., Hendrix M.S., Sobel E.R., Carroll A.R. (2001) Uplift, exhu-

REFERENCES

- mation, and deformation in the Chinese Tian Shan, in *Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central and Eastern Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation*. (Eds M.S. Hendrix, G.A. Davis), *Mem. Geol. Soc. Am.*, **194**, 71-99.
- Glorie S.J., De Grave M.M., Buslov F.I., Zhimulev D.F., Stockli V.Y., Batalev A., Izmer P., Van den haute F., Vanhaecke F., Elburg M.A. (2011) Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: The role of inherited structures during deformation propagation. *Tectonics*, **30**(TC6016). doi:10.1029/2011TC002949
- Käßner A., Ratschbacher L., Jonckheere R., Enkelmann E., Khan J., Sonntag B., Gloaguen R., Gadoev M., Oimahmadov I. (2016) Cenozoic intra-continental deformation and exhumation at the northwestern tip of the India-Asia collision – southwestern Tian Shan, Tajikistan and Kyrgyzstan. *Tectonics*, **35**, 2171-2194. doi:10.1002/2015TC003897
- Lu H.J., Li H.B., Liu D.L. (2015) The major two-stage shortening deformation of the Northern Tibet and Tian Shan areas since the latest Oligocene. *Acta Geol. Sin.*, **89**(5), 1546-1560.
- Macaulay E.A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Kohn B., Stuart F.M. (2014) Cenozoic deformation and exhumation history of the Central Kyrgyz Tien Shan. *Tectonics*, **33**, 135-165. doi:10.1002/2013TC003376
- Molnar P., Tapponnier P. (1975) Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, **189**, 419-426.
- Rolland Y., Alexeev D.V., Kröner A., Corsini M., Loury C., Monié P. (2013) Late Palaeozoic to Mesozoic kinematic history of Talas-Ferghana strike-slip Fault (Kyrgyz West Tianshan) as revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of syn-kinematic phengite. *J. Asian Earth Sci.*, **67-68**, 76-92.
- Sippl C., Ratschbacher L., Schurr B., Krumbiegel C., Rui H., Pingren L., Abdybachaev U. (2014) The 2008 Nura earthquake sequence at the Pamir-Tian Shan collision zone, southern Kyrgyzstan. *Tectonics*, **33**, 2382-2399. doi:10.1002/2014TC003705
- Sobel E.R., Chen J., Heermance R.V. (2006a) Late Oligocene–Early Miocene initiation of shortening in the Southwestern Chinese Tien Shan: Implications for Neogene shortening rate variations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **247**, 70-81. doi:10.1016/j.epsl.2006.03.048
- Sobel E.R., Dumitru T.A. (1997) Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **102**(B3), 5043-5063. https://doi.org/10.1029/96JB03267
- Sobel E.R., Oskin M., Burbank D., Mikolaichuk A. (2006b) Exhumation of basement-cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission-track thermochronology. *Tectonics*, **25**, TC2008. doi:10.1029/2005TC001809
- Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdurkhatov K., Molnar P., Berger G.W. (2002) Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia. *J. Geophys. Res.*, **107**(7), 1-32.
- Yin A., Nie S., Craig P., Harrison T.M., Ryerson F., Qian Xianling, Yang Geng. (1998) Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tien Shan. *Tectonics*, **17**, 1-27.
- Arrowsmith J., Strecker M. (1999) Seismotectonic range-front segmentation and mountain-belt growth in the Pamir-Alai region, Kyrgyzstan (India-Eurasia collision zone). *Geol. Soc. Am. Bull.*, **111**(11), 647-650.
- Bachmanov D.M. (2009) Neotectonic development of the Central Tien Shan according to the structure of the latest depressions. *Geodinamika vnutrikontinental'nykh orogenov i geoekologicheskie problemy*. Materialy IV Mezhdunarodnogo simpoziuma [Geodynamic of intracontinental orogens and geocologic problems. Materials of IV Intern. Conf.]. Bishkek, NS RAN, 12-19. (In Russian)
- Bachmanov D.M., Kozhurin A.I., Trifonov V.G. (2017) Database of active faults in Eurasia. *Geodinamika i tektonofizika*, **8**(4), 711-736. (In Russian). doi:10.5800/GT-2017-8-4-0314
- Bande A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Schmidt A., Stockli D.F. (2017) Exhumation history of the western Kyrgyz Tien Shan: Implications for intramontane basin formation. *Tectonics*, **36**, 163-180, doi:10.1002/2016TC004284
- Bazhenov M.L., Mikolaichuk A.V. (2004) Structural Evolution of Central Asia to the North of Tibet: A Synthesis of Paleomagnetic and Geological Data. *Geotectonics*, **38**(5), 379-393.
- Belousov V.V., Bellaevsky N.A., Volvovsky B.S. (1980) Structure of the lithosphere along the deep seismic sounding profile Tian-Shan–Pamirs–Karakorum. *Tectonophysics*, **70**, 193-221.
- Biske Yu.S. (1996) *Paleozoiskaya struktura i istoriya Yuzhnogo Tyan'-Shanya* [Paleozoic structure and history of the South Tien Shan]. St.Petersburg, St.Petersburg Univ. Publ., 189 p.
- Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I. (2003) Building the Northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints. *J. Geol.*, **111**(2), 149-165, doi:10.1086/345840
- Burtman V.S. (1976) *Strukturnaya evolyutsiya paleozoiskikh skladchatykh sistem* [Structural evolution of the Paleozoic folded systems]. Moscow, Nauka Publ., 164 p. (In Russian)
- Burtman V.S. (2012a) Geodynamics of Tibet, Tarim, and Tien Shan in the Late Cenozoic. *Geotectonics*, **46**(3), 185-211.
- Burtman V.S. (2012b) *Tyan'-Shan' i Vysokaya Aziya: geodinamika v kainozoe* [Tien Shan and High Asia: Cenozoic geodynamics]. Moscow, Geos Publ., 187 p. (In Russian)
- Burtman V., Molnar P. (1993) Geological and Geophysical Evidence for Deep Subduction of Continental Crust Beneath the Pamir. *Geol. Soc. Am.*, **281**, 76 p.
- Chediya O.K. (1986) *Morfostruktury i noveishii tectogenez Tyan'-Shanya* [Morphostructures and the latest tectogenesis of the Tien Shan]. Frunze, Ilim Publ., 315 p. (In Russian)
- Coutand I., Strecker M.R., Arrowsmith J.R., Hilley G., Thiede R.C., Korjenkov A., Omuraliev M. (2002) Late Cenozoic tectonic development of the intramontane Alai Valley, (Pamir-Tien Shan region, central Asia): An example of intracontinental deformation due to the Indo-Eurasia collision. *Tectonics*, **21**(6), 1-19.
- De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. (2007) Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic in-

- tracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology. *J. Asian Earth Sci.*, **29**, 188-204.
- De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.Y., Vanhaecke F., Elburg M. (2011) The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating. *Gondwana Res.*, **20**(4), 745-763. doi:10.1016/j.gr.2011.03.011
- Delvaux D. (2012) Release of program Win-Tensor 4.0 for tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters. *Geophys. Res. Abstr.*, **14**. EGU2012-5899. <http://users.skynet.be/damien.delvaux/Tensor/tensor-index.html>
- Delvaux D., Sperner B. (2003) New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *New Insights into Structural Interpretation and Modeling. Special Publ.* (Ed. D. Nieuwland). London. Geol. Soc., **212**, 75-100.
- Dumitru T.A., Zhou D., Chang E.Z., Graham S.A., Hendrix M.S., Sobel E.R., Carroll A.R. (2001) Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tien Shan, in Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central and Eastern Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation. (Eds M.S. Hendrix, G.A. Davis), *Mem. Geol. Soc. Am.*, **194**, 71-99.
- Geologicheskaya karta Kirgizskoi SSR* [Geological map of the Kyrgyz SSR]. (1980) 1 : 500 000. (Ed. S.A. Igemberdiev). Leningrad, Mingeo SSSR. (In Russian)
- Geologiya SSSR. T. 25. Kirgizskaya SSR. Geologicheskoe opisanie. Kn. 1* [Geology of the USSR. V. 25. Kyrgyz SSR. Geological description. B. 1]. (1973) (Chief Ed. O.K. Chediya). Frunze, Ilim Publ., 128 p. (In Russian)
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Y., Izmer A., Van den haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A. (2011) Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: The role of inherited structures during deformation propagation. *Tectonics*, **30**(TC6016) doi:10.1029/2011TC002949
- Käßner A., Ratschbacher L., Jonckheere R., Enkelmann E., Khan J., Sonntag B., Gloaguen R., Gadoev M., Oimahmadov I. (2016) Cenozoic intra-continental deformation and exhumation at the northwestern tip of the India-Asia collision—southwestern Tien Shan, Tajikistan and Kyrgyzstan. *Tectonics*, **35**, 2171-2194. doi:10.1002/2015TC003897
- Leonov M.G., Rybin A.K., Batalev V.Yu., Matyukov V.E., Shchelochkov G.G. (2017) Tectonic structure and evolution of Hissar-Alai and Pamir. *Geotektonika*, (6), 37-57. (In Russian)
- Leonov M.G. (2016) Transregional zones of concentrated deformation: structure, evolution, comparative geodynamics. *Geotektonika*, (2), 3-22. (In Russian)
- Leonov M.G., Przhigalovskii E.S., Poleshchuk A.V., Lavrushina E.V., Rybin A.K. (2016) Granite of the basement of Issyk-Kul basin: Alpine tectonics and connection with cover structure. *Geotektonika*, **4**, 366-388. (In Russian)
- Leonov N.N. (1961). *Tektonika i seismichnost' Pamiro-Alaiskoi zony* [Tectonics and seismicity of Pamir-Alai zone]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 164 p. (In Russian)
- Lu H.J., Li H.B., Liu D.L. (2015) The major two-stage shortening deformation of the Northern Tibet and Tien Shan areas since the latest Oligocene. *Acta Geol. Sin.*, **89**(5), 1546-1560.
- Lukina N.V. (1973) On surface deformation of the of the Paleozoic basement in East Karategin and West Alay mountains. *Geotektonika*, (2), 68-71. (In Russian)
- Macauley E.A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Kohn B., Stuart F.M. (2014) Cenozoic deformation and exhumation history of the Central Kyrgyz Tien Shan. *Tectonics*, **33**, 135-165. doi:10.1002/2013TC003376
- Molnar P., Tapponnier P. (1975) Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, **189**, 419-426.
- Morozov Yu.A., Leonov M.G., Alekseev D.V. (2014) Pull-apart mechanics in forming of Cenozoic basins of the Tien-Shan and their transpressive evolution: structural and experimental evidence. *Geotektonika*, (1), 29-61. (In Russian)
- Nikonov A.A., Vakov A.V., Veselov I.A. (1983) *Seismotektonika i zemletryaseniya zony sbliizheniya Pamira i Tyan'-Shanya* [Seismotectonics and Earthquakes in the Convergent Zone Between the Pamir and the Tien Shan]. Moscow, Nauka Publ., 240 p. (In Russian)
- Poyarkova Z.N. (1969) *Stratigrafiya melovykh otlozhenii Yuzhnoi Kirgizii* [Cretaceous stratigraphy of southern Kyrgyzstan]. Frunze, Ilim Publ., 208 p. (In Russian)
- Przhigalovskii E.S., Lavrushina E.V. (2017) Folded deformations of the Paleozoic basement roof in the Chunkurchak trough, Kyrgyz ridge. *Geotektonika*, (3), 31-50. (In Russian). doi. org/10.7868/S0016853X17030092
- Rastsvetaev L.M. (1987) Paragenetic method of structural analysis of disjunctive tectonic disturbances. *Problemy strukturnoi geologii i fiziki tektonicheskikh protsessov* [The problems of structural geology and physics of the tectonic process]. (2). Moscow, GIN AN SSSR, 173-235. (In Russian)
- Rolland Y., Alexeiev D.V., Kröner A., Corsini M., Loury C., Monié P. (2013) Late Palaeozoic to Mesozoic kinematic history of Talas-Ferghana strike-slip Fault (Kyrgyz West Tianshan) as revealed by ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of syn-kinematic phengite. *J. Asian Earth Sci.*, **67-68**, 76-92.
- Rybin A.K., Matyukov V.E., Batalev V.Yu., Bataleva E.A. (2015) Deep geoelectric structure and seismicity of the Pamir-Alai zone. *Problemy geodinamiki i geoekologii vnutrikontinental'nykh orogenov. Materialy dokladov VI Mezhdunarodnogo Simpoziuma* [Problems of geodynamics and geocology of intracontinental orogens. Proceedings of the Sixth International Symposium]. Bishkek, NS RAN, 208-217. (In Russian)
- Sadybakasov I. (1990) *Neotektonika Vysokoi Azii* [Neotectonics of High Asia]. Moscow, Nauka Publ., 176 p. (In Russian)
- Shul'ts S.S. (1948) *Analiz noveishei tektoniki i rel'ef Tyan'-Shanya* [Analysis of the latest tectonics and relief of the Tien Shan]. Moscow, Geografizdat Publ., 223 p. (In Russian)
- Sippl C., Ratschbacher L., Schurr B., Krumbiegel C., Rui H., Pingren L., Abdybachaev U. (2014) The 2008 Nura earthquake sequence at the Pamir-Tian Shan collision zone, southern Kyrgyzstan. *Tectonics*, **33**, 2382-2399. doi:10.1002/2014TC003705
- Sobel E.R., Chen J., Heermance R.V. (2006a) Late Oligocene-Early Miocene initiation of shortening in the Southwestern Chinese Tien Shan: Implications for Neogene shortening rate variations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **247**, 70-81. doi:10.1016/j.epsl.2006.03.048

- Sobel E.R., Dumitru T.A. (1997) Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **102**(B3), 5043-5063. <https://doi.org/10.1029/96JB03267>
- Sobel E.R., Oskin M., Burbank D., Mikolaichuk A. (2006) Exhumation of basement-cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission-track thermochronology, *Tectonics*, **25**, TC2008. doi:10.1029/2005TC001809
- Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdurakhmatov K., Molnar P., Berger G.W. (2002) Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia. *J. Geophys. Res.*, **107**(7), 1-32.
- Trifonov V.G., Artjushkov E.V., Dodonov A.E., Bachmanov D.M., Mikolaichuk A.V., Vishnyakov F.A. (2008) Pliocene–Quaternary mountain building in the Central Tien Shan. *Geol. Geofiz.*, **49**(2), 128-145. (In Russian)
- Trofimov A.K., Udalov N.F., Utkina N.G., Fortuna A.B., Chediya O.K., Yazovskii V.M. (1976) *Geologiya kainozoya Chuiskoi vpadiny i ee gornogo obramleniya* [Geology of Cenozoic of the Chu basin and its mountainous border]. Leningrad, Nauka Publ., 128 p. (In Russian)
- Yin A., Nie S., Craig P., Harrison T.M., Ryerson F., Qian Xianling, Yang Geng. (1998) Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan. *Tectonics*, **17**, 1-27.
- Yudakhin F.N. (1983) *Geologicheskie polya, glubinnaya struktura i seismichnost' Tyan'-Shanya* [Geophysical Fields, Deep Structure and Seismicity of the Tien Shan]. Frunze, Ilim Publ., 247 p. (In Russian)
- Zakonomernosti geologicheskogo razvitiya Tian'-Shanya v kainozoe* [Patterns of geological development of Tien Shan in the Cenozoic]. (1973) (Ed. O.K. Chediya). Frunze, Ilim Publ., 128 p. (In Russian)
- Zubovich A.V., Beisenbaev R.T., Syaochan V., Yunfen D., Kuzikov S.I., Mosienko O.I., Nusipov E.N., Shchelochkov G.G., Shcherba Yu.G. (2004) Modern kinematics of the Tarim–Tien Shan–Altai region of Central Asia (according to GPS measurements). *Fizika Zemli*, (9), 31-40. (In Russian)