

Особенности морфоструктуры новейшего орогена Тянь-Шаня

М. Г. Леонов¹, Е. С. Пржиялговский¹, А. К. Рыбин², Г. Г. Щелочков²

¹Геологический институт РАН, 109180, г. Москва, Пыжевский пер., 7, e-mail: mgleonov@yandex.ru

²Научная станция Российской академии наук в Бишкеке, Кыргызстан, Бишкек-49, 720049

Поступила в редакцию 26.02.2021 г., принята к печати 10.08.2021 г.

Объект исследований. Понятие “морфоструктура” подразумевает наличие коррелятивной связи между формами рельефа сегментов земной коры и их структурно-вещественным наполнением. В статье приведено описание геологических ансамблей Тянь-Шаньского орогена, тектоническая структура и современный рельеф которых отличаются по своим параметрам от генерального морфоструктурного плана и которые, следовательно, относятся к категории морфоструктурных аномалий. **Материалы и методы.** Приведенные в статье данные получены в процессе полевого структурно-геологического и морфоструктурного изучения ключевых сегментов Тянь-Шаньского орогена, а также анализа материалов предшествующих исследований, включая результаты геофизических зондирования земной коры и геодезического мониторинга относительных современных движений реперов на поверхности. **Результаты.** В статье продемонстрировано, что на фоне генеральной линейно-волновой морфоструктуры Тянь-Шаньского орогена выделяются участки, рельеф и тектоническая структура которых не согласуются с генеральным тектоническим планом горного сооружения. В пределах рассмотренного региона выделены и описаны разные типы морфоструктурных аномалий, отражающих специфику эволюции и геотектонического положения отдельных объемов верхнекоровых комплексов пород: зоны концентрированной деформации и тектонического сшивания; центрально-симметричные структуры, сформированные на месте палеоатоллов; неотектонические протрузии гранитного фундамента; трансрегиональная зона Таласо-Ферганского разлома. **Заключение.** Формирование морфоструктурных аномалий связано с наличием нетривиальных геодинамических обстановок, действующих на фоне общего для Тянь-Шаня тектонического режима. Современная морфоструктура Тянь-Шаня есть результат интерференции различных геодинамических режимов и обстановок: режима, общего для всей территории орогена, и частных режимов, проявляющихся спорадически и нашедших отражение в современном рельефе.

Ключевые слова: морфоструктуры, внутриконтинентальный ороген, альпийская активизация, тектоническое течение, зоны концентрированной деформации, самоблокирующаяся субдукция, Таласо-Ферганский разлом, Тянь-Шань

Источник финансирования

Работа выполнена по теме госзадания № 0135-2019-0047 ФГБУН Геологического института РАН; данные магнитотеллурического зондирования получены в рамках темы госзадания № 0155-2019-0001 ФГБУН Научной станции РАН в г. Бишкеке

Features of the Tien Shan newest orogen morphostructure

Mikhail G. Leonov¹, Evgeny S. Przhiyalgovskii¹, Anatoly K. Rybin²,
Gennady G. Shchelochkov²

¹Geological Institute (GIN) RAS, 7 Pyzhevsky line, Moscow 119017, Russia, e-mail: mgleonov@yandex.ru

²Research Station (RS) RAS in Bishkek, Bishkek 720049, Kyrgyzstan

Received 26.02.2021, accepted 10.08.2021

Research subject. The concept of morphostructure implies the presence of a relationship between the relief forms of segments of the Earth's crust and their structural and material content. This article describes the geological ensembles of the Tien Shan orogen, the tectonic structure and modern relief of which differ in their parameters from the general morphostructural plan and which, therefore, belong to the category of morphostructural anomalies. **Materials and methods.** The data presented in the article were obtained in the course of field structural-geological and morphostructural study of key segments of the Tien Shan orogen, as well as an analysis of materials from previous research, including the results of geophysical sounding of the Earth's crust and geodesical monitoring of relative modern movements of reference points on the surface. **Results.** The article demonstrates that, against the background of the general linear-wave morphostructure of the Tien

Для цитирования: Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. (2021) Особенности морфоструктуры новейшего орогена Тянь-Шаня. *Литосфера*, 21(6), 747–774. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-747-774>

For citation: Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Rybin A.K., Shchelochkov G.G. (2021) Features of the Tien Shan newest orogen morphostructure. *Lithosphere (Russia)*, 21(6), 747–774. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-747-774>

© М.Г. Леонов, Е.С. Пржиялговский, А.К. Рыбин, Г.Г. Щелочков, 2021

Shan orogen, there are areas whose relief and tectonic structure do not agree with the general tectonic plan of the mountain. Within the considered region, different types of morphostructural anomalies are identified and described, reflecting the specifics of the evolution and geotectonic position of individual volumes of upper-crust rock complexes: zones of concentrated deformation and tectonic joining; centrally symmetric structures formed on the site of paleoatolls; neotectonic protrusions of the granite basement; trans-regional zone of the Talaso-Ferghana Fault and other structures. *Conclusion.* The formation of morphostructural anomalies is associated with the presence of non-trivial geodynamic environments operating against the background of the tectonic regime common to the Tien Shan. The modern morphostructure of the Tien Shan is the result of interference between various geodynamic regimes and settings: a regime common to the entire territory of the orogen and particular regimes that manifest themselves sporadically and are reflected in the modern relief.

Keywords: *morphostructures, intracontinental orogen, Alpine activation, tectonic flow, zones of concentrated deformation, self-closing subduction, Talas-Fergana fault, Tien Shan*

Funding information

The work was carried out on the subject of the State assignment No. 0135-2019-0047 of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences; the data of magnetotelluric sounding were obtained within the framework of the theme of the State assignment No. 0155-2019-0001 of the Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek

ВВЕДЕНИЕ

Изучение морфоструктурных неоднородностей земной коры – одно из актуальных направлений геологии (Адаменко, 1971; Ласточкин, 1976; Герасимов, 1986; Уфимцев и др., 2009; Макаров и др., 2012), разработка которого, кроме научного, имеет и прикладное значение, содействуя оценке минерагенического потенциала и геологических рисков (Утиров, 2000; Дельво и др., 2001; Дженчураева, 2003; Максумова, Дженчураева, 2003; Геодинамика..., 2009; Проблемы..., 2014).

Морфоструктуры (от греч. *μορφή* – форма и лат. *structure* – строение), согласно известным определениям (Герасимов, 1946; Герасимов, Мещеряков, 1967; Борисевич, 1970; Геологический словарь..., 1973; Толковый словарь..., 2002), – это крупные формы рельефа земной поверхности, обязанные своим происхождением взаимодействию экзогенного и эндогенного факторов при доминировании последнего. Понятие подразумевает наличие коррелятивной связи между формой рельефа характерных сегментов земной коры и их структурно-вещественным наполнением. Однако при выделении морфоструктур речь обычно идет об их внешнем морфологическом выражении – поднятие, впадина, синклиналь, антиклиналь и т. д. без расшифровки инфраструктуры выделяемого объекта. Примеры совокупного рассмотрения форм рельефа и внутренней его тектонической структуры единичны, например (Миколайчук и др., 2003; Пржиялговский, Лаврушина, 2017).

Взаимосвязь рельефа и тектонической структуры наиболее выразительна в пределах горных стран, в частности на Тянь-Шане (рис. 1), который образует центральный и западный сегменты палеозойского Центрально-Азиатского подвижного пояса, преобразованного во внутриконтинентальный ороген в процессе альпийского тектогенеза (Шульц, 1973; Чедия, 1986; Макаров, 1990; Трифо-

нов и др., 2008; Уфимцев и др., 2009). Тянь-Шань представляет собой гигантское сводовое поднятие (Арган, 1935; Костенко, 1970; Макаров, 1990), сопряженное с равновеликими отрицательными морфоструктурами: Ферганской и Чу-Илийской впадинами на севере и Афгано-Таджикско-Алайской и Таримской впадинами на юге. Эти пикативные деформации большого радиуса кривизны (изгибы надрегионального масштаба) осложнены изгибами более высокого порядка – мегаскладками основания (Арган, 1935), которые представлены двумя главными типами структур регионального уровня: мегантиклиналями и мегасинклиналями (рис. 2).

И те, и другие имеют соответствующее выражение в рельефе: мегантиклиналям отвечают горные сооружения (хребты), сложенные породами палеозойского фундамента, мегасинклиналям – межгорные впадины, выполненные отложениями плитного и орогенного чехлов. Складчатые морфоструктуры вытянуты в широтном направлении в соответствии с простираем горно-складчатого сооружения и имеют ромбовидную или линзовидную форму и расположены кулисами. Складки сопряжены между собой посредством моноклиналей или флексурных перегибов, часто осложненных разломами (надвигами, взбросо-сдвигами). Генеральная архитектура мегасвода определяется совокупностью этих элементов, закономерно чередующихся в поперечном сечении орогена, и выдержанностью линзовидно-линейного рисунка на всем протяжении горного сооружения (Арган, 1935; Костенко, 1970; Иванова и др., 1973; Шульц, 1973; Макаров, 1990; Садыбакасов, 1990; Трифонов и др., 2008; Уфимцев и др., 2009).

Дифференциация Тянь-Шаня на обширные высокогорные области (сводовые поднятия) и разделяющие или ограничивающие их котловины (межгорные впадины) находит отражение в соответствующих этим областям структурах литосферного ранга, выявляемых геофизическими методами

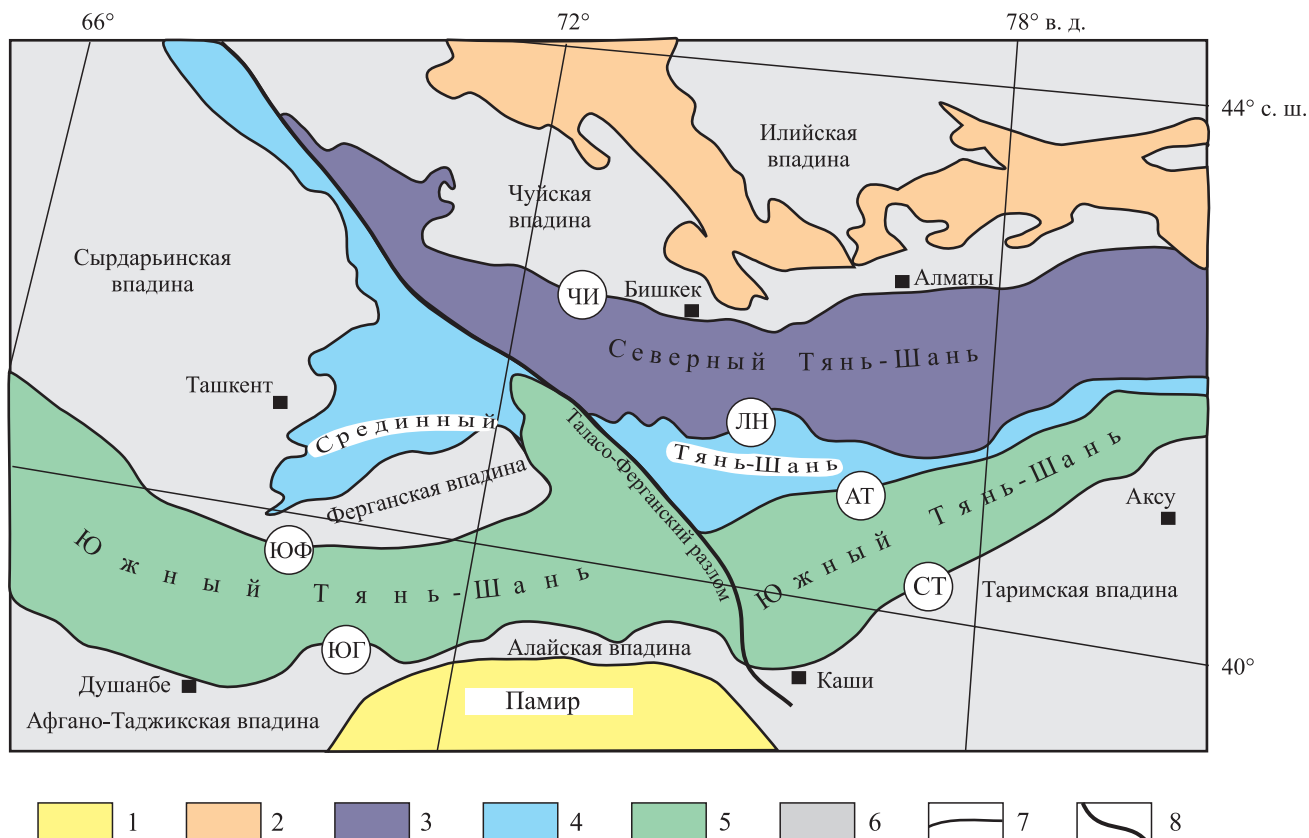


Рис. 1. Положение Тянь-Шаня в структуре Азии и его основные тектонические элементы (схема составлена с использованием представлений (Буртман, 2012; Алексеев и др., 2014)).

1 – структуры Памира; 2–4 – Казахстан-Тяньшаньский массив: 2 – с докембрийской континентальной корой, 3 – с докембрийско-каледонской континентальной корой (Северный Тянь-Шань), 4 – докембрийский микроконтинент и среднепалеозойская пассивная окраина Казахского континента (Срединный Тянь-Шань); 5 – герцинский покровно-складчатый пояс (Южный Тянь-Шань); 6 – эпиплатформенные и орогенные впадины, возникшие на коре Сырдарьинского, Казахского и Тарим-Туранского древних континентов; 7 – граничные тектонические швы: ЧИ – Чуйско-Илийский; ЛН – Линия Николаева; АТ – Атбаш-Иныльчекский; СТ – Северо-Таримский; ЮФ – Южно-Ферганский; ЮГ – Южно-Гиссарский; 8 – Таласо-Ферганский разлом.

Fig. 1. The position of the Tien Shan in the structure of Asia and its main tectonic elements (the scheme was drawn up using the concepts (Burtman, 2012; Alekseev et al., 2014)).

1 – structures of the Pamirs; 2–4 – Kazakhstan-Tien Shan massif: 2 – with Precambrian continental crust, 3 – with Precambrian-Caledonian continental crust (Northern Tien Shan), 4 – Precambrian microcontinent and Middle Paleozoic passive margin of the Kazakh continent (Middle Tien Shan); 5 – Hercynian nappe-fold belt (Southern Tien Shan); 6 – epiplatform and orogenic depressions that arose on the crust of the Syrdarya, Kazakh and Tarim-Turan ancient continents; 7 – boundary tectonic seams: ЧИ – Chui-Ili; ЛН – Nikolaev line; АТ – Atbashi-Inylchek; СТ – North-Tarim; ЮФ – South-Fergana; ЮГ – South-Gissar; 8 – Talas-Fergana fault.

(Юдахин, 1983; Погребной, Сабитова, 1989; Макаров, 1990; Roecker et al., 1993; Сабитова и др., 2006; Li et al., 2009; Molnar, Stoks, 2009). Областям современных поднятий соответствуют прогибы поверхности М и увеличение толщины нижнекорового слоя, под крупными впадинами фиксируются выступы разуплотненных пород подлитосферной мантии.

Формирование этих структур, как полагают, например (Макаров и др., 2012; Ребецкий, 2014), связано с проявлением адвективных или конвективных течений в подлитосферной мантии и обуслов-

ленным этими движениями перераспределением горных масс в наиболее пластичных горизонтах коры. Это, в свою очередь, является триггером для проявления вертикальных движений и формирования рельефа как поверхности фундамента, так и дневной поверхности. Общая тектоническая инфраструктура орогена при этом обладает в плане ячеисто-линзовидным строением с субширотным удлинением элементов.

Природа морфоструктурного облика Тянь-Шаня трактуется весьма различно (Чедия, 1986; Трифонов и др., 2008; Зубович, Мосиенко, 2009; Буслов и

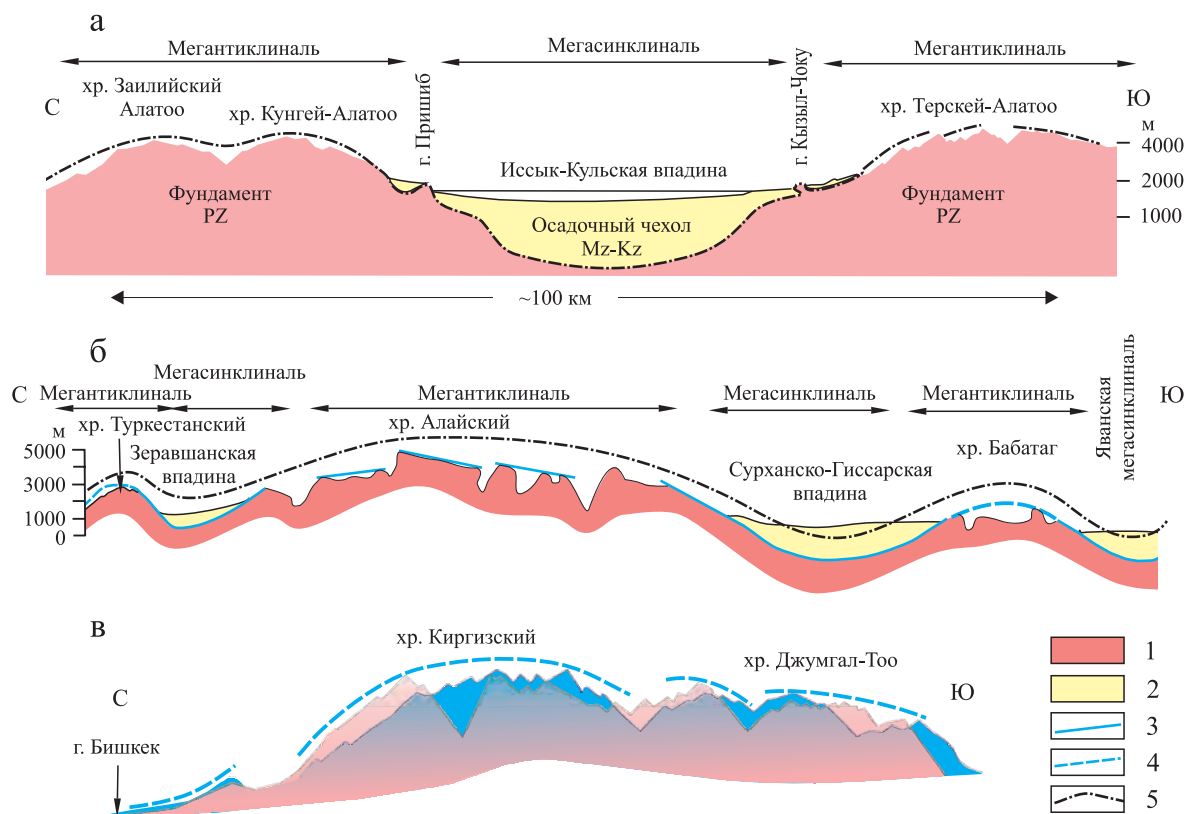


Рис. 2. Мегаскладки основания – основные морфоструктуры Тянь-Шаня, по (Юдахин, 1983; Уфимцев и др., 2009) (а), по (Костенко, 1970) (б), по (Уфимцев и др., 2009) (в), с изменениями.

1 – палеозойский фундамент; 2 – орогенные впадины; 3 – фрагменты поверхности выравнивания; 4 – реконструированная поверхность выравнивания; 5 – виртуальная линия, очерчивающая основные морфоструктуры.

Fig. 2. Megafolds of the base – the main morphostructures of the Tien Shan, after (Yudakhin, 1983; Ufimtsev et al., 2009) (a), after (Kostenko, 1970) (b), after (Ufimtsev et al., 2009) (v), with changes.

1 – Paleozoic basement; 2 – orogenic depressions; 3 – fragments of the alignment surface; 4 – reconstructed alignment surface; 5 – virtual line outlining the main morphostructures.

др., 2011; Буртман, 2012; Delvaux et al., 2013; Алексеев и др., 2014, Леонов и др., 2017; Бискэ, 2018). Анализировать этот вопрос в данной работе необходимости нет, однако отметим, что практически во всех вариантах решения причиной корового морфогенеза считаются тектоно-термальные процессы, происходящие в литосфере и подлитосферной мантии в результате взаимодействия Евразийской и Индостанской плит. Наиболее обстоятельно этот вопрос рассмотрен в работе (Delvaux et al., 2013), однако обсуждение его не входит в задачу данной публикации.

Линейно-волновая архитектура горного сооружения осложнена серией морфоструктурных ансамблей меньшего размера и глубинности, которые расположены неравномерно и иногда, в силу особенностей формирования или необычных структурно-реологических свойств геологических объектов, являются уникальными. В результате инфраструктура и рельеф подобных объектов отлича-

ются от окружающего фона и, следовательно, согласно устоявшейся терминологии (Толковый словарь..., 2002), они представляют собой морфоструктурные аномалии.

Морфоструктурные аномалии являются существенным элементом архитектуры Тянь-Шаня, однако этот аспект формирования морфоструктурного облика региона практически не освещен в геологической литературе, и данная работа в некоторой степени восполняет существующий пробел.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ АНОМАЛИИ

Зоны концентрированной деформации

Разрез Тянь-Шаньского орогена включает в себя два структурных этажа: палеозойский складчато-метаморфический фундамент и мезозойско-кайнозойский плитно-орогенный осадочный чехол, разделенные поверхностью углового (до 90°) и страти-

графического несогласия. В конце палеозоя – начале мезозоя на месте покровно-складчатой области была выработана поверхность выравнивания, которая подверглась пликативной деформации, зафиксированной в мощностях чехольных отложений и упомянутых выше мегантиклинальных и мегасинклинальных изгибах поверхности. Инициация изгибных деформаций на разных участках Тянь-Шаня происходила в различное время, но практически на всей рассматриваемой территории резко активизируется в середине олигоцена при смене плитного режима орогенным. В результате формируется линейно-волновая архитектура горного сооружения, линейность которой подчеркнута наличием протяженных структур, известных как зоны концентрированной деформации.

Зоны концентрированной деформации, известные также как структуры цветка, или пальмового дерева (Sanderson, Marching, 1984; Sylvester, 1988; Alvarez, Maurin, 1991; McCourt, Wilson, 1992; Колодяжный, 1993; Cunningham et al., 1996; Морозов, 2002; Леонов, 2008), являются одним из тектонических элементов Тянь-Шаня (рис. 3) (Коньгин и

др., 1988; Леонов, 1996; Миколайчук и др., 1996; Миколойчук, 2003; Морозов, Талицкий, 2006; Бачманов и др., 2008; Морозов и др., 2014; Леонов и др., 2018, 2020; Пржиалговский и др., 2020; Пржиалговский, Лаврушина, 2020), представляя собой узкие и протяженные зоны интенсивно дислоцированных пород, ограниченные разломами со сдвиговой и взбросо-сдвиговой кинематикой. Они характеризуются кулисно-линзовидным строением, более интенсивной, чем соседствующие участки коры, тектонизацией горных пород, крутым веерообразным залеганием слоев и структурных элементов, пятнистым низкотермобарическим динамометаморфизмом. Зонам концентрированной деформации не свойственны синтетектонические проявления вулканизма, в их пределах отсутствуют породы офиолитовой ассоциации и высокотермобарические метаморфиты.

Во избежание недопонимания подчеркнем, что не следует отождествлять зоны концентрированной деформации с разломами (см. рис. 1, 2). Зоны концентрированной деформации образуют трехмерные “тела”, которые возникают на месте само-

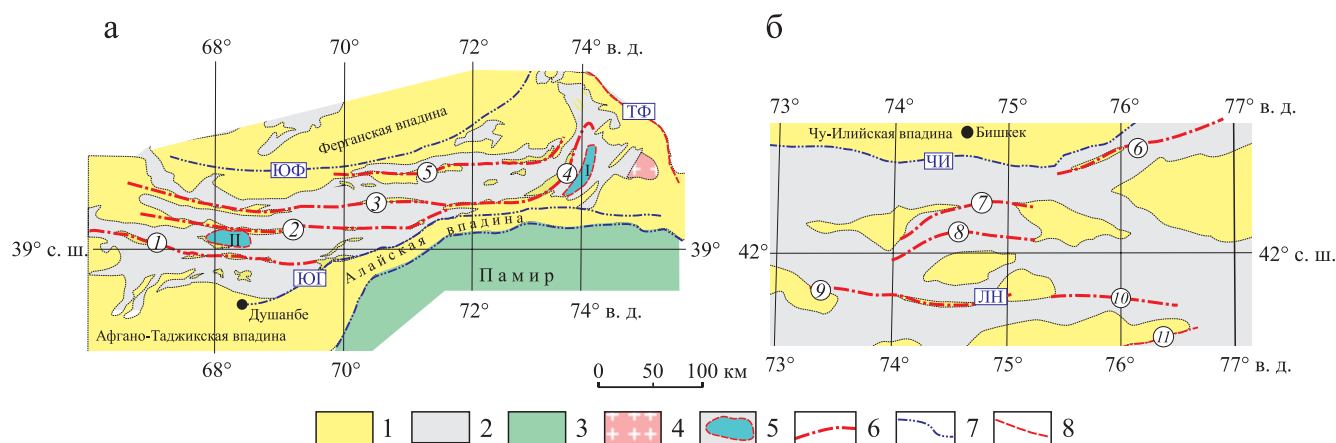


Рис. 3. Внутригорные впадины, зоны концентрированной деформации Тянь-Шаня и положение Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов в структуре Гиссаро-Алая.

а – западный сегмент, б – фрагмент восточного сегмента (с использованием данных (Бачманов и др., 2008)).
1 – мезозойско-кайнозойские впадины; 2 – палеозойский фундамент; 3 – структуры Памира; 4 – Сулутерекский массив; 5 – центрально-симметричные структуры: I – Сугутский массив, II – Ганза-Чимтаргинский массив; 6 – зоны концентрированной деформации (цифры в кружках), западный сегмент: 1 – Каракуль-Зиддинская, 2 – Зеравшанская, 3 – Нуратау-Курганакская, 4 – Кулгеджелинская, 5 – Предгорий Алайского хребта; восточный сегмент: 6 – Чон-Кеминская, 7 – Каракольская, 8 – Узунбулак-Ойкаинская, 9 – Минкуш-Кокомеренская, 10 – Тессык-Сарыбулвская, 11 – Байбичетово; 7 – главные граничные разломы: ЮФ – Южно-Ферганский, ЮГ – Южно-Гиссарский, ЧИ – Чу-Илийский, ЛН – Линия Николаева; 8 – Таласо-Ферганский разлом (ТФ).

Fig. 3. Intra-mountain depressions and zones of concentrated deformation of the Tien Shan and the position of the Ganza-Chimtarga and Sugut massifs in the structure of the Gissar-Alai.

а – western segment, б – a fragment of the eastern segment (using data from (Bachmanov et al., 2008)).
1 – Mesozoic-Cenozoic depressions; 2 – Paleozoic basement; 3 – structures of the Pamirs; 4 – Suluterek massif; 5 – centrally symmetric structures: I – Sugut massif, II – Ganza-Chimtarga massif; 6 – zones of concentrated deformation (numbers in circles), western segment: 1 – the Karakul-Ziddy zone, 2 – Zeravshan zone, 3 – Nuratau-Kurganak zone, 4 – Kulgedzhelin zone, 5 – Foothills zone of the Alai ridge; eastern segment: 6 – Chon-Kemins zone, 7 – Karakol zone, 8 – Uzunbulak-Oiki zone, 9 – Minkush-Kokomeren zone, 10 – Tesyk-Sarybulvk zone, 11 – Baybitchetoo zone; 7 – main boundary faults: ЮФ – South Fergana, ЮГ – South Gissar, ЧИ – Chu-Iliyskiy, ЛН – Nikolaev's Line; 8 – Talas-Fergana fault (TF).

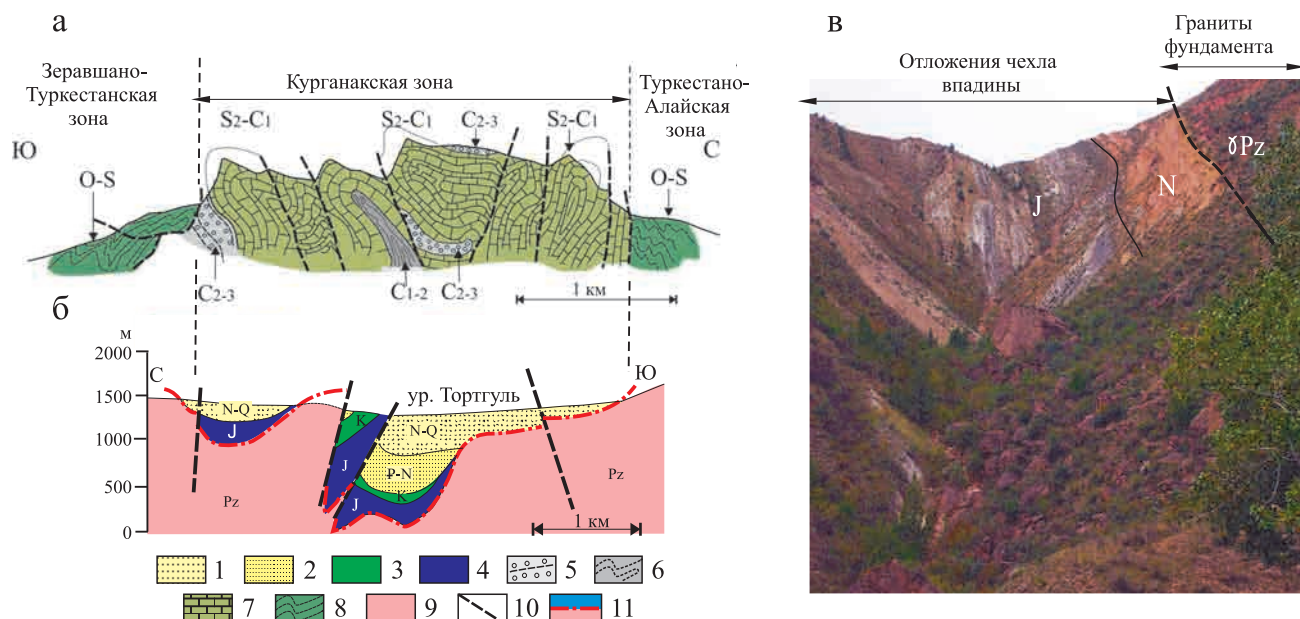


Рис. 4. Примеры строения зон концентрированной деформации.

а – антиклинальный тип (Курганакская зона); б, в – синклиальный тип: б – Шахристан-Ляйлякская впадина, по (Несмеянов, Бархатов, 1978), в – Минкуш-Кокомеренская зона.

1–4 – отложения внутригорных впадин: 1 – верхний неоген-квартер, 2 – палеоген-нижний неоген, 3 – мел, 4 – юра; 5–9 – породы палеозойского фундамента: 5 – средний-верхний карбон, 6 – нижний-средний карбон, 7 – верхний силур-нижний карбон, 8 – ордовик-силур, 9 – палеозой нерасчлененный; 10 – разломы; 11 – поверхность выравнивания (поверхность фундамента).

Fig. 4. Examples of the structure of zones of concentrated deformation.

а – anticlinal type (Kurganak zone); б, в – synclinal type: б – Shakhristan-Lyaylyak depression, after (Nesmeyanov, Barkhatov, 1978), в – Minkush-Kokomerren zone.

1–4 – deposits of intramontane depressions: 1 – Upper Neogene-Quaternary, 2 – Paleogene-Lower Neogene, 3 – Cretaceous, 4 – Jurassic; 5–9 – rocks of the Paleozoic basement: 5 – Middle-Upper Carboniferous, 6 – Lower-Middle Carboniferous, 7 – Upper Silurian-Lower Carboniferous, 8 – Ordovician-Silurian, 9 – undivided Paleozoic; 10 – faults; 11 – alignment surface (foundation surface).

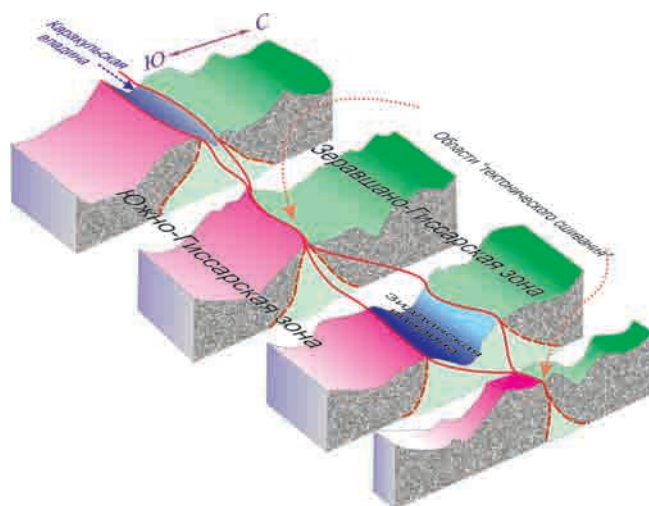


Рис. 5. Структуры тектонического сшивания в пределах Каракуль-Зиддинской зоны концентрированной деформации (западный сегмент Южного Тянь-Шаня).

Объяснения см. в тексте.

Fig. 5. Structures of tectonic cross-linking within the Karakul-Ziddy zone of concentrated deformation (western segment of the South Tien Shan).

Explanations see in the text.

стоятельных структурно-формационных провинций за счет структурно-вещественной переработки слагающих эти провинции породных комплексов. Зоны концентрированной деформации, за исключением участков тектонического сшивания, ограничены двумя краевыми разломами (рис. 4, 5). Разломы же представляют собой двухмерные плоскостные структуры, которые или рассекают единый блок земной коры или являются разделами между разными блоками. Разломы при приближении к дневной поверхности могут трансформироваться в структуры цветка (пальмового дерева), которые являются частным случаем зон концентрированной деформации.

В пределах зон концентрированной деформации наблюдается коррелятивная связь тектоники

и ее морфологического выражения как на уровне рельефа палеозойского основания, так и на уровне рельефа земной поверхности. В рельефе поверхности основания различаются синклинальные и антиклинальные тектонические структуры (см. рис. 4), представленные сжатыми, местами до изоклинальных, складками с субвертикальными осевыми плоскостями. Эти структуры осложнены дисгармоничными складками более высоких порядков. Породы рассланцованы и меланжированы, частично динамометаморфизованы, обладают структурными признаками сдвигового течения, (Коньгин и др., 1988; Морозов, Талицкий, 2006). Синклинальным изгибам поверхности фундамента в рельефе соответствуют линейно вытянутые четкообразные узкие отрицательные структуры (межгорные впадины), выполненные мезозойско-кайнозойскими чехольными отложениями и задавленные с бортов взброшенными (надвинутыми) породами фундамента (см. рис. 4). Антиклинальным перегибам отвечают цепочки вздыбленных скальных массивов, сложенных вертикально ориентированными пластами палеозойского фундамента или разобщенными ядрами каплевидных антиклиналей, выдавленных в верхние горизонты коры. Образуются морфоструктурные ансамбли, резко контрастирующие с широкими и относительно пологими мегаскладками основания, а также с общим обликом рельефа. В пределах зон концентрированной деформации антиклинального типа рельеф, в сравнении с фоновым, делается более высоким и контрастным, а в области синклинальных зон – напротив, более низким и сглаженным (см. рис. 4).

Как элементы современной морфоструктуры зоны концентрированной деформации возникли на этапе альпийской активизации, представляя собой области концентрации объемного сдвигового (в механическом смысле) течения пород фундамента и чехла эпигерцинской плиты и орогена Тянь-Шаня в условиях транстенсии (на плитном этапе) и транспрессии (на орогенном этапе) (Морозов, Талицкий, 2006; Морозов и др., 2014; Пржиялговский, Лаврушина, 2017, Пржиялговский и др., 2020)?

В восточном сегменте зоны концентрированной деформации возникли в альпийское время и не связаны – ни пространственно, ни генетически – с какими-либо более древними тектоническими формами и процессами. Деформация палеозойских пород в этих зонах и формирование соответствующих форм рельефа поверхности фундамента связаны с альпийской активизацией (Миколайчук и др., 2003; Морозов, Талицкий, 2006; Леонов, 2008; Морозов и др., 2014; Пржиялговский, Лаврушина, 2017, 2020). Исключением является Минкуш-Кокомеренская зона, которая пространственно наследует положение так называемой Линии Николаева, разделяющей палеозойские структуры Северного и Среднего Тянь-Шаня (Бачманов и др., 2008). Однако ин-

тенсивные проявления деформационного процесса здесь имели место не ранее плейстоцена. Протяженность зон концентрированной деформации в восточном сегменте от нескольких десятков до 100 км.

В пределах западного сегмента зоны концентрированной деформации имеют протяженность до 400–1000 км, и в большинстве случаев они маркируют границы крупных палеозойских структурно-формационных зон, определяющих продольную тектоническую палеоделимость этой части Центрально-Азиатского подвижного пояса. Антиклинальные морфоструктуры возникли на месте внутрибассейновых поднятий (карбонтаных банок и отmelей), а синклинальные наследуют участки прогибания, выполненные относительно глубоко-водными отложениями. В альпийское время, испытав активизацию и будучи дополнительно деформированы, и те, и другие становятся элементами современной морфоструктуры орогена.

Некоторые зоны концентрированной деформации западного сегмента, например Фан-Ягнобская зона, не наследуют каких-либо палеозойских структурных элементов, что позволяет сделать предположение об отсутствии их непосредственной генетической связи с палеозойскими структурами. Скорее, их заложение связано с наличием реологически ослабленных участков палеозойской коры на границе разнородных структурно-формационных элементов. Таким образом, зоны концентрированной деформации как элементы современной морфоструктуры возникли на этапе альпийской активизации, представляя собой области концентрации объемного сдвигового (в механическом смысле) течения (Морозов и др., 2014). Своеобразие этих морфоструктур выражено также в различном возрасте их заложения и степени унаследования от палеозойского этапа к западу и к востоку от Таласо-Ферганского разлома.

Структуры тектонического сшивания

Частным случаем морфоструктурной эволюции зон концентрированной деформации является формирование так называемых структур тектонического сшивания (Лукьянов, 1991), которые образуются в зонах конвергенции крупных структурно-формационных зон при схождении ограничивающих их разломов (надвигов, взбросо-сдвигов) (см. рис. 5).

При этом на поверхности образуется разломный шов, в глубине которого могут быть скрыты значительные объемы геологического пространства, как это наблюдается, например, в Каракуль-Зиддинской, Зеравшанской, Нуратау-Курганакской зонах Гиссаро-Алая (Леонов, 2008). Морфологически области тектонического сшивания (в том случае, если рельеф интенсивно расчленен) выглядят в плане как пунктирная цепь линзообразных впа-

дин, по простирацию отшнурованных друг от друга участками линейных поднятий (хребтов).

Зоны самоблокирующей (замковой) субдукции

Пространственная приуроченность зон концентрированной деформации и структур тектонического сшивания к палеозойским морфоструктурным элементам указывает на возможную связь их возникновения с более глубинными явлениями, имевшими место в палеозойской истории региона. В отличие от многих других регионов в пределах Тянь-Шаня непосредственное изучение структуры и вещества коры возможно до глубин 4–6 км от поверхности Земли, что, наряду с использованием данных геофизических исследований, позволяет делать достаточно обоснованные реконструкции для горизонтов коры и литосферы, в настоящее время скрытых от прямого наблюдения. Это положение касается и описанных выше зон концентрированной деформации, которые пространственно соответствуют палеозойским безофиолитовым коллизионным швам Гиссаро-Алая (Леонов, 2008).

Начиная с кембрия–ордовика (более ранняя история региона весьма проблематична) Гиссаро-Алайский сегмент Туркестанского палеоокеана представлял собой достаточно единый бассейн, в котором происходило накопление терригенно-кремнисто-карбонатных отложений, прерываемое время от времени излияниями базальтов (Шванов, 1983; Мосаковский и др., 1993). Ложе бассейна было осложнено цепочками вулканов, образующих прерывистые поднятия. Положительные формы рельефа имели вулканический генезис. Формирование тектонического рельефа в пределах сегмента начинается на рубеже ранний/поздний силур – в условиях поперечного сжатия и сокращения пространства (Буртман, 1964, 2006, 2012; Куренков, 1983; Клишевич, Храмов, 1993; Мосаковский и др., 1993) возникает регулярная система поднятий и прогибов (Синицын, 1960; Шванов, 1983; Леонов, 2008).

Морфоструктурная дифференциация палеобассейна на систему поднятий и прогибов наиболее адекватное объяснение находит с позиций модели изгибной неустойчивости расслоенных сред, предложенной в (Лобковский, 1988), и происходит в результате дисгармоничной деформации коры: упруго-пластичной в габбро-базальтовом слое и вязко-пластичной – в ультрабазит-серпентинитовом (рис. 6). Образуются области оттока – им соответствуют отрицательные морфоструктуры (осадочные бассейны) – и области нагнетания – им соответствуют положительные морфоструктуры (авулканические подводные и островные гряды, карбонатные банки и мини-платформы). Зонам оттока соответствует билатеральное растекание глубин-

ных горных масс, зонам нагнетания – их встречное течение, смятие, тектоническое расслоение, вдавливание в нижние и выдавливание в верхние горизонты коры. Происходит тектоническое расслоение океанской литосферы, отслаивание осадочной оболочки от расположенного ниже корового слоя, зарождение дискретных зон внутрибассейновой конвергенции.

Поскольку в пределах Туркестанского палеоокеана, вероятно, не существовало единой зоны субдукции (Мосаковский и др., 1993), процесс поглощения коровых масс был рассредоточен и проявлялся на конвергентных границах крупных внутрибассейновых морфоструктурных элементов. В этих местах возникали “холодные” тектонические пробки, которые препятствовали проникновению в верхние горизонты фрагментов мафической океанической коры и продуктов магматизма. В результате были сформированы специфические зоны малоглубинной “самоблокирующей” (замковой) субдукции (англ. *self-closing subduction*) (Леонов, 1996), поверхностным выражением которых являются морфоструктуры типа коллизионных швов, зон концентрированной деформации, зон тектонического сшивания. Этим поверхностным линейным морфоструктурам соответствуют линейные, узкие (15–20 км) и протяженные зоны флексуобразного и синформного изгиба поверхности М с относительно крутыми склонами, отмеченные в поле силы тяжести отрицательными аномалиями (Беккер и др., 1988). Совокупность этих глубинных и поверхностных ансамблей можно рассматривать как морфоструктурное выражение конвергенции, проявившейся как на этапе палеоокеанического развития (палеозой), так и в период новейшего орогенеза, когда коллизионные швы были трансформированы в морфологически выраженные зоны концентрированной деформации.

Центрально-симметричные морфоструктуры

В пределах Тянь-Шаня известны лишь единичные морфоструктуры этого типа. Наиболее выразительны Фанские горы и составляющий их центральную часть Ганза-Чимтаргинский массив, образующий в системе Зеравшанского хребта обособленный и своеобразный геологический ансамбль. Тектоническая структура Ганза-Чимтаргинского массива чрезвычайно своеобразна (рис. 7, 8) и представляет собой блюдцеобразную центрально-симметричную синформу, сформированную пакетом палеозойских отложений широкого стратиграфического диапазона – от ордовика до верхнего карбона включительно. Синформа образует овал ($\approx 30 \times 60$ км), длинная ось которого ориентирована в направлении ВЮВ–ЗСЗ, несколько косо по отношению к субширотному простираю хребтов Южного Тянь-Шаня.

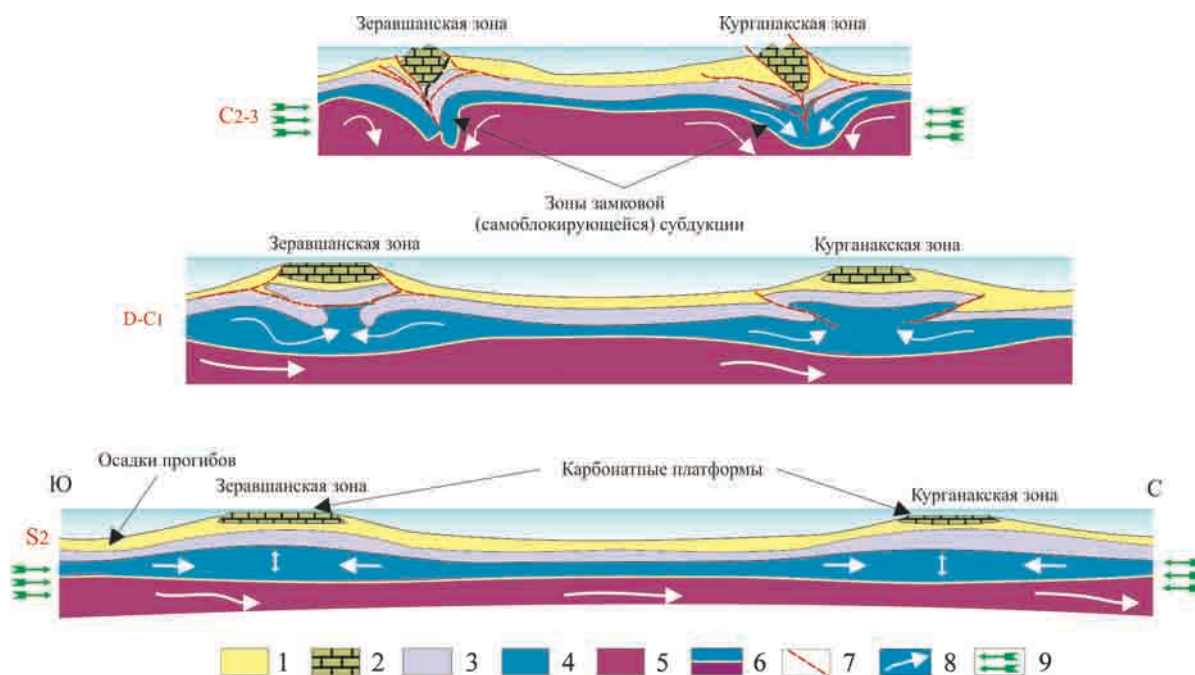


Рис. 6. Формирование зон самоблокирующей (замковой) субдукции (снизу вверх – последовательные этапы) в пределах Гиссаро-Алая. В основу геодинамической схемы положена модель изгибающей неустойчивости расслоенных сред Л.И. Лобковского (1988).

1 – осадочные отложения бассейнов (силур-карбон нерасчлененные), 2 – карбонатные отложения подводных отмелей (верхний силур-нижний карбон), 3 – упруго-пластичный габбро-базальтовый слой, 4 – пластичный ультрабазит-серпентинитовый слой, 5 – верхняя мантия, 6 – граница М, 7 – разломы, 8 – направления перемещения горных масс, 9 – ориентировка общего сжатия и сокращения пространства.

Fig. 6. Development of zones of self-blocking (lock) subduction (from bottom to top – consistent stages) within the Gissar-Alai. The geodynamic scheme is based on the model of bending instability of stratified substances by L.I. Lobkovsky (1988).

1 – sedimentary deposits of the basins (Silurian-Carboniferous, undivided), 2 – carbonate deposits of submarine shoals (Upper Silurian-Lower Carboniferous), 3 – elastic-plastic gabbro-basalt layer, 4 – plastic ultrabasic-serpentinite layer, 5 – upper mantle, 6 – Moho boundary, 7 – faults, 8 – direction of movement of rock masses, 9 – orientation of general compression and area's reduction.

Синформа имеет сложное строение и сформирована кольцевой системой многочисленных чешуй, тектонических надвигов и малоамплитудных покровов. Тела покровов и чешуй сложены породами одного и того же типа разреза палеозойских отложений. Все линейно-плоскостные элементы: осевые плоскости складок, зоны расланцевания, плоскости надвигов, положение тектонических чешуй, плоскости напластования, ориентировка линейности и пр. находятся в соответствии очертаниями и синклиальной формой массива. Крутые поперечные разломы (сбросы, сдвиги) в пределах синформы единичны и имеют очень незначительную амплитуду.

Тектоническая структура и вещественное выполнение разреза во многом определяют морфологию горного массива и характерные детали его рельефа. Ганза-Чимтаргинский массив представляет собой горный узел с максимальными для региона

высотами (г. Ганза – 5306 м, г. Чимтарга – 5489 м). Орография массива дисгармонична по отношению к общей орографии Гиссаро-Алая, так же как его тектоническая структура, дисгармоничная к генеральной структуре региона.

В плане массив имеет форму овала. Вершинная поверхность образует пологий купол, слегка прогнутый в центральной части в соответствии с общей синклиальной формой массива и наложенный на общую линейную конфигурацию орографических элементов Гиссаро-Алая.

Склоны купола представлены системой ступеней – куэст, число которых в разных местах от трех до пяти-семи и более (рис. 9). Наличие такого рельефа обусловлено тектонической чешуйчатонадвиговой структурой массива с многократным чередованием компетентных известняков и доломитов силура-девона и менее компетентных зеленых сланцев ордовика-нижнего силура и

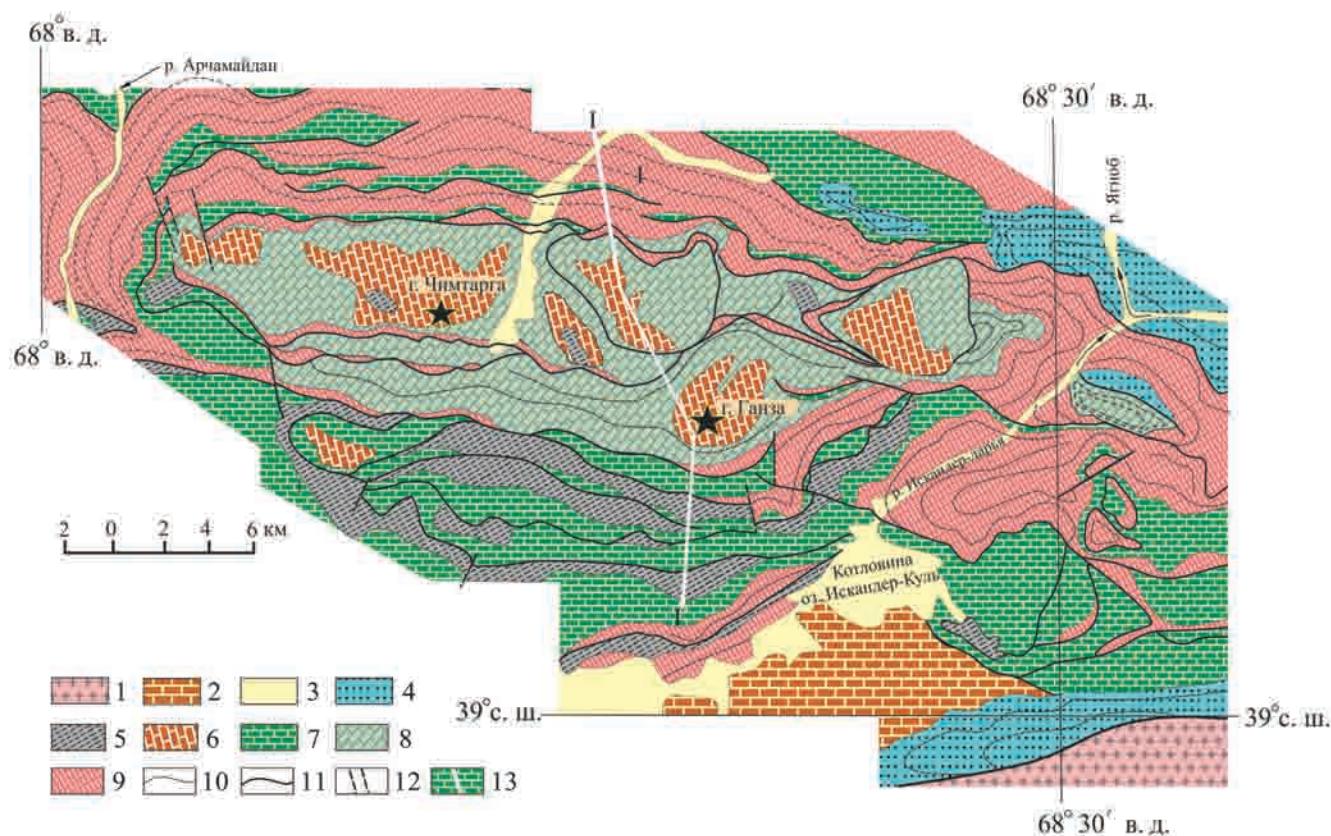


Рис. 7. Схематическая структурно-геологическая карта центральной части Фанских гор.

1 – Гиссарская структурно-формационная зона; 2 – Хазрет-Дукдонская структурно-формационная зона; 3 – четвертичные отложения; 4 – мезозойско-кайнозойские отложения; 5–9 – палеозойские комплексы Фанских гор (Ягнобская структурно-формационная зона): 5 – пушневатская свита (D_2-C_1), 6 – нижне-средне(?) девонские мраморизованные известняки, 7 – преимущественно рифогенные известняки и доломиты лудловского подотдела верхнего силура (сокращенный тип разреза), 8 – отложения лудловского подотдела верхнего силура (полный тип разреза), 9 – зеленые сланцы Ягнобского комплекса ($O-S_{in-w}$); 10 – структурные линии; 11 – пологие разрывы; 12 – поперечные сдвиги и сбросы; 13 – линия профиля на рис. 8.

Fig. 7. Structural-geological scheme of the central part of the Fan Mountains.

1 – Gissar structural-formational zone; 2 – Khazret-Dukdon structural-formational zone; 3 – Quaternary deposits; 4 – Mesozoic-Cenozoic deposits; 5–9 – Paleozoic complexes of the Fan Mountains (Yagnob structural-formational zone): 5 – Pushnevat suite (D_2-C_1), 6 – Lower-Middle(?) Devonian marbled limestones, 7 – predominantly reef limestones and dolomites of the Ludlov subdivision of the Upper Silurian (reduced type of section), 8 – deposits of the Ludlov subdivision of the Upper Silurian and marbled Lower-Middle Devonian (full type of the section), 9 – green shales of the Yagnob complex ($O-S_{in-w}$); 10 – structural lines; 11 – gently sloping faults; 12 – transverse shears and normal faults; 13 – line of cross section (Fig. 8).

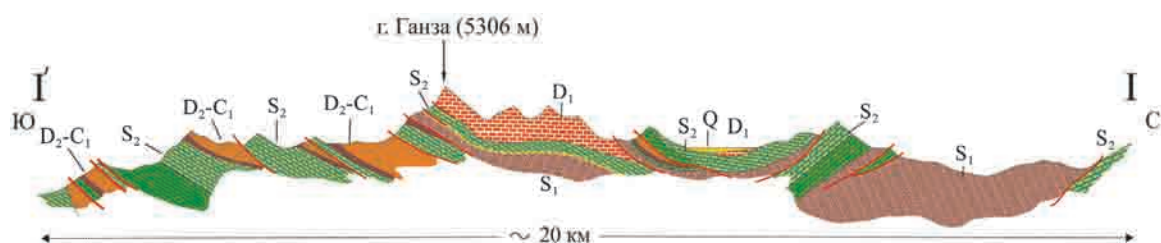


Рис. 8. Поперечный разрез через Ганза-Чимтаргинский массив.

Линия разреза на карте (см. рис. 7) указана ориентировочно. Условные обозначения – см. рис. 7.

Fig. 8. Cross section through the Ganza-Chimtarga massif.

The cut line on the map (see Fig. 7) is indicated roughly. Legend – see Fig. 7.

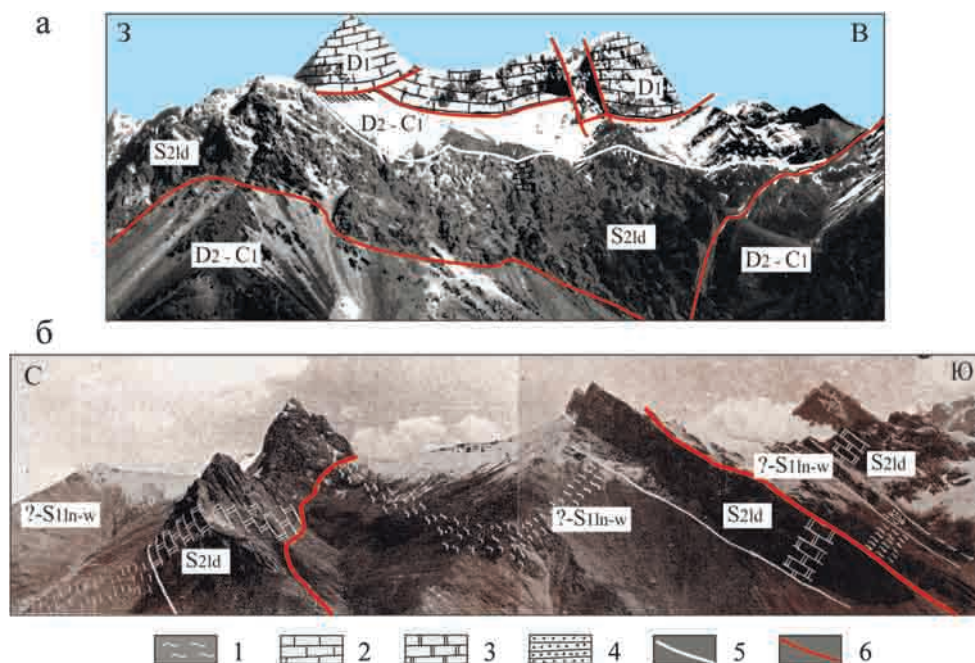


Рис. 9. Тектонические чешуи и ступенчато-куэстовый рельеф Ганза-Чимтаргинского массива.

а – южный склон (вид с юга), б – северный склон (вид с запада).

1 – зеленые сланцы Ягнобского комплекса, 2 – мраморизованные известняки, 3 – известняки и доломиты, 4 – кремнисто-терригенные отложения, 5 – стратиграфические границы, 6 – тектонические границы.

Fig. 9. Tectonic scales and stepped cuesta relief of the Ganza-Chimtarga massif.

а – southern slope (view from the south), б – northern slope (view from the west).

1 – green shales of Yagnob complex, 2 – marbled limestones, 3 – limestone and dolomites, 4 – siliceous-terrigenous deposits, 5 – stratigraphic limits, 6 – tectonic limits.

теригенно-кремнистых отложений девона–карбона. Чешуйчатая структура облегчает избирательную эрозию, и эти два фактора – тектонический и экзогенный – формируют чрезвычайно своеобразный рельеф Ганза-Чимтаргинского массива и Фанских гор. Рельеф массива – обращенный, так как он образует гигантскую синформу, наиболее прогнутые части которой проецируются в область наибольших высотных отметок массива, и вершинная поверхность является зеркальным отражением подошвы синформы.

Таким образом, совокупный облик геологического строения и морфологии указывает, что Ганза-Чимтаргинский массив является обособленной морфоструктурой, дисгармоничной по отношению к генеральному плану Тянь-Шаньского орогена. Этому же типу морфоструктур принадлежат Ягнобский (Зеравшанский хр.) и Сугутский (Восточно-Алайский хр.) массивы.

Ганза-Чимтаргинский массив и аналогичные морфоструктуры с момента зарождения и до новейшего этапа имели и имеют морфологическое выражение, будучи результатом длительной и сложной комбинации различных эндогенных и экзогенных геологических процессов (рис. 10) (Леонов, 2008; и др.).

В рифее–раннем палеозое в пределах ложа Туркестанского палеоокеана происходят лавовые извержения и начинается рост вулканических сооружений. С течением времени вершина вулканической постройки достигает поверхности океана. В какой-то момент извержения прекращаются (причины этого здесь не обсуждаются), на поверхности вулканической постройки начинается образование коралловых, брахиоподовых и водорослевых рифов. Их появление фиксирует начало продолжительного (порядка 80 млн лет) более или менее равномерного опускания кровли вулканической постройки, которое компенсируется накоплением более чем двухкилометровой толщи карбонатных рифовых отложений.

Перманентное опускание, как это следует из опыта изучения современных атоллов (Гэскэлл, 1963; Хесс, 1969), геологического строения и истории становления массива (Леонов, 1988, 2008) и данных моделирования (Краусс, 1973), связано с пластическим “расползанием” горных масс в условиях их гравитационной неустойчивости. Под действием вертикально направленных сил, обусловленных, с одной стороны, весом горного сооружения и, с другой стороны, выталкивающей архиме-

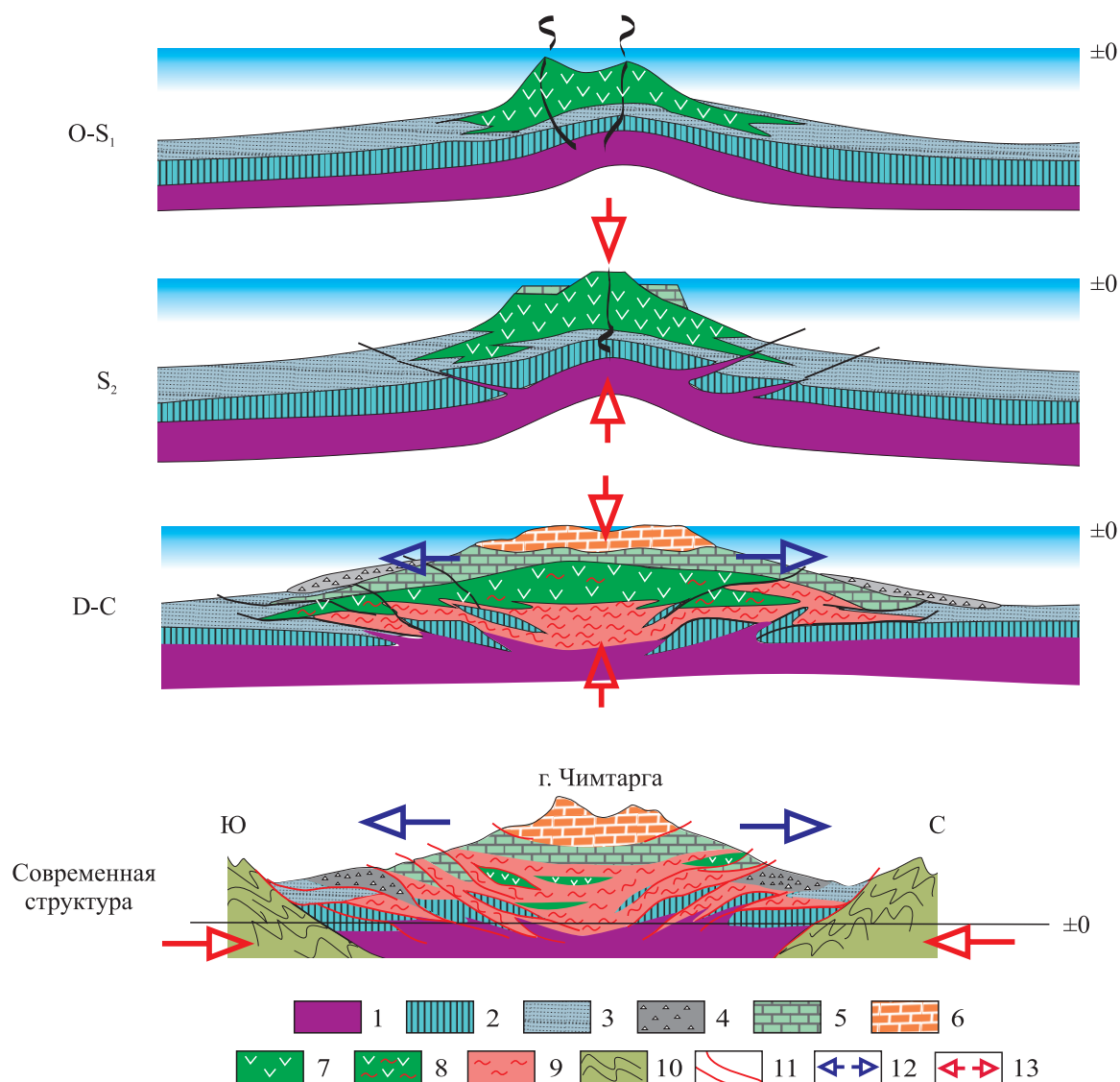


Рис. 10. Схема формирования морфоструктуры Ганза-Чимтаргинского массива.

1–3 – кора Туркестанского палеоокеана: 1 – 3-й слой (ультрабазитовый), 2 – 2-й слой (габбро-базальтовый), 3 – 1-й слой (осадочный); 4 – микститы; 5 – рифогенные известняки и доломиты (силур); 6 – рифогенные мраморизованные известняки и доломиты (девон); 7 – основные вулканиты (ордовик-нижний силур); 8 – основные вулканиты, частично в фации зеленых сланцев; 9 – зеленые сланцы по основным вулканитам и кремнисто-терригенным породам; 10 – палеозойские отложения обрамления массива; 11 – разломы; 12, 13 – направления: 12 – удлинения (растяжения), 13 – укорочения (сжатия).

Fig. 10. Scheme of the formation of the morphostructure of the Ganza-Chimtarga massif.

1–3 – crust of the Turkestan paleo-ocean: 1 – 3rd layer (ultrabasic), 2 – 2nd layer (gabbro-basalt), 3 – 1st layer (sedimentary); 4 – mixtites; 5 – reef limestones and dolomites (Silurian); 6 – reef marbled limestones and dolomites (Devonian); 7 – basic volcanics (Ordovician-Lower Silurian); 8 – basic volcanics, partly in the greenschist facies; 9 – greenschist rocks on basic volcanics and siliceous-terrigenous rocks; 10 – folded deposits of the sedimentary layer; 11 – faults; 12, 13 – directions: 12 – elongation (stretching), 13 – shortening (compression).

довой силой (ее существование следует из строения коры и принципа изостазии) происходят структурные преобразования горных пород и их плоскопараллельное пластическое течение. Происходит тектоническое расслоение массива, сопровождающееся значительным дифференциальным перемещением горных пород в субгоризонтальном на-

правлении. Замеры величины деформации показывают, что удлинение геологических тел (галеk в конгломератах, разорванных фрагментов пластов, минеральных зерен, колоний кораллитов) может достигать 200–300%, а местами до 1000% и более. Горизонтальное перераспределение горных пород в пределах вулканогенно-рифовых массивов

происходит в условиях катагенеза и относительно низкотемпературных зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма.

Проявление структурно-метаморфических процессов подчеркивает округлую блюдцеобразную форму этой морфоструктуры. “Расползание” горного массива приводит к медленному опусканию его кровли и постепенному наращиванию рифовой постройки. Нижние горизонты рифовых известняков и доломитов под действием веса вышележащих пород и вызванного этим вертикального утонения и латерального удлинения также испытывают пластическое течение. При погружении карбонатные породы в результате пластической деформации “перетекают” в более глубокие части бассейна и перекрываются там глубоководными отложениями. В центре же постройки в результате ее проседания продолжается рост рифа. В конечном счете формируется линзообразная двояковыпуклая внутренне расслоенная морфоструктура. В периоды общего сжатия и сокращения пространства (первый этап – средний-поздний карбон, второй этап – неоген-четвертичное время) происходит тектоническое выжимание “линзы” в верхние горизонты разреза, усложнение ее тектонической структуры, надвигание на соседствующие структурно-формационные элементы. На новейшем этапе осуществляется скульптурирование рельефа, а также возобновление центростремительного гравитационного неустойчивого горного сооружения. Процесс расползания приводит к надвиганию палеозойских метаморфических сланцев на отложения мела–палеогена внутригорных впадин, а также к формированию современных тектоно-гравитационных микститов, маркирующих в Зеравшанской и Зиддинской впадинах северный и южный надвиговые фронты массива. К сходным аномальным центрально-симметричным структурам можно отнести также Сугутский массив Восточно-Алайской сигмиды (Коньгин, Леонов, 1985, 1987; Соловьев, 1990).

Морфоструктурное проявление тектоники гранитов

На территории Тянь-Шаня широко развиты граниты, входящие в состав палеозойского фундамента орогена. В частности, в пределах хребтов Терской-Алатоо, Сусамырского, Джумгалского, Гиссарского граниты занимают ~60–80% территории. Хребты соответствуют антиклинальным мегаскладкам основания, синклиналим складкам отвечают альпийские межгорные и внутригорные впадины. Хребты и впадины чередуются друг с другом, формируя современную морфоструктурный линейно-купольную морфоструктуру (Костенко, 1970; Шульц, 1973; Чедия, 1986; Макаров, 1990;

Уфимцев и др., 2009) (см. рис. 2). Формирование пликативной поверхности фундамента и чередование зон поднятия и опускания указывают на существование зависимости между реологией субстрата и тектоникой, допускающей объемное перераспределение пород в пространстве – отток из областей впадин и нагнетание в зоны поднятий (Миколайчук и др., 2003; Леонов и др., 2017, 2018).

Эта закономерная картина крупномасштабного рельефа поверхности фундамента местами нарушена формами более высокого порядка – куполами-антиклиналями и протрузивными телами с гранитным ядром (рис. 11) (Уфимцев и др., 2009; Леонов и др., 2018; Пржиялговский и др., 2018). В частности, эти структуры, образуют форберги в прибрежных частях Иссык-Кульской впадины и отчетливо выражены в рельефе в виде так называемых “островных гор”. Их размер составляет от нескольких сотен метров до 1–2 км. В плане они имеют форму овалов и линз с соотношением длин осей 1 : 1.5–1 : 10, вытянутых в общем тянь-шаньском направлении, иногда несколько косо по отношению к генеральному структурному субширотному плану орогена.

В поперечном разрезе купола обычно асимметричны: наклон пологого крыла составляет 10–15°, крутого – 25–45°, редко до 60°, но наблюдаются и крутые наклоны поверхности фундамента вплоть до запрокинутого залегания. На пологих склонах отложения чехла залегают на гранитах стратиграфически, с корой выветривания в основании. Крутые контакты представлены или флексурными перегибами в сочетании с тектоническими срывами или малоамплитудными разломами и зонами тектонизации. Для гранитных тел протыкания характерна объемная дезинтеграция, выраженная в наличии большого числа разломов разной протяженности и кинематики, трещин, тектонических брекчий, катаклаза и рекристаллизации минеральных зерен.

Линейные дислокации организованы в решетчатую систему прямоугольных, ромбоэдрических, линзовидных или сфероидальных фрагментов (рис. 12). Деформации с той или иной степенью интенсивности проявлены практически по всему объему гранитных тел протыкания, создавая специфическую инфраструктуру гранитов. В разных блоках и доменах ориентировка систем трещин и полей напряжений может быть различна, что указывает на дифференциальную подвижность отдельных фрагментов в принципе единого геологического тела. Между фундаментом и осадочным чехлом наблюдается структурная дисгармония, возникающая на плитной и орогенной стадиях развития территории. Раздробленные, разрыхленные граниты в виде изолированных тел выведены на более высокий гипсометрический уровень, чем окружающие их отложения мел-палеогенового осадочного чехла, и создают в рельефе четко выраженные положительные

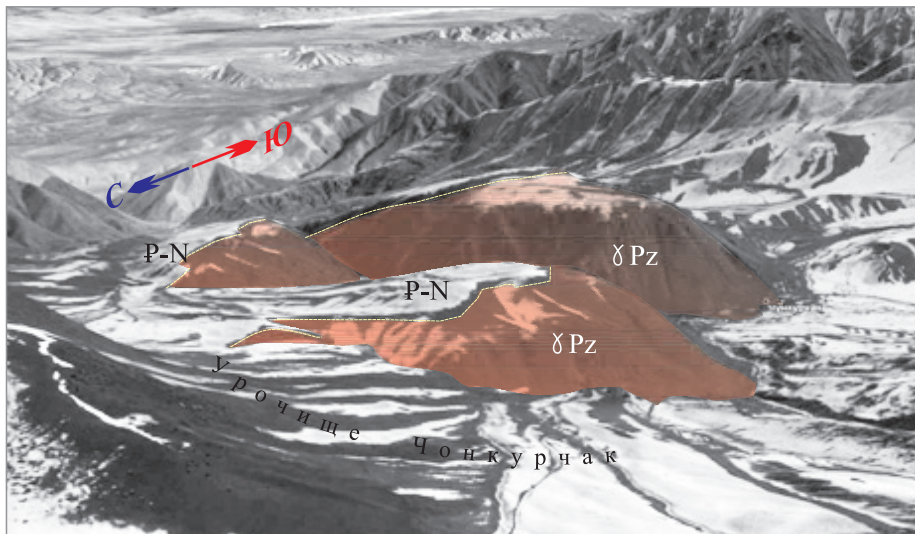


Рис. 11. Купол палеозойских гранитов в пределах мезозойско-кайнозойского прогиба. Урочище Чонкурчак (междуречье Аламедин–Ала–Арча).

Fig. 11. Paleozoic granite dome within the Mesozoic-Cenozoic trough. Chonkurchak locality (Alamedin–Ala–Archa interfluvium).



Рис. 12. Пример тектонической инфраструктуры гранитов (южный борт Кочкорской впадины).

Fig. 12. Example of tectonic infrastructure of granites (southern slope of the Kochkor depression).

формы; породы окружения слагают относительно пониженные участки рельефа. Таким образом, гранитные тела протыкания образуют морфоструктурные аномалии. Эксгумация гранитов происходила (Пржиялговский и др., 2017) уже после их вхождения в состав консолидированного слоя в несколько этапов. В новейшее время граниты воздымаются особенно активно и формируют положительные морфологические формы. Главными факторами, ответственными за эксгумацию гранитов на дневную поверхность, являются высокая объемная подвижность пород и действие механизма вязкостной инверсии (Леонов и др., 2018). Эти аномальные морфоструктуры зафиксированы и в геофизических полях (Пржиялговский, Лаврушина, 2017; Пржиялговский и др., 2018; Рыбин и др., 2018). Так, в пределах урочища Чонкурчак установлено наличие слоя повышенной электропроводности,

который идентифицирован, как массив катаклазированных гранитов (Рыбин и др., 2016).

Тела протыкания с гранитным ядром – купола и протрузии – одно из характерных явлений тектоники Тянь-Шаня, но при этом каждая из таких структур представляет собой морфологическую аномалию, нарушающую фоновую морфоструктуру региона (Леонов и др., 2018). Катаклазированные, раздробленные, разрыхленные граниты занимают более высокое гипсометрическое положение, чем окружающие породы, образуя так называемые “островные горы”.

Таласо-Ферганский разлом

При описании Фанских гор было подчеркнуто отсутствие сколько-нибудь значимых разломов (сбросов, сдвигов и пр.), поперечных к об-

щему простиранию Тянь-Шанских структур. Наличествуя непротяженные и малоамплитудные поперечные разломы, не нарушающие общего структурного плана горного сооружения. Эта особенность характерна и для Тянь-Шаня в целом, в чем легко убедиться, взглянув на геологические карты. Единственным дизъюнктивным нарушением, секущим структуры Тянь-Шаня, является Таласо-Ферганский разлом (в дальнейшем ТФР) – один из наиболее выразительных тектономорфологических элементов этого горного сооружения (рис. 13).

Дальнейшее описание зоны ТФР дано на основе анализа данных, содержащихся в (Огнев, 1954; Буртман, 1964, 2006, 2012; Верзилин, 1968; Макаров, 1990; Трифонов и др., 1990; Корженков, 1993; Бискэ, 1996; Корженков и др., 2007; Геодинамика..., 2009; Уфимцев и др., 2009; Баталев и др., 2012, 2013; Rolland et al., 2013; Bande et al., 2016; Алексеев и др., 2014, 2017; и др.) и наблюдений авторов статьи.

ТФР является правым сдвигом северо-западного – юго-восточного простирания с субвертикальной плоскостью сместителя. Разлом косо сечет Центрально-Азиатский подвижный пояс в пре-

делах Тянь-Шаня и примыкающих к нему структур (см. рис. 1, 2). На севере ТФР смыкается с Главным разломом Большого Каратау, по которому граничат структуры Каратау-Таласского и Срединно-Тяньшаньского сегментов. На юге ТФР кулисно надстраивается правым сдвигом западного Кунь-Луня, а также прослеживается под чехлом четвертичных отложений в западном Тариме, имея на юге продолжение в виде структур “пальмового дерева” в отложениях олигоцена и неогена. В генеральном плане ТФР имеет южное продолжение в виде кулисной системы правых сдвигов, отделяющих Таримский блок от складчатой области Памира (Шаче-Яндаманский, Момукский, Памиро-Каракорумский сдвиги) (Rolland et al., 2013).

Зона Каратаусского-Таласо-Ферганско-Западно-Таримского правого сдвига в совокупности имеет протяженность более 1500 км, являясь одним из крупнейших внутриконтинентальных разломов как сдвиговой системы Центральной Азии, так и в планетарном масштабе.

Существование правого сдвига вдоль зоны сочленения разнородных сегментов Тянь-Шаня и прилегающих к нему иных тектонических провинций (Памир, Тарим) фиксируется для палеозоя, мезо-

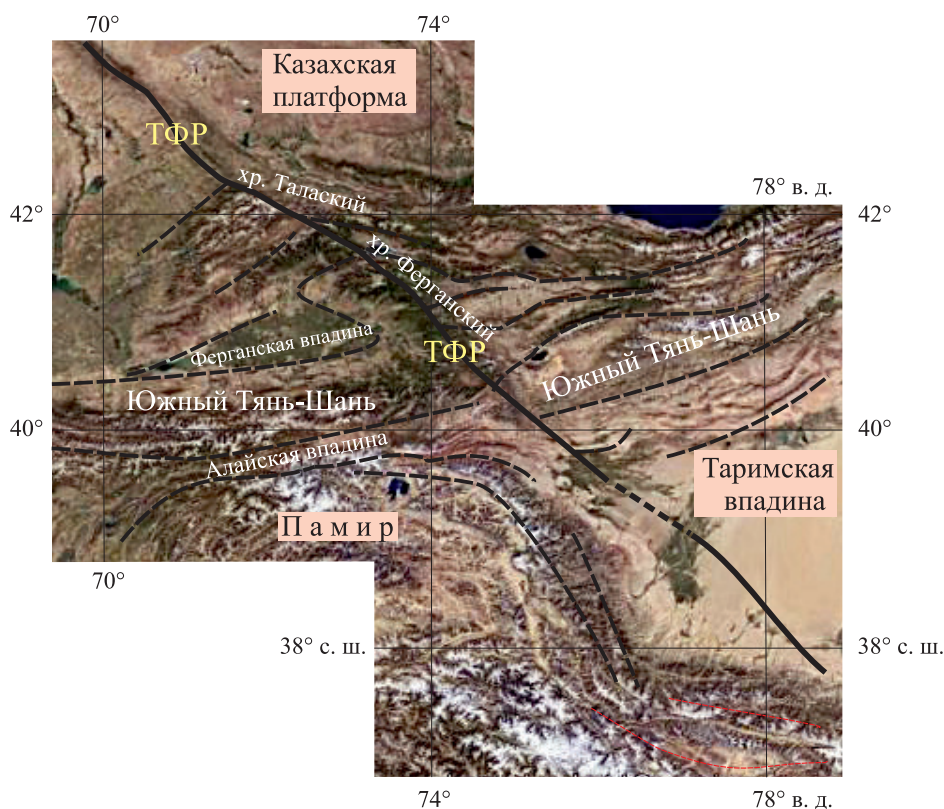


Рис. 13. Таласо-Ферганский разлом в структуре Центральной Азии. Трассирование ТФР, по (Bande et al., 2016) (основа – спутниковое изображение Google Earth Pro).

Fig. 13. Talas-Fergana fault in the structure of Central Asia. TFF position according to (Bande et al., 2016) (on Google Earth Pro space image).

зоя и кайнозоя, и новейшего этапа (Буртман, 1964, 2006; Трифонов и др., 1990, 2008; Корженков, 1993; Современная геодинамика..., 2005; Корженков и др., 2007; Уфимцев и др., 2009; Rolland et al., 2013; Алексеев и др., 2014, 2017; Bande et al., 2017). Согласно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определениям, документировано несколько деформационных эпизодов (Rolland et al., 2013): а) 312 ± 4 млн лет – инициальная праводвиговая транспрессия, синхронная позднекаменноугольным метаморфическим событиям Северного и Срединного Тянь-Шаня; б) 290–260 млн лет (пермь) – основная фаза правого сдвига по всей протяженности разлома; в) 240 и 210 млн лет (поздний–средний триас) – частичная перезагрузка изотопной системы в этом интервале, связанная, вероятно, со структурно-вещественной перестройкой фундамента в процессе становления эпипалеозойской платформы.

В пермо-триасовое время западное крыло разлома было перемещено на северо-запад относительно восточного крыла (правый сдвиг) на расстояние свыше 100 км. В юрское время вдоль отдельных участков разлома возникли грабены, в которых накапливались терригенные и угленосные отложения. Движения по разлому продолжаются и в настоящее время. Суммарная величина горизонтальных перемещений с позднего палеозоя до голоцена достигла 180 км, а с учетом пластической деформации крыльев разлома – 250 км. Вертикальные перемещения составляют несколько километров. Средняя скорость смещений в голоцене, по данным (Трифонов и др., 1990), составляла в Ферганском хребте от 5 мм/год на юго-востоке разлома до 7–15 мм/год в верховьях р. Чаткал. По направлению к северо-западу скорость уменьшается. Суммарный правый сдвиг по разлому за последние 0.7–1.8 млн лет равен 12–14 км. Зона разлома сейсмична, очаги землетрясений достигают глубины 50 км.

Зона ТФР четко выражена морфологически. Согласно (Уфимцев и др., 2009), разлом представляет собой основную разделительную линию в тектоническом рельефе горной области и приурочен к осевой линии цокольного поднятия, выраженного хребтами Большого Каратау, Таласским и Ферганским. Крылья разлома вздыблены навстречу друг другу (рис. 14), что указывает на встречное движение геоблоков, которое трансформируется в правосторонний сдвиг. Морфологические особенности рельефа и ансамбли неотектонических форм к западу и к востоку от линии разлома различны.

В северо-восточном крыле преимущественно проявлена сводово-глыбовая морфотектоника – чередование цепей поднятий (хребтов) и межгорных впадин с общим субширотным простираем. Неотектонические формы в пределах юго-западного крыла характеризуются структурами блокового торшения северо-восточного простираения, с перекосом блоков в сторону Ферганской впадины и их

погружением в западном направлении. Различия в морфотектонике западного и восточного крыльев ТФР особенно четко проявлены в рисунке речной сети (рис. 15) (Уфимцев и др., 2009). На северо-востоке от разлома плановый рисунок речной сети четко структурирован, и основные его элементы имеют билатеральную продольную симметрию.

Наблюдается центробежное распределение водотоков, рисунок которых позволяет реконструировать вытянутые в субширотном направлении овалы с дугообразными замыканиями на периклинальных окончаниях хребтов-сводов. Вблизи окончаний овалов, главным образом западных и юго-западных, происходит их сужение, сопряженное с правосторонними изгибами. Эти особенности являются признаками пликативной, сводовой природы водораздельных поднятий и объемной подвижности (текучести) горных масс. Форма и деформация овалов свидетельствуют об их согласованном развороте по часовой стрелке. Восточная часть Тянь-Шаня в морфоструктурном отношении это верхнекоровая брекчия (мегакатаклизит) – характерная форма сводово-глыбовых возрожденных орогенов (Уфимцев и др., 2009). На юго-западном крыле рисунок речной сети меняется при движении с северо-запада на юго-восток. В Чаткало-Кураминском районе рисунок близок по конфигурации к таковому северо-восточного блока (центробежные овалы). В части Ферганской впадины, прилегающей к ТФР, развиты центробежные полуовалы (структурные мысы), открытые к разлому, что свидетельствует о проявлении в четвертичное время глыбовой морфотектоники.

Таким образом, можно видеть, что зона ТФР представляет собой тектонический элемент, который выражен как структурно – в виде системы сдвигов и оперяющих разломов, так и морфологически – в виде системы хребтов, впадин и других сопутствующих форм рельефа, т. е. является обособленной морфоструктурой в прямом значении этого понятия. По своему размеру и геологической значимости зона ТФР находится в одном ряду с такими тектоническими линиями Тянь-Шаня, как Линия Николаева, Южно-Ферганский и Южно-Гиссарский разломы, зона Байбичетов и др. Но в отличие от перечисленных структур, имеющих продольное к оси складчатого сооружения положение, зона ТФР – единственная, которая расположена поперечно к простираению структур Тянь-Шаня, и в этом отношении она является морфоструктурной аномалией.

Зона ТФР находит отражение и в данных геофизических исследований. По данным спутниковой геодезии оценены величины современных движений. Показано (Зубович, Мосиенко, 2002, 2009; Современная геодинамика..., 2005; Зубович и др., 2007; Кузиков, Мухамедиев, 2010), что касательная к разлому компонента скорости в юго-западном

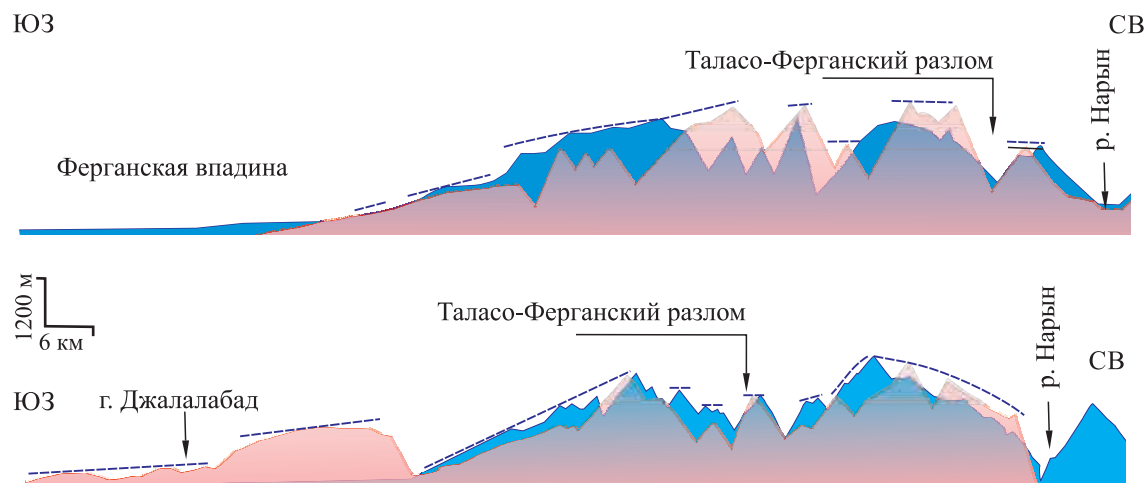


Рис. 14. Совмещенные морфологические профили вкост зоны Таласо-Ферганского разлома, по (Уфимцев и др., 2009), схематизовано.

Пунктирные линии – реконструированные участки доорогенной поверхности выравнивания.

Fig. 14. Combined morphological profiles across the Talas-Fergana fault zone, after (Ufimtsev et al., 2009), schematized.

The dashed lines are the reconstructed areas of the preorogenic alignment surface.

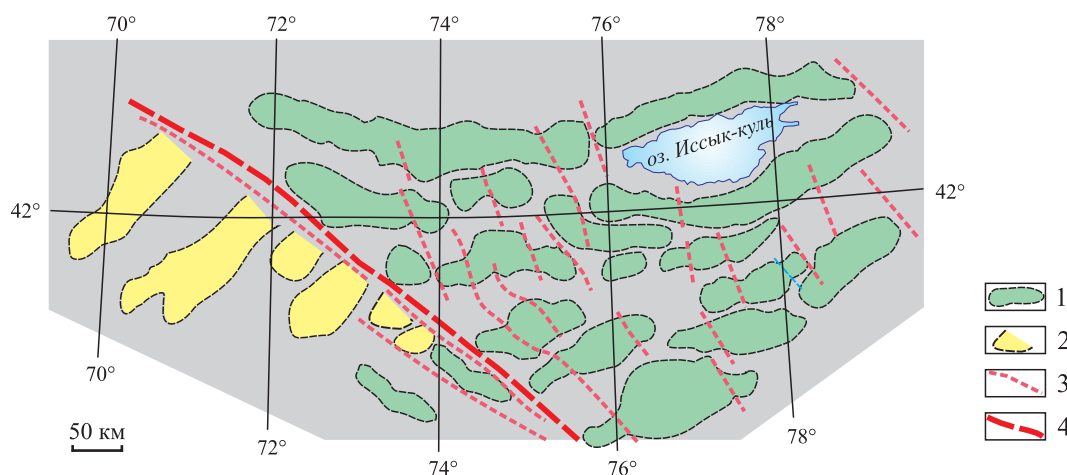


Рис. 15. Овалы с центробежным рисунком водотоков современной гидросети Тянь-Шаня, по (Уфимцев и др., 2009), схематизовано.

1 – овалы с центробежным рисунком водотоков, 2 – полуовалы гидросети, 3 – линии смещения овалов (линеаменты?), 4 – Таласо-Ферганский разлом.

Fig. 15. Oval areas with a centrifugal pattern of river's valleys of Tien Shan, after (Ufimtsev et al., 2009), schematized.

1 – ovals with a centrifugal pattern of valleys, 2 – semi-ovals of the hydraulic network, 3 – shearing lines of ovals (lineaments?), 4 – Talas-Fergana fault.

крыле разлома выше, чем в северо-восточном, что подтверждает правосторонний характер напряжений, деформаций и смещений в зоне разлома.

Величина смещений, которые рассредоточены в довольно широкой полосе, в среднем составляет ≈ 1 см/год, что значительно меньше величин, определенных по геологическим данным. Век-

торы скоростей к северо-востоку от разлома также имеют компоненты правостороннего сдвига, и правосторонние деформации и смещения проявляются в широкой полосе. Вдоль простирания ТФР выявлена тенденция движения реперов в северо-северо-западном направлении (рис. 16). Современных движений вдоль разрыва в пределах Чаткало-

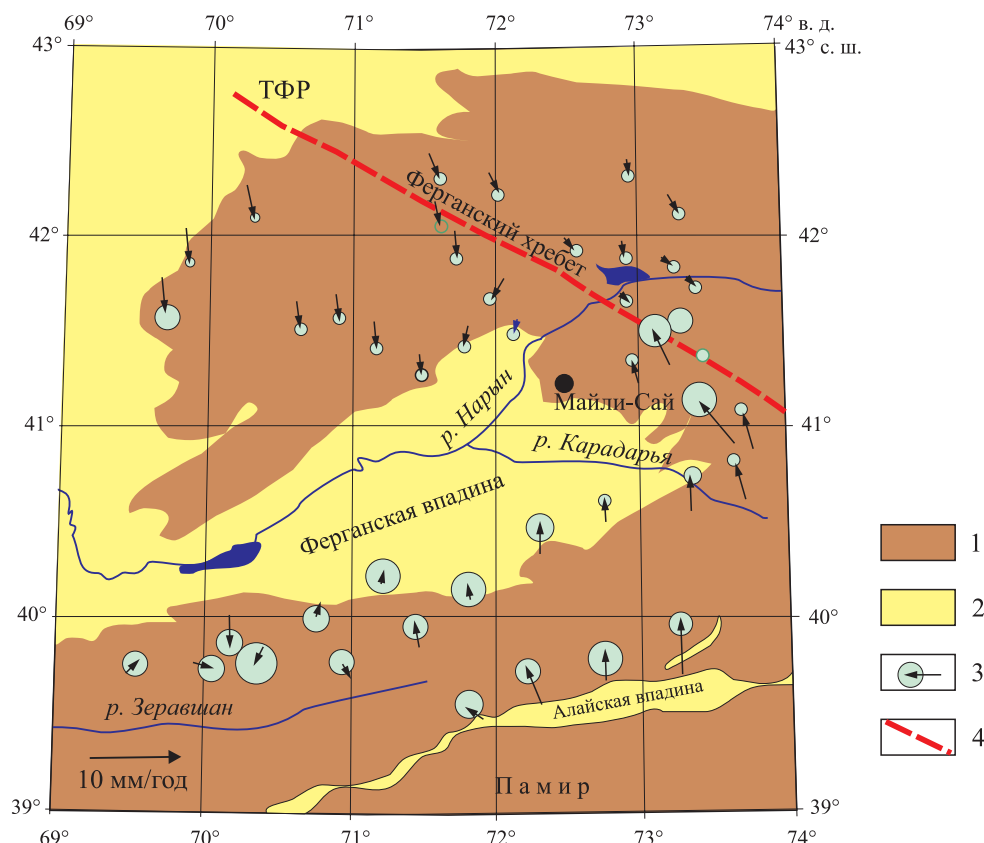


Рис. 16. Фрагмент карты векторов скоростей современных смещений реперов земной поверхности для территории Тянь-Шаня, по (Современная геодинамика..., 2005).

1 – горное сооружение; 2 – межгорные впадины; 3 – векторы скорости смещения, величина стрелок указывает значение скоростей в соответствии с масштабом в левом нижнем углу карты, размеры окружностей показывают доверительные области с точностью измерения 95%; 4 – Таласо-Ферагнский разлом.

Fig. 16. Fragment of the map of the velocity vectors of modern displacements of the earth's surface benchmarks for the Tien Shan, after (Modern Geodynamics..., 2005).

1 – mountain structure; 2 – intermontane depressions; 3 – displacement velocity vector, the size of the arrows indicates the value of the velocities in accordance with the scale in the lower left corner of the map, the sizes of the circles show confidence areas with a measurement accuracy of 95%; 4 – Talas-Feragha fault.

Кураминского сегмента, в отличие от существенных перемещений в голоцене, в настоящее время не зафиксировано. В юго-восточном направлении наблюдается постепенное увеличение скорости сдвига до 3 мм/год в противовес затухающему голоценовому правостороннему сдвигу западного сегмента Тянь-Шаня. Из чего следует, что восточное крыло ТФР (Центральный Тянь-Шань) отстаёт от западного.

Северная компонента скорости, рассчитанная относительно стабильной центральной части Евразии, по всему Тянь-Шаню убывает к северу, достигая разницы до 13–15 мм/год. Юго-западный сегмент Тянь-Шаня имеет западные склонения векторов скоростей с величинами 5–6 мм/год. К северо-западу от Чаткало-Кураминского блока происходит смена компоненты движения с северной на южную. В пределах восточного сегмента Тянь-Шаня

распределение горизонтальных компонент скорости организовано более сложно, чем на западе. Так, величины северной компоненты скорости выдержаны в направлении В–СВ. Восточная компонента скорости в районе меридиана 76° ВД испытывает смену склонений векторов скорости: к западу от этого меридиана она имеет западные склонения, а к востоку – восточные. Максимальные меридиональные укорочения до 6 мм/год наблюдаются в районе Иссык-Кульской впадины. Таким образом, данные космической геодезии указывают на определенное различие в проявлении современных горизонтальных движений в крыльях ТФР.

Методами магнитотеллурического зондирования (рис. 17) установлено различие характеристик коровой электропроводности восточнее и западнее ТФР (Рыбин, 2011; Матюков, Баталева, 2012; Баталев и др., 2013).

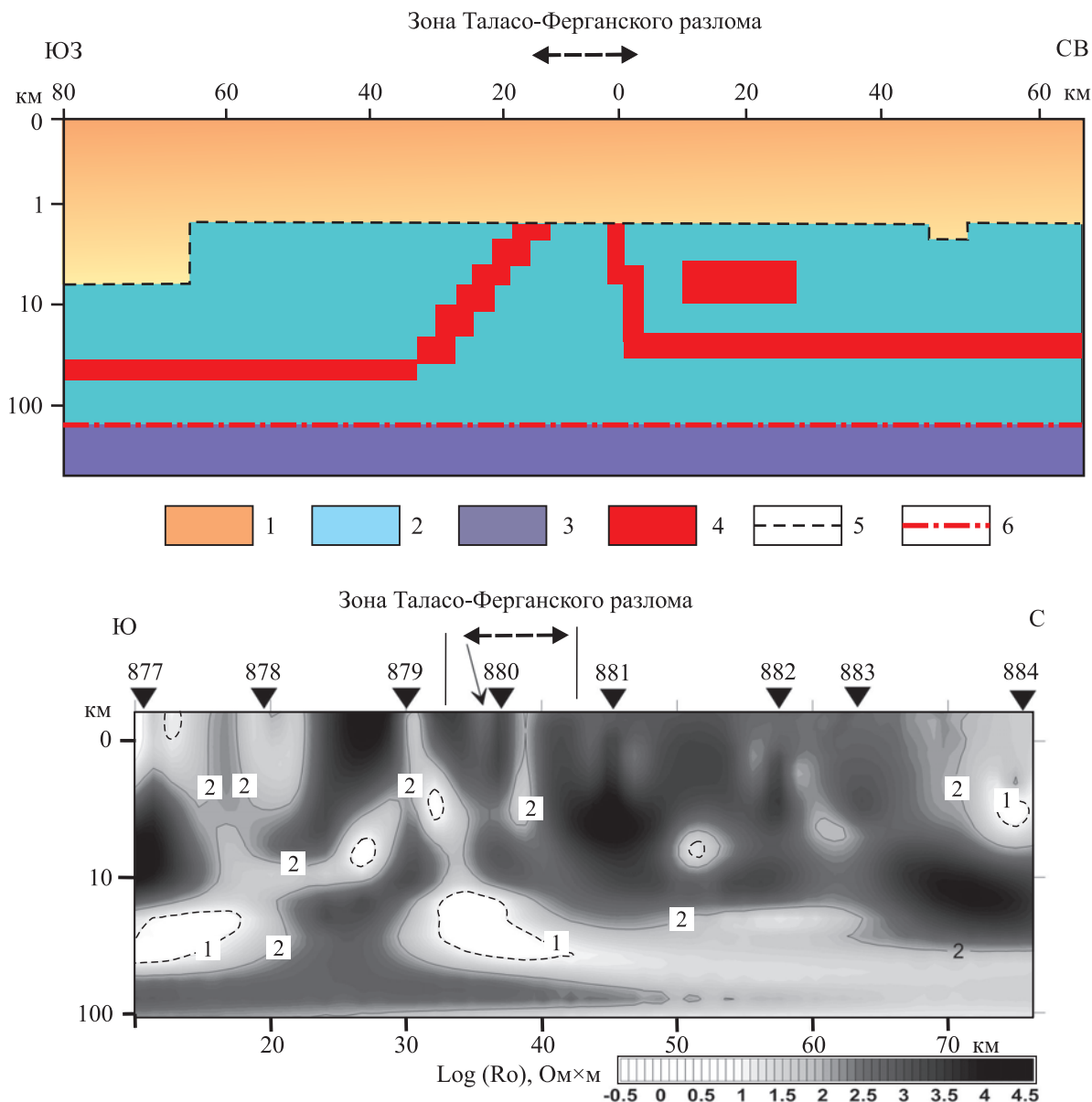


Рис. 17. Результаты 2D инверсии МТ-данных в поперечном сечении плоскости Таласо-Ферганского разлома.

1 – осадочный чехол, 2 – высокоомный фундамент, 3 – астеносфера, 4 – субвертикальные коровые проводники, 5 – граница чехла и фундамента, 6 – граница М.

Fig. 17. Results of 2D inversion of MT data in transverse section of Talas-Fergana fault plane.

1 – sediment cover, 2 – high-resistance basement, 3 – asthenosphere, 4 – sub-vertical conductive zones and crustal conductors, 5 – the cover-basement border, 6 – border M.

Различие заключается в изменении глубины залегания и суммарной продольной проводимости корового проводника. К востоку от ТФР кровля корового проводника залегает на глубинах около 20 км, к западу от ТФР глубина залегания кровли составляет 35–40 км. Продольная проводимость корового проводящего слоя соответственно около 2000 См к востоку и около 400 См к западу от зоны ТФР.

Данные по коровой электропроводности западнее ТФР подтверждены результатами 2D инверсии МТ и МВ данных по профилю “TIPAGE”. Зона ТФР в поперечном разрезе земной коры представлена высокоомным ядром, распространяющимся вдоль ТФР и разделяющим восточную и западную части корового проводника. Высокоомное ядро аномалии ТФР ограничено с востока собственно телом ТФР, а с запада – наклонной частью

корового проводника, имеющего форму листрического разлома. В региональном плане конфигурация и наклон коровых проводящих объектов свидетельствуют о вращении Ферганского блока западнее ТФР и пододвигании Тарима под Тянь-Шань к востоку от ТФР.

Расчеты глубинных геотерм с привлечением петрофизических данных по литосферной мантии для района ТФР указывают на более значительный прогрев Ферганского блока по отношению к Нарынской и Токтогульской впадинам (Шварцман, 1986, 1991).

О различном физическом состоянии земных недр к западу и к востоку от линии ТФР свидетельствуют данные сейсмических и сейсмологических исследований, в том числе с использованием методов сейсмической томографии (Погребной, Сабитова, 1989; Roecker et al., 1993; Сабитова и др., 2006; Земная кора..., 2006; Li et al., 2009; Багманова, 2014).

Верхняя мантия к западу от ТФР (под Ферганской впадиной и ее горным обрамлением) более высокоскоростная, чем к востоку от ТФР. К западу от ТФР наблюдается относительно равномерное увеличение скорости с глубиной, достигающей 8.4–8.6 км/с. К востоку от ТФР в нижней коре и верхней мантии фиксируется чередование областей с аномально высокими ($V_p = 8.4$ км/с) и аномально низкими ($V_p = 7.8$ –8.1 км/с) скоростями. Разделенный субвертикальными границами. Тянь-Шанский блок делится ТФР на две части и по распределению в них скоростей Р- и S-волн в переходном слое кора-мантия (50–65 км). На этих глубинах скорости Р- и S-волн к востоку от ТФР ниже (7.0–7.2 и 4.4 км/с), чем к западу от него (7.8–8.0 и 4.7 км/с).

Глубины залегания поверхности Мохо и их градиенты довольно отчетливо следуют простиранию области разлома, хотя и не показывают наличия жестко детерминированной разломной линии.

В нижнекоровом слое (35–50 км) скоростное строение также различается к западу и к востоку от ТФР. К востоку от ТФР низкие скорости ($V_p = 6.0$ –6.3 км/с) развиты под горными хребтами. В южной части восточного крыла ТФР на глубинах 25–35 км присутствует узкая субпараллельная разлому полоса аномально низких скоростей продольных волн ($V_p = 5.4$ –6.0 км/с). К западу от ТФР (за исключением Алайской зоны) области аномально низких скоростей практически отсутствуют. В среднекоровом интервале глубин (25–35 км) скорости Р-волн к западу от ТФР выше таковых к востоку от него. Таким образом, к западу и к востоку от ТФР земные недра, по-видимому, находятся в различном агрегатном и реологическом (вещество + структура) состоянии. Различно к западу и к востоку от ТФР распространение и положение волноводов: к востоку от разлома волноводы широко развиты на глубинах

25–50 и 50–65 км, на западе волноводы практически отсутствуют.

Данные сейсмологии позволяют проследить положение зоны ТФР и на больших глубинах (рис. 18). Виртуальная область раздела между восточным и западным сегментами, на поверхности отвечающая зоне ТФР, находит выражение в распределении аномалий скоростей Р-волн до глубин порядка 130 км. С нарастанием глубины рисунок распределения объемов с различными скоростями меняется. Раздел между западным и восточным сегментами становится менее четким и на глубинах 230 км и глубже не фиксируется.

На разных глубинных срезах наблюдается несоответствие пространственного расположения аномалий и их плавно закругленные формы. Аномалии имеют трехмерную амeboобразную конфигурацию. Обращает на себя внимание и пространственная перемежаемость объемов вещества с различными характеристиками скоростей сейсмических волн. Такая картина практически полностью исключает разломные границы между разнородными объемами и может быть, судя по конфигурации, объяснена трехмерной перемежаемостью плоских латеральных потоков и объемов с турбулентным течением вещества.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Итак, в пределах рассматриваемого отрезка Тянь-Шаньский ороген представляет собой гигантский мегасвод, осложненный перегибами более высокого порядка: мегантиклиналями и мегасинклиналями, которые имеют соответствующее орографическое выражение. Общая морфоструктура мегасвода определяется чередованием этих элементов в поперечном сечении орогена и закономерным линзовидно-линейным их расположением.

На фоне этой генеральной линейно-волновой морфоструктуры выделяются участки, рельеф и тектоническая структура которых не согласуются с генеральным тектоническим планом горного сооружения. Эти участки соответствуют индивидуализированным, спорадически проявляющимся морфоструктурным ансамблям, которые, согласно современной понятийно-терминологической классификации (Герасимов, 1967; Адаменко, 1971; Ласточкин, 1976; Уфимцев и др., 2009; Макаров и др., 2012), могут быть отнесены к категории *морфоструктурных аномалий*. Морфоструктурные аномалии резко неоднородны в том, что касается времени их заложения, принадлежности к тому или иному глубинному уровню коры и литосферы, продолжительности существования и пр. Так, существуют морфоструктуры, заложившиеся на коре океанического типа, такие как центрально-симметричная синформа Ганза-Чимтаргинского массива или зоны самоблокирующейся субдукции. Возникнув на ран-

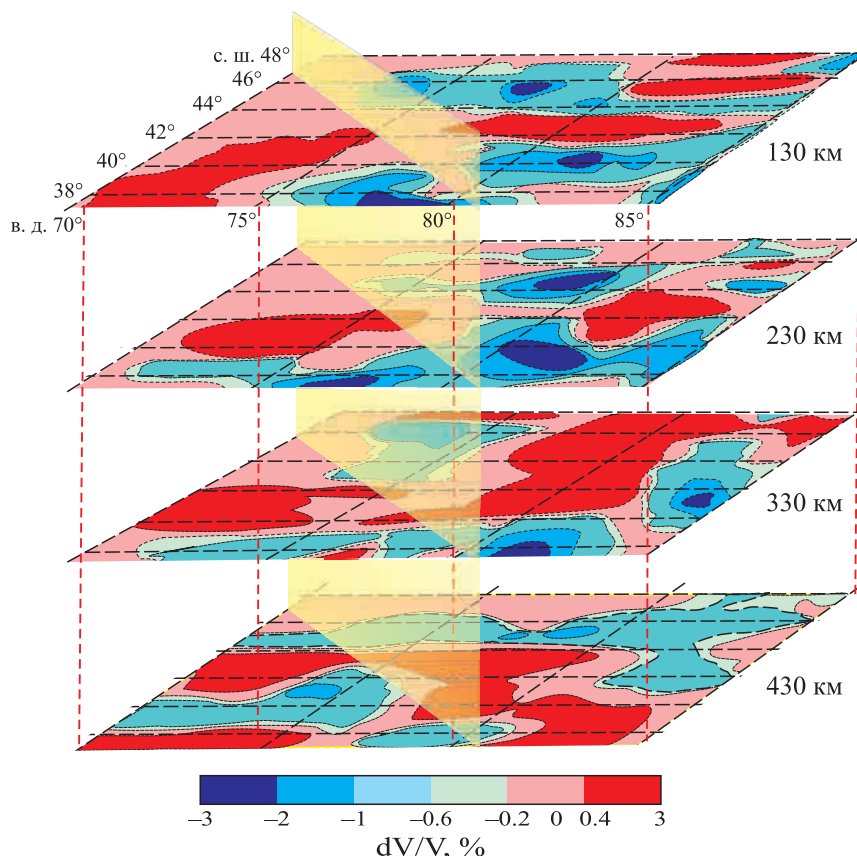


Рис. 18. Блок-диаграмма, отражающая распределение аномалий скоростей Р-волн по данным сейсмотомографии и проекция зоны Таласо-Ферганского сдвига на срезы разной глубинности литосферы, по (Тычков и др., 2006), с изменениями и дополнениями.

Fig. 18. Block-diagram showing the distribution of P-wave velocity anomalies according to seismic tomography data and the projection of the Talas-Fergana strike-slip zone onto levels of different depth of the lithosphere, after (Tychkov et al., 2006), with changes and additions.

них этапах существования подвижного пояса, эти морфоструктуры, испытав определенные трансформации, продолжают существовать в виде зон концентрированной деформации и на этапе формирования складчато-покровной области и на этапе современного орогенеза, т. е. являются “сквозными”. Другая категория морфоструктурных аномалий – “неоморфоструктуры”. К ним относятся зоны концентрированной деформации Киргизского сегмента Северного и Среднего Тянь-Шаня и гранитные купольно-протрузивные морфоструктуры. Эта разновидность аномальных морфоструктур возникла в мезозое–кайнозое на плитном и орогенном этапах, на консолидированной коре эпигерцинской платформы.

Формирование морфоструктурных аномалий связано с существованием нетривиальных геодинамических обстановок: гравитационной неустойчивостью горных масс (центрально-симметричные морфоструктуры), вязкостной инверсией

(гранитные протрузии), самоблокирующейся субдукцией (зоны концентрированной деформации) и специфических процессов: деформационным метаморфизмом, объемным катаклизмом, динамической рекристаллизацией, реидным течением горных масс (Соловьев, 1990; Колодяжный, 1993; Леонов, 2008). Эти обстановки и механизмы существуют и действуют на фоне общего для Тянь-Шаня геодинамического режима, создающего однотипный морфоструктурный облик всего горного сооружения. Геодинамическая природа этого режима неоднозначна: она связывается с механическим раздавливанием между Евразийской и Индостанской плитами (Буслов и др., 2011; Бискэ, 2018), действием астеносферных плюмов (Артюшков, 1978), совокупным действием контракции и преобразования вещества подлитосферной мантии (Трифонов и др., 2008; Molnar, Stock, 2008), взаимодействием горизонтального сжатия и внутрилитосферного течения (Delvaux et al., 2013),

в том числе в условиях напряженного состояния, вызванного гравитацией (Ребецкий, 2014) и пр. и пр. Рассмотрение этого вопроса не входит в задачу статьи, но одно ясно: современная морфоструктура Тянь-Шаня есть результат интерференции, наложения различных геодинамических режимов и обстановок как общих для всей территории орогена, так и частных, проявляющихся спорадически и неравномерно и нашедших отражение в морфоструктурных аномалиях.

В то же время существуют морфоструктурные аномалии сквозного типа, пронизывающие всю кору региона и связанные с проявлением межрегиональной геодинамики. Одной из таких структур является Таласо-Ферганский разлом. По мнению некоторых исследователей, например (Roland et al., 2013), ТФР входит в систему “диагональных” (СЗ–ЮВ простирания) разломов Центрально-Азиатского пояса и его обрамления: Главного Каратауского, Джунгарского, Джалаир-Найманского, Иртышского, Каржантауского, Северо-Копетдагского, Северо-Нуратинского, Харауснуурского, Центрально-Казахстанского, Чимкентского, и других крупных сдвигов Центральной Азии. Однако большинство из этих разломов следуют простиранию структурно-формационных элементов подвижного пояса и при движении к юго-востоку испытывают совместный изгиб с северо-западного до субширотного направления. В отличие от этой серии разломов Таласо-Ферганский разлом – сквозной, секущий все элементы Тянь-Шаня, и он является разделом, определяющим поперечную структурно-геологическую сегментацию этого горного сооружения.

Значение зоны ТФР не ограничивается Тянь-Шанем – совокупность сдвига Большого Каратау, собственно Таласо-Ферганского сдвига и Западно-Таримских и Памирско-Каракурмских сдвигов образует единую трансрегиональную сдвиговую систему, которая рассекает разнородные сегменты коры и литосферы Азии: континентальные массы Казахско-Киргизского (на севере) и Таримского (на юге) континентов, каледонско-герцинские аккреционные структуры, зажатые между этими континентами, и альпийский ороген. Но вся эта система сдвигов с центральным Таласо-Ферганским сегментом является лишь поверхностным выражением зоны, которая по своим параметрам (протяженности, положению в структуре земной коры, кинематике, продолжительности функционирования, взаимодействию литосферных и подлитосферных потоков) может быть отнесена к категории трансформных разделов субглобального ранга, отделяющих друг от друга различные корово-мантийные геодинамические провинции, что было также обосновано в (Леонов и др., 20176).

ВЫВОДЫ

Таким образом, изложенный в статье материал позволяет сделать следующие выводы.

- В пределах Тянь-Шаньского внутриконтинентального орогена существуют участки (морфоструктурные аномалии), рельеф и тектоническая структура которых не согласуются с генеральным тектоническим планом горного сооружения.

- Морфоструктурные аномалии резко неоднородны относительно времени их заложения, принадлежности к тому или иному глубинному уровню коры и литосферы, продолжительности существования и др.

- Современная морфоструктура Тянь-Шаня есть результат интерференции, различных геодинамических режимов и обстановок: режима, общего для всей территории орогена и частных режимов, проявляющихся спорадически и нашедших отражение в формировании морфоструктурных аномалий.

- Существуют морфоструктурные аномалии “сквозного” типа, одной из которых является единая трансрегиональная система секущих сдвигов Большого Каратау, Таласо-Ферганского, Западно-Таримских и Памирско-Каракурмских, которая рассекает разнородные сегменты коры и литосферы Азии. По своим параметрам: протяженности, положению в структуре земной коры, кинематике, продолжительности функционирования, характеру литосферных и подлитосферных потоков, эта зона может быть отнесена к категории трансформных разделов субглобального ранга, отделяющих друг от друга различные корово-мантийные геодинамические провинции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко О.М. (1971) Морфоструктура Сибирской платформы. *Геоморфология*, (1), 12-21.
- Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Ван Бо, Дженчураева А.В. (2014) Геологическое строение и эволюция Южного Тянь-Шаня: сопоставление центрального и восточного секторов пояса (трансекты MANAS и Джунгария-Тарим). *Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6-го Междунар. симпозиума*. Бишкек: НС РАН, 7-10.
- Алексеев Д.В., Быкадоров В.А., Волож Ю.А., Сапожников Р.Б. (2017) Кинематический анализ юрских грабенов Южного Тургая и роль юрского этапа в истории Каратау-Таласо-Ферганского сдвига (Южный Казахстан и Тянь-Шань). *Геотектоника*, (2), 3-20.
- Арган Э. (1935) Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 192 с.
- Артюшков Е.В. (1978) Геодинамика. М.: Наука, 327 с.
- Багманова Н.Х., Гребенникова В.В., Миркин Е.Л., Малосиева М.Т., Погребной В.Н. (2014) Geophysical methods for studying seismic hazardous zones of the Tien Shan orogen. *Вестн. Института сейсмологии ИАН КР*, (4), 41-50. (Англ.)
- Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Рыбин А.К. (2012) Геотермальная характеристика разломной зоны Таласо-

- Ферганского разлома. *Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Мат-лы Пятого Междунар. симпоз. Т. 2.* Бишкек: НС РАН, 17-22.
- Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е., Рыбин А.К. (2013) Глубинное строение западной части зоны Таласо-Ферганского разлома по результатам магнитотеллурических исследований. *Литосфера*, (4), 136-145.
- Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А. (2008) Минкуш-Кекемеренская зона новейшей транспресии в Центральном Тянь-Шане. *Геотектоника*, (3), 30-50.
- Беккер Я.А., Мучаидзе Д.Р., Коновалов Ю.Ф. (1988) Геолого-геофизическая модель строения земной коры Душанбинского прогностического полигона. *Прогноз землетрясений*. Душанбе: Дониш, 206-218.
- Бискэ Ю.С. (1996) Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПбГУ, 192 с.
- Бискэ Ю.С. (2018) Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу. *Вестн. СПбГУ. Науки о Земле*, 63(4), 416-462.
- Борисевич Д.В. (1970) Генетическая интерпретация форм рельефа. *Геоморфология*, (3), 15-23.
- Буртман В.С. (1964) Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). *Тр. ГИН АН СССР, вып. 104*. М.: Наука, 144 с.
- Буртман В.С. (2006) Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: Геос, 215 с.
- Буртман В.С. (2012) Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозое. *Геотектоника*, (3), 18-46.
- Буслов М.М., Де Гравэ И., Солобоева Е.В., Кох Д.А. (2011) Тектоника и геодинамика формирования мезозойско-кайнозойских внутриконтинентальных орогенов Центральной Азии. *Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов*. (Ред. Ю.Г. Леонов). Т. 2. Бишкек: Науч. станция РАН, 183-185.
- Верзилин Н.Н. (1968) К вопросу о Таласо-Ферганском сдвиге. *Проблемы региональной геологии*. (Ред. В.Н. Огнев). Л.: Изд-во ЛГУ, 67-70.
- Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. (2009) *Мат-лы 4-го Междунар. симпоз.* М.; Бишкек: НС РАН, 478 с.
- Геологический словарь. Т. 1. (1973) М.: Недра, 488 с.
- Герасимов И.П. (1946) Структурные и скульптурные особенности рельефа Казахстана. *Вопр. географии*, (1), 34-47.
- Герасимов И.П. (1986) Проблемы глобальной геоморфологии. *Современная геоморфология и теория мобилизма в геологической истории Земли*. (Ред. Д.А. Лилленберг). М.: Наука, 208 с.
- Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. (1967) Понятия морфоструктура и морфоскульптура и использование их в целях геоморфологического анализа. *Рельеф Земли*. М.: Наука, 331 с.
- Гэскелл Т.Ф. (1963) Под глубинами океанов. М.: Мир, 139 с.
- Дельво Д., Абдрахматов К.Е., Лемзин И.Н., Стром А.Л. (2001) Оползни и разрывы Кеминского землетрясения 1911 г. с М 8,2 в Киргизии. *Геология и геофизика*, 42, 1667-1677.
- Дженчураева Р.Д. (2003) Глубинные неоднородности Земли и их роль при формировании крупных месторождений. *Изв. НАН КР*, (4), 18-27.
- Земная кора и мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. (2006) Бишкек: Илим, 116 с.
- Зубович А.В., Мосиенко О.И. (2002) Распределение современных деформаций в Тянь-шаньском регионе. *Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов*. Бишкек: Билд, 105-107.
- Зубович А.В., Мосиенко О.И. (2009) Особенности деформационных процессов Тянь-Шаня. *Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Мат-лы 4-го Междунар. симпоз. Вып. 4*. М.; Бишкек: НС РАН, 20-11.
- Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г. (2007) Внутриконтинентальное горообразование в центральной Азии по данным спутниковой геодезии. *Геотектоника*, (1), 16-29.
- Иванова М.Ф., Макаров В.И., Макарова Н.В. и др. (1973) Предорогненная поверхность выравнивания и условия ее сохранности в Тянь-Шане. *Вестн. МГУ, Сер. 4. Геол.*, (6), 75-79.
- Клишевич В.Л., Храмов А.Н. (1993) Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) в раннем девоне. *Геотектоника*, (4), 66-76.
- Колодяжный С.Ю. (1993) Структурно-вещественные преобразования горных пород в западной части Нуратау-Курганацкой шовной зоны. *Докл. АН*, 333(1), 66-69.
- Коныгин В.Г., Леонов М.Г. (1985) К проблеме происхождения Восточно-Алайской сигмиды. *Докл. АН СССР*, 282, 675-679.
- Коныгин В.Г., Леонов М.Г. (1987) Тектоника Сугутского метаморфического блока. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, 62(6), 19-35.
- Коныгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В. (1988) Тектоническая структура Курганской зоны Южного Тянь-Шаня. *Геотектоника*, (6), 76-85.
- Корженков А.М. (1993) О неотектонике северо-западного звена Таласо-Ферганского разлома. *Актуальные вопросы геологии, геофизики и сейсмологии*. Бишкек: Илим, 53-64.
- Корженков А.М., Бобровский А.В., Мамыров Э., Поволоцкая И.Э., Фортун А.Б. (2007) Характер и особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений на территории, прилегающей к центральной части Таласо-Ферганского разлома, Тянь-Шань. *Изв. вузов, Сер. Геол.*, 1-2, 59-73.
- Костенко Н.П. (1970) Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М.: Мысль, 148 с.
- Краусс М.С. (1973) Возможные причины опускания гайотов. *Изостазия*. М.: Наука, 139-152.
- Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А. (2010) Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети. *Физика Земли*, (7), 33-51.
- Куренков С.А. (1983) Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 96 с.
- Ласточкин А.Н. (1976) Тектонические движения, структуры и морфоструктуры платформенных равнин. *Геоморфология*, (3), 15-25.
- Леонов М.Г. (1988) Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. *Тр. ГИН РАН, вып. 433*. М.: Наука, 104 с.
- Леонов М.Г. (1996) Интрабассейновые (внутриплитные) коллизионные швы и самоблокирующаяся субдук-

- ция (selfclosing subduction). *Докл. АН*, **350**(1), 97-100.
- Леонов М.Г. (2008) Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 454 с.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. (2018) Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. (Отв. ред. К.Е. Дегтярев). М.: ГЕОС, 331 с.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В. (2017а) Гранитные островные горы: морфология, тектоническая структура и генезис. *Геоморфология*, (3), 3-15.
- Леонов М.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е., Щелочков Г.Г. (2017б) Гиссаро-Алай и Памир. Сравнительно-тектонический анализ и геодинамика. М.: ГЕОС, 132 с.
- Лобковский Л.И. (1988) Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 241 с.
- Лукиянов А.В. (1991) Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 144 с.
- Макаров В.И. (1990) Структура горных областей Альпийско-Центральноазиатского пояса новейшего горообразования: опыт сравнительного анализа. *Геодинамика внутриконтинентальных горных областей*. Новосибирск: Наука СО, 91-96.
- Макаров В.И., Рыбин А.К., Матюков В.Е., Пушкерева П.Ю., Щербина Ф.А. (2012) Особенности глубинной структуры депрессионных областей Центрального Тянь-Шаня. *Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Мат-лы 5-го Междунар. симпоз.* (Ред. М.Г. Леонов, Н.В. Шаров). Т. 2. Бишкек: НС РАН, 36-45.
- Максумова Р.А., Дженчурасва Р.Д. (2003) Тектоническое районирование и металлогения каледонид Тянь-Шаня. *Изв. НАН КР*, (4), 59-73.
- Матюков В.Е., Баталева Е.А. (2012) Исследование глубинной электропроводности литосферы Северного Тянь-Шаня. *Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Мат-лы 5-го Междунар. симпоз.* (Ред. М.Г. Леонов, Н.В. Шаров). Т. 2. Бишкек: НС РАН, 65-71.
- Миколайчук А.В., Санькова В.П., Лесик О.М. (1996) Парагенез сдвиговых структур в новейшей тектонике Тянь-Шаня. *Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. Мат-лы XXIX тектон. совещ.* М.: РАН, Геол. ф-т МГУ, 98-99.
- Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М. (2003) Складчатые деформации предгорного пенеппена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня. *Геотектоника*, (1), 36-42.
- Морозов Ю.А. (2002). Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии. *Геотектоника*, (6), 3-24.
- 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.
- Морозов Ю.А., Талицкий В.Г. (2006) Структурно-кинематические аспекты эволюции Киргизатинской синформной структуры Южного Тянь-Шаня. *Геотектоника*, (1), 44-62.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (1993) Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования. *Геотектоника*, (6), 3-32.
- Несмеянов С.А., Бархатов И.И. (1978) Новейшие и сейсмогенерирующие структуры западного Гиссаро-Алая. М.: Наука, 120 с.
- Огнев В.Н. (1954) Тектоника хребтов Южной зоны Тянь-Шаня. *Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР. Ч. 1: Геологическое описание*. М.: Госгеолтехиздат, 631-646.
- Погребной В.Н., Сабитова Т.М. (1989) Блоковое строение Высокой Азии и сопредельных территорий по сейсмологическим и магнитометрическим данным. *Физика Земли*, (8), 25-30.
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. (2017) Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Киргизский хребет. *Геотектоника*, (3), 31-50. <https://doi.org/10.7868/S0016853X17030092>
- 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. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-771-790>
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К. (2018) Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным. *Геология и геофизика*, **59**(4), 417-436.
- Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К., Лаврушина Е.В. (2020) Тектоническая структура и развитие переходных зон "впадина/поднятие" Северного Тянь-Шаня. *Вестн. СПб. Ун-та о Земле*, **65**(4), 760-781. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.409>
- Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. (2014) *Тез. докл. 6-го Междунар. симпоз.* Бишкек: НС РАН, 452 с.
- Ребецкий Л.Ю. (2014) Особенности механизма горообразования внутриконтинентальных орогенов. *Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6-го Междунар. симпоз.* Бишкек: НС РАН, 39-10.
- Рыбин А.К. (2011) Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М.: Науч. мир, 232 с.
- Рыбин А.К., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Брагин В.Д., Морозов Ю.А., Щелочков Г.Г. (2016) Природа верхнекоровых электропроводящих горизонтов и инфраструктура гранитов центрального Тянь-Шаня. *Докл. АН*, **470**(2), 215-218. <https://doi.org/10.7868/S0869565216260194>
- Сабитова Т.М., Меджитова З.А., Багманова Н.Х. (2006) Отражение геодинамических процессов в скоростной структуре земной коры и верхнемантийного слоя Тянь-Шаня. *Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке.* (Ред. М.Г. Леонов). Мат-лы 3-го Междунар. симпоз. Вып. 1. М.; Бишкек: НС РАН, 101-107.
- Садыбакасов И. (1990) Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 180 с.
- Синицын Н.М. (1960) Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 218 с.

- Современная геодинамика областей внутриконтинентального горообразования. (2005) (Ред. В.И. Макаров). М.: Науч. мир, 400 с.
- Соловьев А.Ю. (1990) Деформация и метаморфизм в структурах зеленосланцевого комплекса Восточного Алая (Южный Тянь-Шань). *Геотектоника*, (4), 102-111.
- Толковый словарь английских геологических терминов. (2002) (Ред. Дж.А. Джексон). Т. 1. М.: Геокарта, 536 с.
- Трифонов В.Г., Макаров В.И., Скобелев С.Ф. (1990) Таласо-Ферганский активный правый сдвиг. *Геотектоника*, (5), 81-92.
- 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.
- Тычков С.А., Кучай О.А., Бушенкова Н.А., Брагин В.Д., Кальметьева З.А. (2006) Деформации земной коры Северного Тянь-Шаня по геодезическим и сейсмологическим данным. *Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Вып. 1*. М.; Бишкек: НС РАН, 126-135.
- Утиров Ч.У. (2000) О влиянии латентных продольно-поперечных геологических поднятий мантийного заложения на природно-катастрофические явления. *Вестн. Междунар. ун-та Кыргызстана*, **4**(12), 66-83.
- Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М. (2009) Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: Гео, 130 с.
- Хесс Х. (1969) Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана. *Геология и геофизика морского дна*. М.: Мир, 128 с.
- Чедия О.К. (1986) Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 315 с.
- Шванов В.Н. (1983) Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 214 с.
- Шварцман Ю.Г. (1986) Геотермический режим и тепловая энергетика коры и верхней мантии. *Литосфера Тянь-Шаня*. М.: Наука, 90-91.
- Шварцман Ю.Г. (1991) Геотермический разрез. *Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня*. М.: Наука, 40-51.
- Шульц С.С. (1973) Тектоника земной коры. Л.: Недра, 272 с.
- Юдахин Ф.Н. (1983) Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 247 с.
- Alvarez Ph., Maurin J.-C. (1991) Evolution du bassin Proterozoïque supérieur de Comba. *Precamb. Res.*, **50**(1-2), 139-152.
- Bande A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Acosta V.T. (2016) Talas-Fergana Fault Cenozoic timing of deformation and its relation to Pamir indentation. (Eds M.-F. Brunet, T. McCann, E.R. Sobel). *Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range. Geol. Soc., London. Spec. Publ.*, **427**. doi:10.1144/SP427.1
- Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D., Badamgarov G., Sandaar M. (1996) Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai-Tien Shan connection. *Earth Planet. Sci. Let.*, **140**, 67-82.
- Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F. et al. (2013) Basin evolution in folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia. *Tectonophysics*, **602**, 194-222.
- McCourt S., Wilson J.F. (1992) Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa. *Geol. Dept. Univ. West. Austral.*, **22**, 237-245.
- Molnar P., Stock J.M. (2009) Decreased convergence rate between India and Eurasia at ≈ 10 million years ago. *Geodynamics of intracontinental orogenes and geocological problems. Proc. 4th Int. simp.* Moscow; Bishkek, NS RAS Publ., 4-11.
- Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov Y.A., Golvanov M.I., Mamatkanova R., Munirova L., Sabitova T.M., Vinnik L.P. (1993) Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan. *J. Geophys. Res.*, **98**, 15779-15795.
- 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of syn-kinematic phengite. *J. Asian Earth Sci.*, **67-68**, 76-92.
- Sanderson D.J., Marchini W.R.D. (1984) Transpression. *J. Geol. Struct. Geo.*, (6), 449-458.
- Sylvester A.G. (1988) Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**(11), 1666-1703.
- Zhiwei Li, Roecker S., Zhihai Li, Bin Wei, Haitao Wang, Schelochkov G., Bragin V. (2009) Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: Possible evidence for lithospheric delamination. *Tectonophysics*, **477**(1-2), 1-102. doi:10.1016/j.tecto.2009.05.007

REFERENCES

- Adamenko O.M. (1971) Morphostructure of the Siberian platform. *Geomorfologiya*, (1), 12-21. (In Russ.)
- Alekseev D.V., Biske Yu.S., Van Bo, Dzhenchuraeva A.V. (2014) Geological structure and evolution of the Southern Tien Shan: comparison of the central and eastern sectors of the belt (MANAS and Dzungaria-Tarim Transects). *Problems of Geodynamics and Geocology of intracontinental orogens. Abst. 6-th Int. simp.* Bishkek, NS RAN Publ., 7-10. (In Russ.)
- Alekseev D.V., Bykadorov V.A., Volozh Yu.A., Sapozhnikov R.B. (2017) Kinematic analysis of the Jurassic grabens of the Southern Turgai and the role of the Jurassic Stage in the history of the Karatau-Talas-Ferghana fault (Southern Kazakhstan and Tien Shan). *Geotektonika*, (2), 3-20. (In Russ.)
- Alvarez Ph., Maurin J.-C. (1991) Evolution du bassin Proterozoïque supérieur de Comba. *Precamb. Res.*, **50**(1-2), 139-152.
- Argan E. (1935) Tectonics of Asia. Moscow, ONTI Publ., 192 p. (In Russ.)
- Artyushkov E.V. (1978) Geodynamics. Moscow, Nauka Publ., 327 p. (In Russ.)
- Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Mikolaichuk A.V., Vishnyakov F.A., Zarshchikov A.A. (2008) Minkush-Keke-meren zone of the latest transpression (Central Tien Shan). *Geotektonika*, (3), 30-50. (In Russ.)
- Bagmanova N.H., Grebennikova V.V., Mirkin E.L., Malosieva M.T., Pogrebnoi V.N. (2014) Geophysical methods for studying seismic hazardous zones of the Tien Shan

- orogen. *Vestn. Instituta seismologii NAN KR*, (4), 41-50. (In Russ.)
- Bande A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Acosta V.T. (2016) Talas-Fergana Fault Cenozoic timing of deformation and its relation to Pamir indentation. (Eds M.-F. Brunet, T. McCann, E.R. Sobel). *Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range. Geol. Soc., London. Spec. Publ.*, **427**. doi:10.1144/SP427.1
- Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Matyukov V.E., Rybin A.K. (2013) Deep structure of the western part of the Talas-Fergana fault zone based on the results of magnetotelluric studies. *Lithosphere (Russia)*, (4), 136-145. (In Russ.)
- Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Rybin A.K. (2012) Geothermal characteristics of the Talas-Fergana fault zone. *Modern problems of geodynamics and geoecology of intracontinental orogens. Abstr. 5th Int. symp.*, 2. Bishkek, NS RAN Publ., 17-22. (In Russ.)
- Bekker Ya.A., Muchaidze D.R., Kononov Yu.F. (1988) Geological and geophysical model of the structure of the Earth's crust of the Dushanbe prognostic polygon. *The prediction of earthquakes*. Dushanbe, Donish Publ., 206-218. (In Russ.)
- Biske Yu.S. (1996) Paleozoic structure and history of the Southern Tien Shan. St.Petersburg, St.Petersburg State University Publ., 192 p. (In Russ.)
- Biske Yu.S. (2018) Southern Tien-Shan: towards a new geological synthesis. *Vestn. SPGU. Nauki o Zemle*, **63**(4), 416-462. (In Russ.)
- Borisevich D.V. (1970) Genetic interpretation of relief forms. *Geomorfologiya*, (3), 15-23. (In Russ.)
- Burtman V.S. (1964) Talas-Ferghana shear zone (Tien-Shan). Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russ.)
- Burtman V.S. (2006) Tien Shan and High Asia: tectonics and geodynamics in the Paleozoic. Moscow, Geos Publ., 215 p. (In Russ.)
- Burtman V.S. (2012) Geodynamics of Tibet, Tarim, and Tien Shan in the Late Cenozoic. *Geotektonika*, (3), 18-46. (In Russ.)
- Buslov M.M., De Grave I., Soloboeva E.V., Koh D.A. (2011) Tectonics and geodynamics of the formation of the Mesozoic-Cenozoic intracontinental orogens in Central Asia. *Modern problems of geodynamics and geoecology of inland orogens*. (Ed. Yu.G. Leonov). V. 2. Bishkek, Research Station RAN, 183-185. (In Russ.)
- Chediya O.K. (1986) Morphostructures and the latest tectogenesis of the Tien Shan. Frunze, Ilim Publ., 315 p. (In Russ.)
- Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D., Badamgarov G., Sandaar M. (1996) Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai-Tien Shan connection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **140**, 67-82.
- Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F. et al. (2013) Basin evolution in folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia. *Tectonophysics*, **602**, 194-222.
- Del'vo D., Abdrahmatov K.E., Lemzin I.N., Strom A.L. (2001) Landslides and ruptures of the Kemin earthquake of 1911 with M 8.2 in Kyrgyzstan. *Geol. Geofiz.*, **42**, 1667-1677. (In Russ.)
- Dzhenchuraeva R.D. (2003) Deep inhomogeneities of the Earth and their role in the formation of large ore deposits. *Izv. NAN KR*, (4), 18-27. (In Russ.)
- Explanatory Dictionary of English Geological Terms. (2002) (Ed. J.A. Jackson). V. 1. Moscow, Geokarta Publ., 536 p. (In Russ.)
- Geodynamics of intracontinent orogens and geoecological problems). (2009) *Proc. 4th Int. Symp.* Moscow; Bishkek, NS RAN Publ., 478 p. (In Russ.)
- Geological Dictionary. (1973) V. 1. Moscow, Nedra Publ., 488 p. (In Russ.)
- Gerasimov I.P. (1946) Structural and sculptural features of the relief of Kazakhstan. *Voprosy Geografii*, (1), 34-47. (In Russ.)
- Gerasimov I.P. (1986) Problems of global geomorphology. Modern geomorphology and the theory of mobilism in the geological history of the Earth. Moscow, Nauka Publ., 208 p. (In Russ.)
- Gerasimov I.P., Meshcheryakov Yu.A. (1967) The concepts of morphostructure and morphosculpture and their use for the purpose of geomorphological analysis. Relief of the Earth. Moscow, Nauka Publ., 331 p. (In Russ.)
- Gaskell T.F. (1963) Beneath the Oceans. Moscow, Mir Publ., 139 p. (In Russ.)
- Hess H. (1969) Mid-ocean ridges and tectonics of the ocean floor. *Geology and Geophysics of the sea floor*. Moscow, Mir Publ., 128 p. (In Russ.)
- Ivanova M.F., Makarov V.I., Makarova N.V. et al. (1973) Pre-orogenic surface of alignment and conditions of its preservation in the Tien Shan. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 4. Geol.*, (6), 75-79. (In Russ.)
- Klishevich V.L., Khramov A.N. (1993) Reconstruction of the Turkestan paleocean (South Tien Shan) in the Early Devonian. *Geotektonika*, (4), 66-76. (In Russ.)
- Kolodyazhnyi S.Yu. (1993) Structural and material transformations of rocks in the western part of the Nuratau-Kurganak suture zone. *Dokl. AN*, **333**(1), 66-69. (In Russ.)
- Konygin V.G., Leonov M.G. (1985) To the problem of the origin of the East Alai sigmoid. *Dokl. AN SSSR*, **282**, 675-679. (In Russ.)
- Konygin V.G., Leonov M.G. (1987) Tectonics of the Sugut metamorphic block. *Byull. MOIP. Otd. geol.*, **62**(6), 19-35. (In Russ.)
- Konygin V.G., Leonov M.G., Loshmanov E.V. (1988) Tectonic structure of the Kurgank zone of the Southern Tien Shan. *Geotektonika*, (6), 76-85. (In Russ.)
- Korzhnikov A.M. (1993) On the neotectonics of the north-western link of the Talas-Fergana fault. *Topical issues of geology, geophysics and seismology*. Bishkek, Ilim Publ., 53-64. (In Russ.)
- Korzhnikov A.M., Bobrovskii A.V., Mamyrov E., Povolotskaya I.E., Fortuna A.B. (2007) The nature and structural features of the Mesozoic-Cenozoic sediments in the territory adjacent to the central part of the Talas-Fergana fault. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved., Ser. Geol.*, **1-2**, 59-73. (In Russ.)
- Kostenko N.P. (1970) Development of the relief of mountainous countries (on the example of Central Asia). Moscow, Mysl' Publ., 148 p. (In Russ.)
- Krass M.S. (1973) Possible Reasons for Lowering Guyots. Isostasy. Moscow, Nauka Publ., 139-152. (In Russ.)
- Kurenkov S.A. (1983) Tectonics of ophiolite complexes of the Southern Tien Shan. Moscow, Nauka Publ., 96 p. (In Russ.)
- Kuzikov S.I., Mukhamediev Sh.A. (2010) Structure of the field of modern velocities of the Earth's crust in the region of the Central Asian GPS network. *Fizika Zemli*, (7), 33-51. (In Russ.)
- Lastochkin A.N. (1976) Tectonic movements, structures and morphostructures of platform plains. *Geomorfologiya*,

- (3), 15-25. (In Russ.)
- Leonov M.G. (1988) Greenschist metamorphism – an experience in geodynamic analysis. Moscow, Nauka Publ., 104 p. (In Russ.)
- Leonov M.G. (1996) Intrabassin (intra-plate) collision sutures and self-locking subduction (self-closing subduction). *Dokl. AN*, **350**(1), 97-100. (In Russ.)
- Leonov M.G. (2008) Tectonics of consolidated Earth crust. Moscow, Nauka Publ., 454 p. (In Russ.)
- Leonov M.G., Przhivalgovskii E.S., Lavrushina E.V. (2018) Granites. Postmagmatic tectonics and hydrocarbon potential). (Ed. K.E. Degtyarev). Moscow, GEOS Publ., 331 p. (In Russ.)
- Leonov M.G., Przhivalgovskii E.S., Lavrushina E.V., Nikitin A.V. (2017) Granite island mountains: morphology, tectonic structure and genesis. *Geomorfologiya*, (3), 3-15. (In Russ.)
- Leonov M.G., Rybin A.K., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Matyukov V.E., Shchelochkov G.G. (2017) Gissar-Alai and Pamir. Comparative tectonic analysis and geodynamics. Moscow, GEOS Publ., 331 p. (In Russ.)
- Lobkovskii L.I. (1988) Geodynamics of spreading zones, subduction and double-tiered plate tectonics. Moscow, Nauka Publ., 241 p. (In Russ.)
- Luk'yanov A.V. (1991) Plastic deformation and tectonic flow in the lithosphere. Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russ.)
- Makarov V.I. (1990) The structure of the mountainous regions of the Alpine-Central Asian belt of the latest mountain building: a comparative analysis experience. *Geodynamics of inland mountainous regions*. Novosibirsk, Nauka SB Publ., 91-96. (In Russ.)
- Makarov V.I., Rybin A.K., Matyukov V.E., Pushkarev P.Yu., Shcherbina F.A. (2012) Features of the deep structure of the depression areas of the Central Tien Shan. *Modern problems of geodynamics and geoecology of intracontinental orogens. Proc. 5th Int. symp.* (Eds M.G. Leonov, N.V. Sharov). V. 2. Bishkek, NS RAN Publ., 36-45. (In Russ.)
- Maksumova R.A., Dzhenchuraeva R.D. (2003) Tectonic zoning and metallogeny of the Tien Shan Caledonian. *Izv. NAN KR*, (4), 59-73. (In Russ.)
- Matyukov V.E., Bataleva E.A. (2012) Study of the deep electrical conductivity of the lithosphere of the Northern Tien Shan. *Modern problems of geodynamics and geoecology of intracontinental orogens. Proc. 5th Int. symp.* (Eds M.G. Leonov, N.V. Sharov). V. 2. Bishkek, NS RAN Publ., 65-71. (In Russ.)
- McCourt S., Wilson J.F. (1992) Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa. *Geol. Dept. Univ. West. Austral.*, **22**, 237-245.
- Mikolaichuk A.V., Gubrenko M.V., Bogomolov L.M. (2003). The role of the folded deformation of pre-orogen peneplain in the neotectonic structure of Central Tien Shan. *Geotektonika*, (1), 36-42. (In Russ.)
- Mikolaichuk A.V., San'kova V.P., Lesik O.M. (1996) Paragenesis of strike-slip structures in recent tectonics of the Tien Shan. *Neotectonics and modern geodynamics of continents and oceans*. XXIX Tectonic Meeting. Abstracts of reports. Moscow, RAS, Geol. Faculty of Moscow State Univ. Publ., 98-99. (In Russ.)
- Modern Geodynamics of Inland Mountain Building Regions. (2005) (Ed. V.I. Makarov). Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 400 p. (In Russ.)
- Molnar P., Stock J.M. (2009) Geodynamics of continental orogens: the latest tectonic structures, modern movements; the influence of pre-orogeny structures on the development of neotectonic processes. *Geodynamics of intracontinental orogens and geoecological problems. Proc. 4th Int. simp.* Moscow; Bishkek, NS RAS Publ., 4-11. (In Russ.)
- Morozov Yu.A., Leonov M.G., Alekseev D.V. (2014) Pull-apart mechanics in forming of Cenozoic basins of the Tien-Shan and their transpressiv evolution: structural and experimental evidence. *Geotektonika*, (1), 29-61. (In Russ.)
- Mossakovskii A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Khe-raskova T.N. (1993) Central Asian fold belt: geodynamic evolution and history of formation. *Geotektonika*, (6), 3-32. (In Russ.)
- Nesmeyanov S.A., Barkhatov I.I. (1978) Newest and seismogenic structures of western Gissar-Alai). Moscow, Nauka Publ., 120 p. (In Russ.)
- Ognev V.N. (1954) Tectonics of ridges in the Southern zone of the Tien Shan. *Geology of the USSR. V. 25: Kyrgyz SSR. Pt 1: Geological description*. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 631-646. (In Russ.)
- Pogrebnoi V.N., Sabitova T.M. (1989) Block structure of High Asia and adjacent territories according to seismological and magnetometric data. *Fizika Zemli*, (8), 25-30 (In Russ.)
- Problems of geodynamics and geoecology of inland orogens. (2014) *Abstracts of the 6th Int. symp.* Bishkek, NS RAN Publ., 452 p. (In Russ.)
- Przhivalgovskii E.S., Lavrushina E.V. (2017) Folded deformations of the roof of the Paleozoic basement of the Chunkurchak trough, Kyrgyz Ridge. *Geotektonika*, (3), 31-50. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0016853X17030092>
- Przhivalgovskii E.S., Lavrushina E.V. (2020) Structures of the Alai and Kichi-Karakol depressions and the setting of recent deformations in their mountain frame (Southern Tien Shan). *Lithosphere (Russia)*, **20**(6), 771-790. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-771-790>
- Przhivalgovskii E.S., Lavrushina E.V., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Leonov M.G., Rybin A.K. (2018) Structure of the basement surface and sediments in the Kochkor basin (Tien Shan): geological and geophysical evidence. *Geol. Geofiz.*, **59**(4), 417-436. (In Russ.) doi:10.1016/j.rgg.2017.09
- Przhivalgovskii E.S., Morozov Yu.A., Leonov M.G., Rybin A.K., Lavrushina E.V. (2020) Tectonic structure and development of transition zones “depression/uplift” of the Northern Tien Shan. *Vestn. SPGU. Nauki o Zemle*, **65**(4), 760-781. (In Russ.) <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.409>
- Rebetskii L.Yu. (2014) Features of the mechanism of mountain building in inland orogens. *Problems of geodynamics and geoecology of inland orogens. Abstr. 6th Int. symp.* Bishkek, NS RAN Publ., 39-10. (In Russ.)
- Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov Y.A., Golvanov M.I., Mamatkanova R., Munirova L., Sabitova T.M., Vinnik L.P. (1993) Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan. *J. Geophys. Res.*, **98**, 15779-15795.
- Rolland Y., Alexeiev D.V., Kröner A., Corsini M., Louri 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.
- Rybin A.K. (2011) Deep structure and modern geodynamics of the Central Tien Shan based on the results of magnetotelluric studies. Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 232 p. (In Russ.)
- Rybin A.K., Leonov M.G., Przhivalgovskii E.S., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Bragin V.D., Morozov Yu.A., Shchelochkov G.G. (2016) The nature of the upper crustal electrically conductive horizons and the infrastructure of granites of the central Tien Shan. *Dokl. AN*, **470**(2), 215-218. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0869565216260194>
- Sabitova T.M., Medzhitova Z.A., Bagmanova N.H. (2006) Reflection of geodynamic processes in the velocity structure of the Earth's crust and the upper mantle layer of the Tien Shan. *Geodynamics and geoecology of high mountain regions in the XXI century*. (Ed. M.G. Leonov). *Proc. 3rd Int. symp. Iss. 1*. Moscow; Bishkek, NS RAN Publ., 101-107. (In Russ.)
- Sadybakasov I. (1990) Neotectonics of Haute Asia. Moscow, Nauka Publ., 180 p. (In Russ.)
- Sanderson D.J., Marchini W.R.D. (1984) Transpression. *J. Geol. Struct. Geo.* (6), 449-458.
- Shul'ts S.S. (1973) Tectonics of the Earth's crust. Leningrad, Nedra Publ., 272 p. (In Russ.)
- Shvanov V.N. (1983) Lithological and formation's correlations of terrigenous and metamorphic strata: Southern Tien-Shan. Leningrad, Leningrad State Univ. Publ., 214 p. (In Russ.)
- Shvartsman Yu.G. (1986) Geothermal regime and thermal energy of the crust and upper mantle. *Lithosphere of the Tien Shan*. Moscow, Nauka Publ., 90-91. (In Russ.)
- Shvartsman Yu.G. (1991) Geothermal section. *Modern geodynamics of the Tien-Shan lithosphere*. Moscow, Nauka Publ., 40-51. (In Russ.)
- Sinityn N.M. (1960) Tectonics of the Fergana mountain frame. Leningrad, Leningrad State Univ. Publ., 218 p.
- Solov'ev A.Yu. (1990) Deformation and metamorphism in the structures of the greenschist complex of the Eastern Alai (Southern Tien Shan). *Geotektonika*, (4), 102-111. (In Russ.)
- Sylvester A.G. (1988) Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**(11), 1666-1703.
- The Earth's crust and mantle of the Tien Shan in connection with geodynamics and seismicity. (2006) Bishkek, Ilim Publ., 116 p. (In Russ.)
- Trifonov V.G., Artyushkov 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 Russ.)
- Trifonov V.G., Makarov V.I., Skobelev S.F. (1990) Talas-Fergana active right shift. *Geotektonika*, (5), 81-92. (In Russ.)
- Tychkov S.A., Kuchai O.A., Bushenkova N.A., Bragin V.D., Kal'met'eva Z.A. (2006) Deformations of the Earth's crust of the Northern Tien Shan according to geodesic and seismological data. *Geodynamics and geoecology of high-mountain regions in the XXI century. Iss. 1*. Moscow; Bishkek, NS RAN Publ., 126-135. (In Russ.)
- Ufimtsev G.F., Korzhenkov A.M., Mamyrov Ye.M. (2009) Sketch of relief and morphotectonics of Tien Shan. Novosibirsk, GEO Publ., 130 p. (In Russ.)
- Utirov Ch.U. (2000) On the influence of latent longitudinal-transverse geological uplifts of the mantle formation on natural-catastrophic phenomena. *Vestn. Mezhdunar. Universiteta Kyrgyzstana*, **4**(12), 66-83. (In Russ.)
- Verzilin N.N. (1968) On the question of the Talas-Fergana shift. *Problems of Regional Geology* (Ed. V.N. Ognev). Leningrad, Leningrad State Univ. Publ., 67-70. (In Russ.)
- Yudahin F.N. (1983) Geophysical fields, deep structure and seismicity of the Tien Shan. Frunze, Ilim Publ., 247 p. (In Russ.)
- Zhiwei Li, Roecker S., Zhihai Li, Bin Wei, Haitao Wang, Shchelochkov G., Bragin V. (2009) Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: Possible evidence for lithospheric delamination. *Tectonophys.*, **477**(1-2), 1-102. doi:10.1016/j.tecto.2009.05.007
- Zubovich A.V., Makarov V.I., Kuzikov S.I., Mosienko O.I., Shchelochkov G.G. (2007) Intra-continent mountain building in Central Asia from satellite geodesy. *Geotektonika*, (1), 16-29. (In Russ.)
- Zubovich A.V., Mosienko O.I. (2002) Distribution of modern deformations in the Tien Shan region. *Geodynamics and geoecological problems of high mountain regions*. Bishkek, Bild Publ., 105-107. (In Russ.)
- Zubovich A.V., Mosienko O.I. (2009) Features of deformation processes in the Tien Shan. *Geodynamics of intracontinental orogens and geoecological problems. Proc. 4th Int. symp.* Moscow; Bishkek, NS RAS, 20-11. (In Russ.)