

УДК 551.243

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ “ФУНДАМЕНТ–ЧЕХОЛ” И МОРФОСТРУКТУРНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

© 2020 г. М. Г. Леонов^{1, *}, Ю. А. Морозов², Е. С. Пржиялговский¹,
А. К. Рыбин³, Р. А. Бакеев⁴, Е. В. Лаврушина¹, Ю. П. Стефанов⁵

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017, Москва, Россия

²Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, ул. Б. Грузинская, д. 10, 123242, Москва, Россия

³Научная станция РАН в г. Бишкеке, 720030, Бишкек, Кыргызстан

⁴Институт физики прочности и материаловедения СО РАН,
просп. Академический, д. 2/4, 634055, Томск, Россия

⁵Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
просп. ак. Коптюга, д. 3, 630090, Новосибирск, Россия

*e-mail: mgleonov@yandex.ru

Поступила в редакцию 08.08.2019 г.

После доработки 20.11.2019 г.

Принята к публикации 26.11.2019 г.

В статье приведены геологические данные по морфоструктурной дифференциации осадочных бассейнов, а также результаты тектонофизического и численного моделирования, отражающие форму и возможные механизмы этого процесса. Показано, что морфоструктурная дифференциация является фундаментальным свойством осадочных бассейнов, и это явление связано с взаимодействием горных масс в системе фундамент–чехол. Рассмотрены особенности деформации горных масс фундамента и чехла осадочных бассейнов и кинематические обстановки, характеризующие процесс морфоструктурной дифференциации осадочных бассейнов.

Ключевые слова: бассейн, зона концентрированной деформации, морфоструктура, осадочный чехол, структура, фундамент

DOI: 10.31857/S0016853X20020083

ВВЕДЕНИЕ

Природа осадочных бассейнов трактуется неоднозначно, однако существуют черты и тенденции развития, общие для большинства бассейнов. Одна из таких тенденций — это расчленение бассейнов на систему положительных и отрицательных морфоструктур второго порядка, которые, кроме различия в направлении преобладающего движения горных масс, имеют разные стиль и интенсивность структурной переработки пород. Формирование инфраструктуры отрицательных и положительных морфоструктур реализуется по-разному. В одних бассейнах на месте прогибов возникают широкие синклинальные морфоструктуры с относительно слабой деформацией выполняющих отложений, а на месте поднятий формируются узкие линейные тектонические швы с интенсивной деформацией пород. В других бассейнах широкие и относительно слабо деформированные антиклинали чередуются с узкими синклинальными зонами с напряженной текто-

никой. Поднятия имеют большую протяженность и незначительную ширину, реже представлены отдельными куполообразными овальными или линзовидными морфоструктурами. Ядра положительных морфоструктур в некоторых бассейнах сложены породами фундамента. Внутренняя структура бассейнов может соответствовать их общему тектоническому плану, но может быть по отношению к нему дискордантна.

Морфоструктурная дифференциация осадочных бассейнов зафиксирована в различных районах и тектонических обстановках [4, 16, 20, 48, 52, 58, 71]. В нашей статье мы рассматриваем форму и механизмы структурной дифференциации внутриплитных бассейнов (отрицательных структур земной коры) с акцентом на особенности взаимодействия горных масс в системе фундамент–чехол. Предлагаемые нами решения основаны на анализе данных структурно-геологических и геофизических исследований, а также тектонофизического и математического моделирования. Рассматриваемая нами проблема имеет прагма-

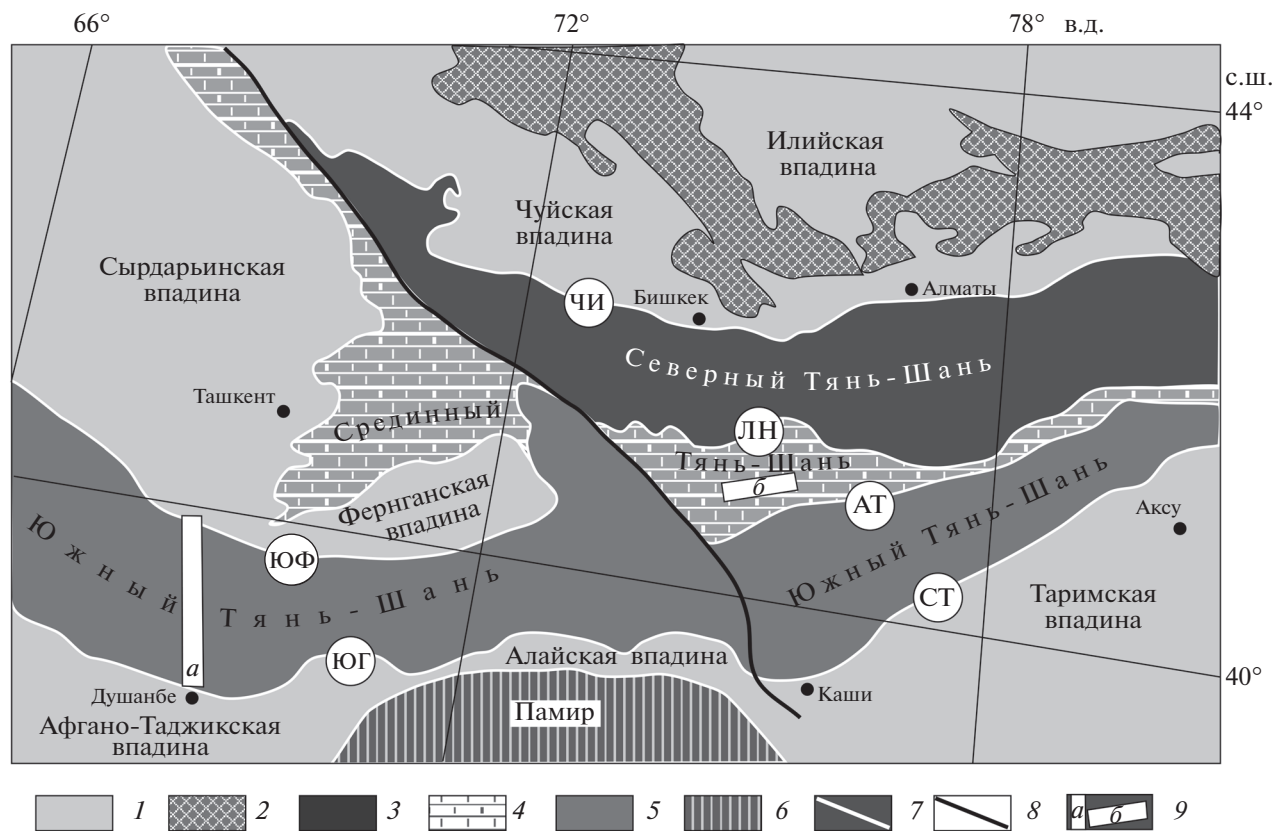


Рис. 1. Схема основных структурно-морфологических элементов Тянь-Шаня.

1 – мезозойско-кайнозойский чехол обрамления складчато-покровного сооружения Тянь-Шаня; 2 – фундамент Казахского континента; 3–5 – Тянь-Шань: – Северный; 4 – Срединный; 5 – Южный; 6 – Памир; 7 – главные структурные швы – границы тектонических провинций: ЧИ – Чу-Илийский, ЛН – Линия Николаева, АТ – Атбашинский, СТ – Северо-Таримский, ЮФ – Южно-Ферганский, ЮГ – Южно-Гиссарский; 8 – Таласо-Ферганский разлом; 9 – положение исследуемых объектов: а – Центрально-Таджикский сегмент Южного Тянь-Шаня, б – область поднятия Байбиче-тоу

тический аспект, поскольку многие внутрибассейновые морфоструктуры содержат залежи углеводородов [4, 16, 19, 52].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гиссаро-Алайский сегмент Южного Тянь-Шаня

Гиссаро-Алай – это горное сооружение, сформированное в результате герцинского и альпийского орогенезов [9, 10, 21, 27, 42]. В ордовике–раннем силуре Гиссаро-Алаю соответствовал относительно единый бассейн Туркестанского палеоокеана, заполняемый терригенно-глинисто-карбонатно-кремнистыми отложениями и продуктами основного вулканизма. Относительно простая морфоструктура дна бассейна была осложнена отдельными вулканическими постройками и вулканическими дугами (рис. 1, рис. 2). Однотипное осадконакопление, отсутствие складчатости и надвигообразования, согласно [9, 21],

были связаны с процессом спрединга океанической коры.

На рубеже раннего и позднего силура произошла морфоструктурная дифференциация бассейна [48]. Возникли линейные поднятия – отмели, банки, мини-платформы, где шло накопление мелководных, часто – рифовых отложений, и впадины, в которых накапливались более глубоководные терригенно-карбонатно-кремнистые отложения. Сокращение пространства для этого времени в регионе достоверно не установлено. Сжатие и сокращение бассейна начинается в девоне [9, 21]. В среднем-позднем карбоне оно зафиксировано накоплением дикого флиша с телами олистостромов и тектоно-гравитационных микститов, а также проявлением складчато-надвиговой тектоники. В позднем карбоне–ранней перми субмеридиональное сжатие и приращение внутриокеанических морфоструктур к северному борту палеоокеана приводят к формированию сложного складчато-надвигового коллажа и консолидации коры. В поздней перми, раннем и

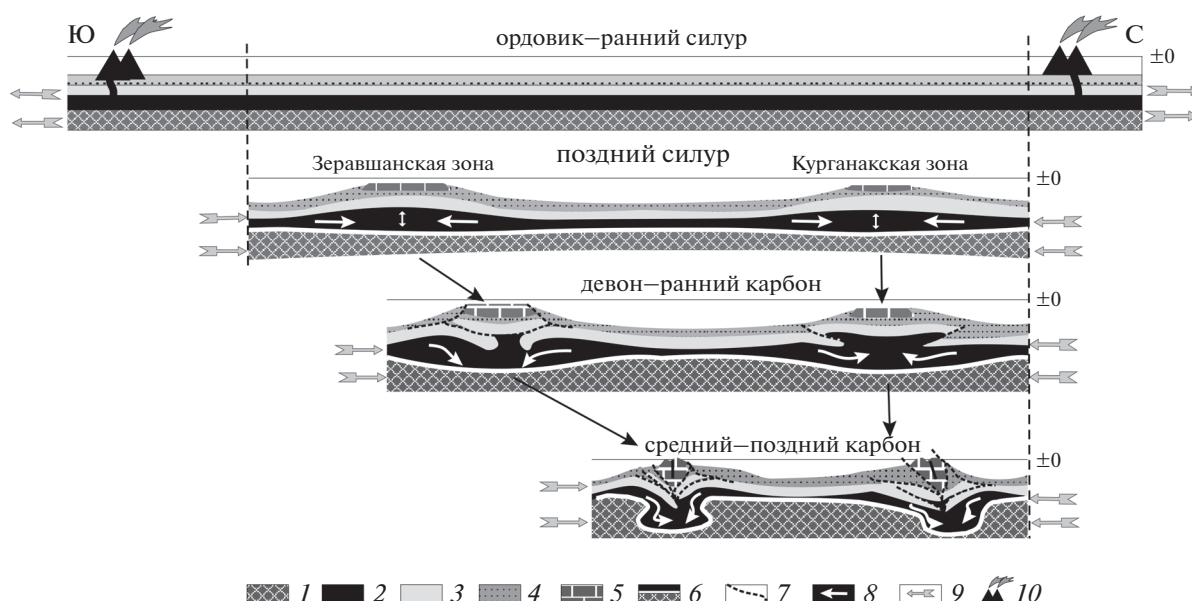


Рис. 2. Палеогеодинамическая эволюция Южного Тянь-Шаня (Центрально-Таджикский сегмент) в палеозое.

1 – мантия; 2 – серпентинизированные ультрабазиты; 3 – габбро-базальтовый слой; 4 – кремисто-карбонатно-терригенные отложения с телами базальтов относительно глубоководных впадин; 5 – мелководные, преимущественно карбонатные отложения внутрибассейновых поднятий; 6 – граница Мохо; 7 – краевые разломы; 8 – направление течения корового материала; 9 – ориентация регионального растяжения и сжатия; 10 – внутриокеанические вулканические дуги (с середины силура – гайоты и атоллы)

среднем триасе на территории Гиссаро-Алая был выработан пенеплен и сформировалась площадная кора выветривания.

Юрские и кайнозойские (в объеме мела–эоцена) отложения в пределах Гиссаро-Алая распространены в межгорных и внутригорных впадинах (рис. 3), разделенных относительно поднятиями фундамента, и представлены континентальными терригенными и лагунно-мелководноморскими карбонатными и гипсоносными отложениями переменной мощности. Выше с размывом залегают континентальные, преимущественно красноцветные терригенные, зачастую грубообломочные отложения олигоцена–неогена, а также четвертичные песчано-глинистые и галечные отложения межгорных прогибов со шлейфами тектоно-гравитационных микститов перед фронтом прибортовых взбросов и надвигов. Мощность отложений во впадинах достигает 1–2 км, уменьшаясь или выклиниваясь по направлению к поднятиям.

С триаса на территории Гиссаро-Алая устанавливается режим молодой платформы, рельеф которой к началу мезозоя соответствовал всхолмленной равнине. В юре начинается внутриплитная деформация поверхности фундамента, которой соответствует домезозойская поверхность выравнивания, и происходит расчленение на отдельные впадины, заполнявшиеся осадками, и поднятия, в ряде случаев выраженные в рельефе

земной поверхности. Размах рельефа поверхности фундамента составлял сотни метров, при этом уровень дна осадочных бассейнов находился на отметках до –100–200 м, а поверхность поднятий – на высоте до +200–300 м. В конце эоцена на территории Гиссаро-Алая происходит активизация тектонического режима и формирование низко-среднегорного рельефа. В середине миоцена фиксируются активное воздымание территории, деформация домезозойского пенеплена, дифференциация рельефа, становление внутриконтинентального орогена с размахом рельефа 5–10 км. Поперечное сокращение Гиссаро-Алая составило 6–14 км [55], что характерно для этого времени и для Тянь-Шаня в целом [53]. В центральных частях сводов и прогибов деформация домезозойской поверхности выравнивания и отложений чехла незначительна. Зоны сочленения прогибов и поднятий первично выражены пликтивными изгибами поверхности фундамента, позднее осложненными взбросо-надвигами и взбросо-сдвигами [8, 27, 47].

Таким образом, в Гиссаро-Алае прослеживаются два этапа морфоструктурной дифференциации:

- Первый этап: поздний силур–начало девона связан с развитием палеозойского бассейна;
- Второй этап: ранняя юра–квартер соответствует платформенному и орогенному этапам, и

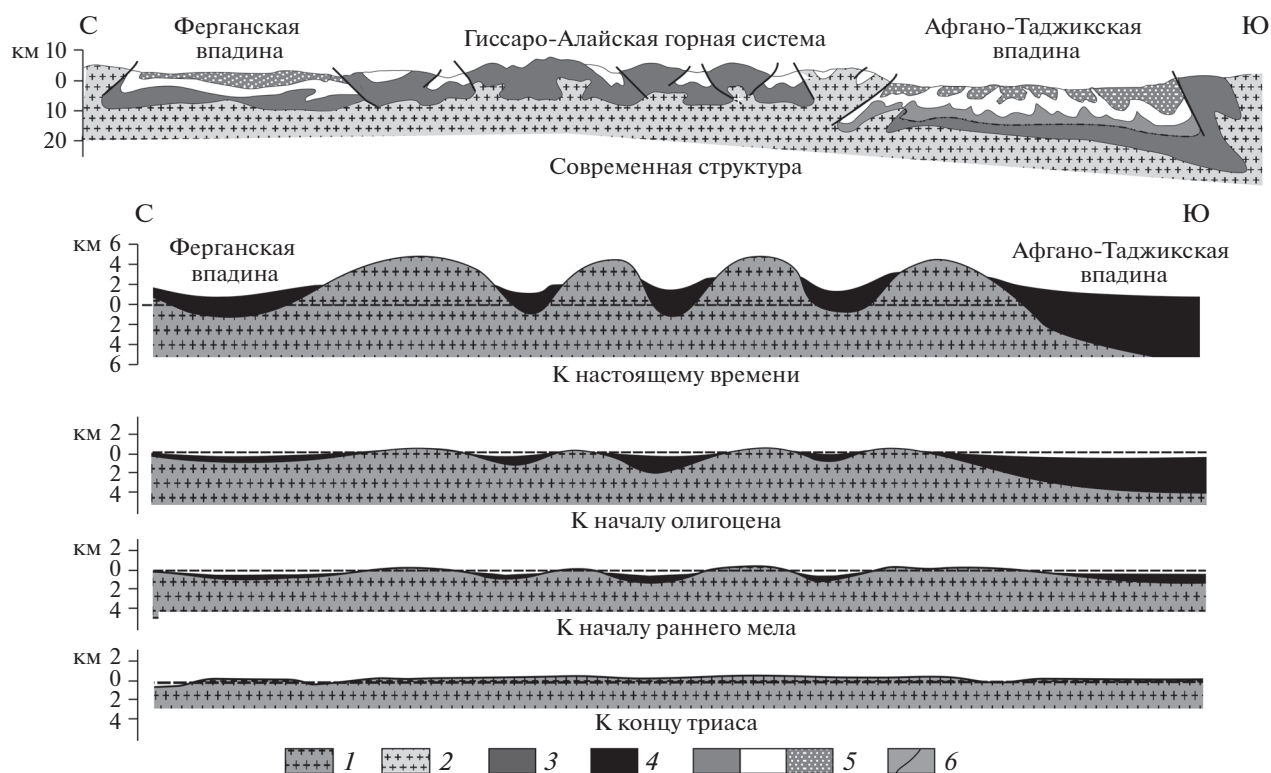


Рис. 3. Этапы деформации поверхности домезозойского фундамента в мезозое–кайнозое Центрально-Таджикского сегмента Южного Тянь-Шаня (по данным [6, 10, 14, 15, 18, 31, 47, 50, 51], с изменениями и дополнениями).

1 – гранитный и складчато-метаморфический фундамент нерасчлененный; 2 – гранитно-метаморфический слой; 3 – палеозойский складчато-метаморфический комплекс; 4 – мезозойско-кайнозойские чехольные отложения, нерасчлененные; 5 – условные горизонты мезозойско-кайнозойского разреза межгорных и внутригорных впадин; 6 – основные разломы

он приводит к короблению поверхности домезозойского фундамента.

Для обоих этапов значимое латеральное поперечное сокращение бассейнов не характерно, но отчетливо проявлено формирование тектонического рельефа. Мезозойско-кайнозойские впадины образуют кулисно эшелонированные системы, пространственно связанные с линейными зонами концентрированной деформации. Эти зоны расположены одна от другой на расстоянии 15–25 км [29] и в их пределах проявлено продольное сдвиговое течение [36].

Система “Нарынская впадина–поднятие Байбичетوو–Атбашинская впадина” Киргизского сегмента Срединного Тянь-Шаня

Морфоструктура этого сегмента Тянь-Шаня характеризуется чередованием широких межгорных впадин, заполненных кайнозойскими отложениями, и разделяющих впадины хребтов, сложенных породами палеозоя. Одной из таких систем является триада “поднятие Байбичетوو и обрамляющие его Нарынская (с севера) и Атбашинская (с юга) межгорные впадины (рис. 4,

рис. 5, рис. 6). Поднятие Байбичетوو состоит из хребтов, образующих в плане цепочку кулис шириной до 4–5 км и протяженностью до 10–30 км, длинные оси которых вытянуты в направлении ЮЮВ–ССЗ, несколько косо по отношению к простираению цепи в целом. Кулисы отделены одна от другой узкими субширотными депрессиями. Хребты образуют выраженные в рельефе скальные массивы с превышением над долинами до 300–500 метров, а воздымание фундамента по отношению к днищу впадин достигает 2.5–3 км.

Фундамент альпийских межгорных впадин сложен палеозойскими комплексами: мраморизованными известняками нижнего карбона, которые отлагались на шельфе расположенного южнее герцинского палеоокеана и развитыми спорадически молассоидными отложениями нижней перми, являющимися отголоском герцинской орогении Южного Тянь-Шаня. Со второй половины перми на территории Срединного Тянь-Шаня устанавливается платформенный режим. В мезозое территория становится областью денудации, и происходит формирование региональной поверхности выравнивания и коры выветривания.

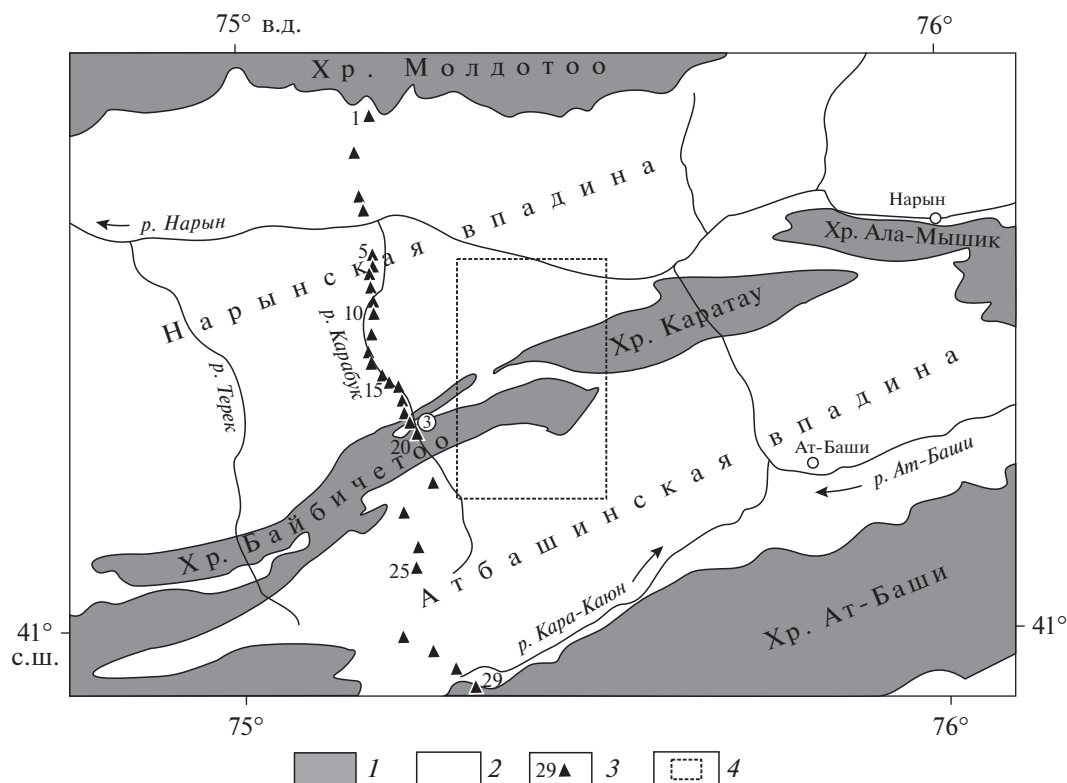


Рис. 4. Положение поднятия Байбичетов в структуре Срединного Тянь-Шаня.

1 — выступы палеозойского фундамента; 2 — мезозойско-кайнозойские межгорные впадины; 3 — пикеты профиля магнитотеллурического зондирования; 4 — контур геологической схемы восточного окончания хр. Байбичетов, Нарынской и Атбашинской впадин

Разрезы кайнозойских отложений Нарынской и Атбашинской впадин сходны и представлены в основном терригенными песчано-глинистыми фациями и конгломератами с преобладанием гальки известняков [17, 57]. В центре впадин общая мощность отложений составляет 3–4 км [57], при приближении к бортам уменьшается до 1–1.5 км, а в апикальной части поднятия отложения плиоценовой нарынской свиты полностью отсутствуют. Литостратиграфические особенности чехольных отложений показывают, что с олигоцена до начала плиоцена на месте Нарынской и Атбашинской впадин и разделяющего их современного поднятия Байбичетов существовал единый седиментационный бассейн. В то же время вариации мощностей указывают на зарождение локальных конседиментационных поднятий. Поднятия были выражены в рельефе палеозойского фундамента, соответственно — допалеогеновой поверхности выравнивания, но не проявились в рельефе дна бассейна. В конце неогена происходит морфоструктурная дифференциация бассейна — расчленение на отдельные ванны, разделенные поднятиями, в том числе поднятием Байбичетов. На поднятии размыву подвергаются отложения чехла и палеозойского фундамента, о

чем свидетельствуют обломки пород нижнего карбона в отложениях плиоцена. Согласно залегание и субпараллельное напластование слоев палеогена и неогена в зоне контакта фундамент–чехол, отсутствие структурных несогласий внутри разреза вплоть до конца плиоцена и литологические признаки говорят о компенсированном характере осадконакопления и невысоких скоростях тектонических движений в этот период. В раннем плейстоцене происходит всплеск тектонической активности, переиндексация главных осей регионального поля деформации, смена кинематики сдвиговых движений по разломам [36]. Возникает расчлененный высокогорный рельеф, происходит перестройка речной сети [59], формируется грубообломочная приразломная моласса шарпылдакской свиты, которая с угловым несогласием залегает на подстилающих отложениях.

Центральное поднятие испытывает подъем и денудацию, кайнозойские отложения, включая верхнеплиоценовые и плейстоценовые, деформируются. Форма и интенсивность деформаций в области поднятия Байбичетов и его обрамления неоднородны. На склонах и в ближайшем окружении поднятия поверхность фундамента и вышележащие кайнозойские слои деформированы

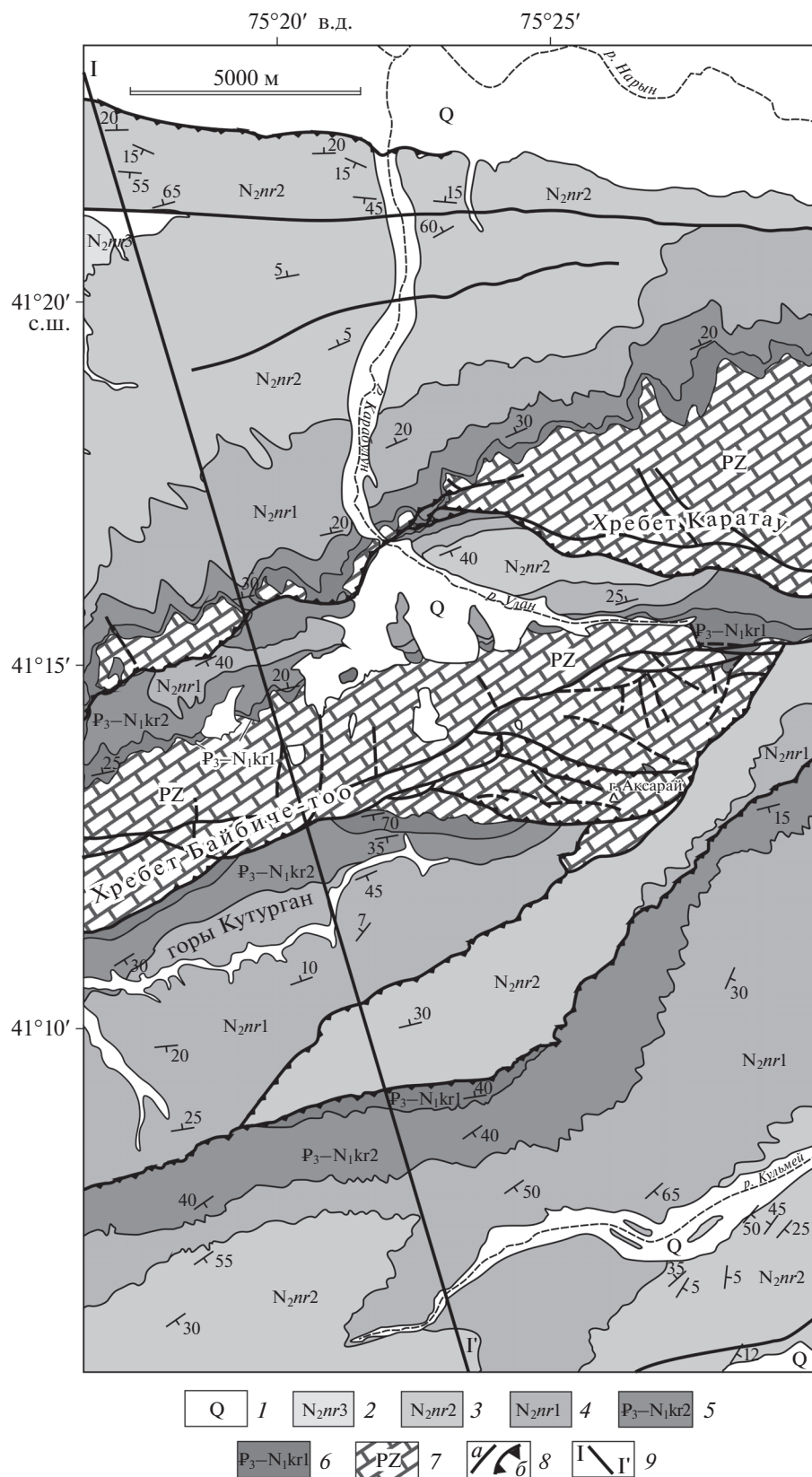


Рис. 5. Геологическая схема восточного окончания хр. Байбиче-тоо, Нарынской и Атбашинской впадин. I–6 – отложения чехольного комплекса: 1 – четвертичные; 2 – нарынская свита (верхняя подсвита), 3 – нарынская свита (нижняя подсвита), 4 – киргизская серия (верхняя подсвита), 5 – киргизская свита (нижняя подсвита), 6 – кок-турпакская свита; 7 – палеозойский фундамент; 8 – разломы: а – сдвиги (сбросы), б – надвиги; 9 – линия разреза I–I'

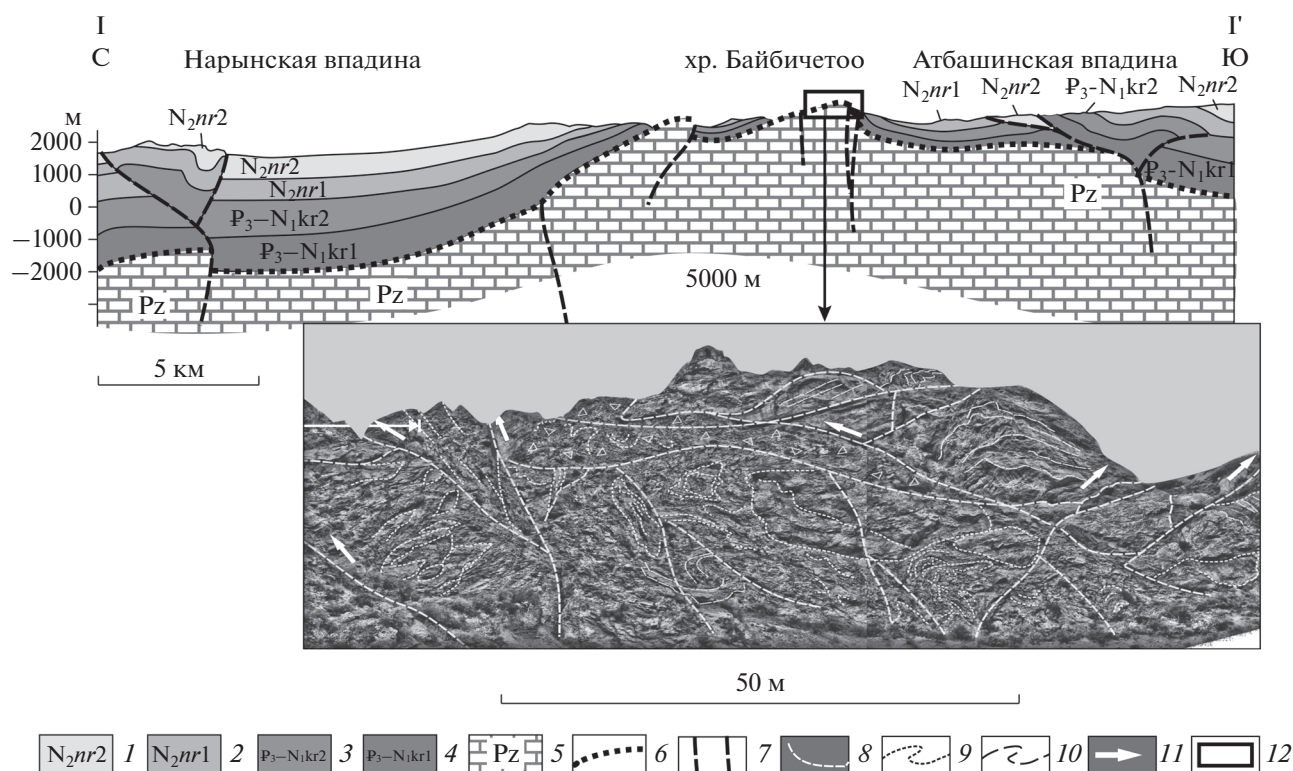


Рис. 6. Схематический геологический профиль I–I' восточного блока поднятия Байбичетوو.

1–4 – отложения чехольного комплекса: 1 – нарынская свита (верхняя подсвита), 2 – нарынская свита (нижняя подсвита), 3 – киргизская серия (верхняя подсвита), 4 – киргизская свита (нижняя подсвита); 5 – палеозойский фундамент; 6 – поверхность фундамента (допалеогеновая поверхность выравнивания); 7 – разломы; 8–12 – массив известняков фундамента в уш. Кара-Булун: 8 – разломы, 9 – структурные линии, 10 – поверхности первичного напластования; 11 – направление смещений по разломам; 12 – положение массива известняков в апикальной части хр. Байбичетوو и дешифрированное фото (стрелка вниз)

конформно. Деформация сводится к образованию складок большого радиуса кривизны с субвертикальными осевыми плоскостями, пологими ундулирующими шарнирами и связанными с ними крутыми и наклонными разломами, расположенными веером от центра поднятия. При удалении от поднятия в чехольном комплексе формируются дисгармоничные по отношению к поверхности фундамента складчато-разрывные ансамбли – складки, в том числе лежащие, взбросы и надвиги. Смещения внутри массива палеозойских пород и поверхности выравнивания в пределах выступа Байбичетوو сопоставимы, из чего следует, что формирование блочно-складчатой структуры палеозойского фундамента произошло преимущественно в конце кайнозоя, что согласуется с отсутствием в этой зоне признаков значимых тектонических процессов на протяжении мезозоя и большей части кайнозоя.

Поверхность пенеплена в области хребтов обрисовывает асимметричное поднятие с пологим северо-северо-западным и крутым юго-юго-восточным склонами. Крутой склон образован флексурой, осложненной системой крутопадающих

сбросов, взбросов, реже надвигов. Вертикальное смещение поверхности фундамента по разломам 300–500 м. В восточной части поднятия фундамент надвинут на кайнозойский чехол с амплитудой горизонтального смещения до 1.5 км. Смещения по разрывам и флексурам к северу от главного уступа обычно не превышают 50 м. Поверхность пенеплена образует крупные складки, отраженные в рельефе и в конформных складках чехла. Хребты Байбичетوو и Каратау в междуречье Карабук и Карабулун разделяет асимметричная синклиналь с полным ундулирующим шарниром. На сводах поднятий зафиксированы локальные грабены – структуры растяжения, хорошо выраженные в рельефе, что является признаком их относительной молодости. Развитие бассейна происходило в режиме пулл-апат. Об этом свидетельствуют:

– сдвиговая кинематика и морфология широтных крутопадающих разломов, а также шовных структур палеозойского основания;

– ромбовидная форма бассейна в целом и его локальных структур;

– различие амплитуд прогибания поверхности фундамента; изменчивость мощностей отложенных кайнозойского чехла.

В центральных частях впадин отложения чехла деформированы иначе. Обширные области с субгоризонтальным или наклонным (5° – 10°) залеганием пластов разделены линейными зонами смятия, часто выраженными в виде поднятий и хребтов. В этих зонах деформации представлены разноразмерными дисгармоничными складками и разрывными нарушениями. Складки коробчатые или шевронные, с крутыми осевыми плоскостями и ундулирующими шарнирами субширотного простирания. Разрывы представлены преимущественно взбросами и надвигами, образующими со складками единый структурный парагенез. Складчато-разломные структуры в центральных частях впадин обычно внутривпадинные и только частично контролируются уступами или флексурами кровли фундамента [32, 57]. Подобные структурные парагенезы характеризуют локальные зоны транспрессии в осадочном чехле и связаны с развитием detachментов внутри чехла или со структурами “цветка” над уступами кровли фундамента [72].

Инфраструктура пород фундамента, в отличие от чехольных отложений, чрезвычайно сложна (см. рис. 6). Породы разбиты множеством ветвящихся и пересекающихся разломов, образующих структуру веера: на северном борту разломы имеют падение к югу, на южном — к северу. Углы наклона разрывов 30° – 50° . Структурно-кинематические индикаторы указывают на взбросо-надвиговое движение горных масс к северу на северном борту поднятия и к югу — на южном. Разломы по восстановлению зачастую затухают, и между породами фундамента и чехольными отложениями сохраняются первичные стратиграфические соотношения. Центральная часть карбонатного массива пронизана сетью переплетающихся разломов различной морфологии и кинематики: взбросами, сдвигами, пологими разрывами. Величина смещений по разломам невелика, и они не выходят за пределы карбонатного массива. Отдельные объемы мраморизованных известняков раздроблены, брекчированы, разлинзованы. Отмечены округлые или линзовидные блоки пород с сохранившейся первичной слоистостью, но ориентировка напластования в них различна, что свидетельствует об их неоднородном развороте. Фиксируются оборванные фрагменты складок, возможно, в ряде случаев — колчановидных, которые образуются при сдвиговой деформации. В целом структура имеет хаотический облик, резко дисгармоничный по отношению к структуре чехла и пермских отложений. Строение поднятий соответствует типу структур выдавливания (pop’s up).

Таким образом, в пределах триады “Нарынская впадина—хребет Байбичетоо—Атбашинская впадина” наблюдается парагенез структур поперечного изгиба — крупные складки поверхности фундамента и кайнозойского чехла и структур объемного сдвига, которые выражены в линзовидно-кулисно расположении массивов, сложенных породами фундамента, в наборе структурно-кинематических индикаторов, а также в объемной разломно-блоковой дезинтеграция породных масс.

Согласно данным тектонофизических экспериментов, подобные структурные ансамбли наиболее близки модели комбинации двух геодинамических обстановок:

- пулл-апарт со сменой транстензионного режима, имеющего место на ранних этапах, на транспрессионный на поздних этапах;
- поп-ап, свойственной зонам поднятий [36, 58, 61].

Структурно-геологические материалы дополнены данными тектонофизических экспериментов (рис. 7), прототипом для которых являлись кайнозойские межгорные впадины Северного и Среднего Тянь-Шаня, обладающие структурно-кинематическими признаками двухэтапного развития со сменой знака сдвиговой компоненты с левосторонней на правостороннюю [36]. Установлено, что структурные рисунки впадин пулл-апартной природы в эксперименте и в природе аналогичны. Сходна их внутренняя морфология, особенно форма рельефа дна. Характерны диагонально ориентированные внутренние трог и положительные формы (горсты, валы) высокого порядка, а также структуры растяжения (сбросы, трещины отрыва), развернутые относительно вытянутости бортов впадин против часовой стрелки. Эти признаки указывают на левосдвиговую транстензию при их формировании. Установлена общность структурных парагенезов наложенной транспрессивной структуры осадочного чехла природных впадин и комплексов заполнения впадин модельных, а именно, дивергентное и конвергентное чередование надвигов в поперечном сечении впадин, наличие сопряженных синтетических и антитетических сколов Риделя, кулисно-эшелонированное расположение осей складок, развернутых против часовой стрелки относительно простирания надвигов. Общим является также возникновение протяженного, диагонально ориентированного разлома, соединяющего противоположные борта впадины и возникающего на конечной стадии модельного эксперимента за счет объединения синтетических сколов Риделя.

Для комплексов заполнения кайнозойских впадин характерен дискретно-локализованный характер разрывно-складчатых структур, когда на фоне обширных (несколько километров) полей

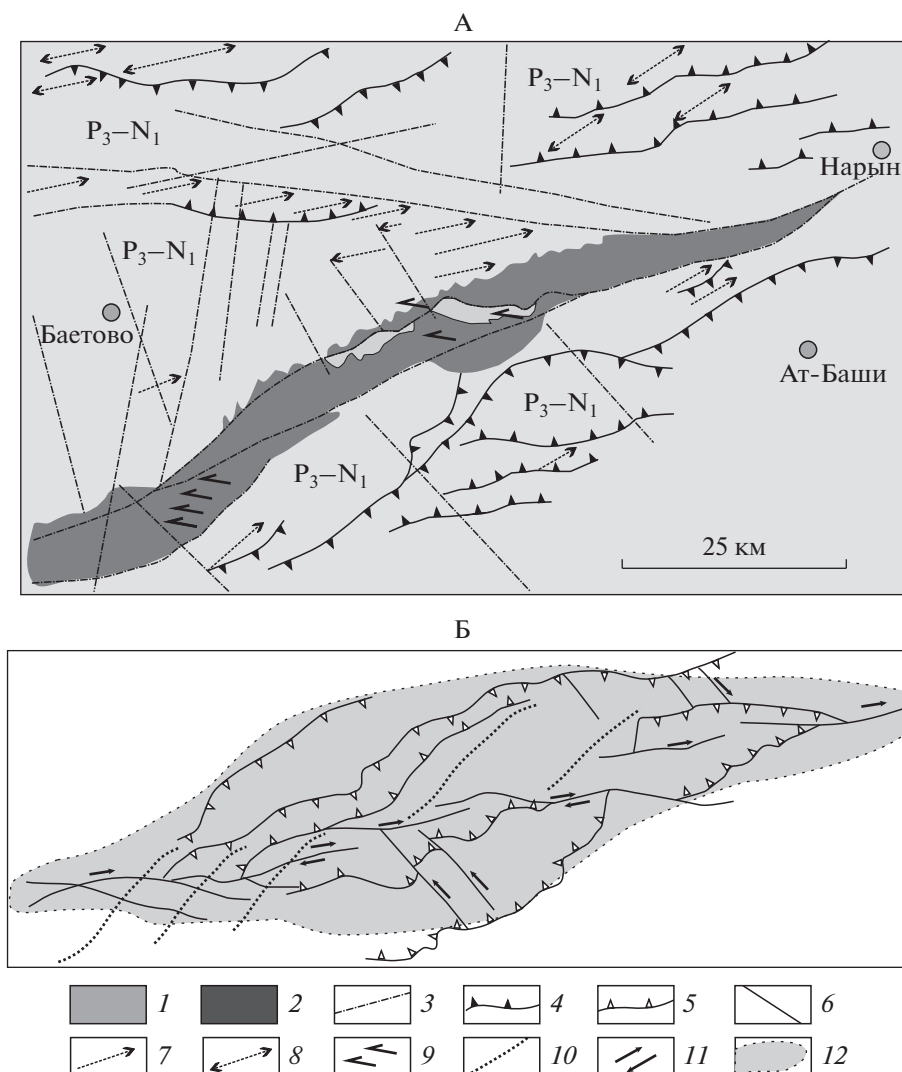


Рис. 7. Структурные парагенезы в кайнозойской толще Нарынской и Атбашинской впадин (А) и комплексе заполнения в эксперименте (Б).

1 – чехольные кайнозойские отложения Нарынской и Атбашинской впадин; 2 – выходы пород палеозойского фундамента; 3 – секущие разломы; 4 – надвиги; 5 – надвиги с правосторонней компонентой; 6 – сколы Риделя; 7–8 – зоны локализованных приразломных складок: 7 – продольно-асимметричные складки (направление (стрелки) погружения шарниров), 8 – продольно-симметричные складки; 9 – оси складок в породах палеозойского фундамента; 10 – оси валообразных складок; 11 – направления сдвига; 12 – очертание морфологически выраженного свода, возникшего на месте впадины в конце этапа правосторонней транспрессии

практически недеформированных отложений спорадически расположены зоны интенсивного смятия, осложненные разрывными нарушениями. Протяженность зон смятия при ширине в десятки метров достигает многих километров. Характерно попеременное дивергентное и конвергентное расположение соседствующих структур, устойчивая надвиговая кинематика движений по ним и правокулисное расположение по отношению к внешним ограничениям впадин. Сходными чертами обладают и модельные структурные формы. Изменение сдвиговой кинематики движений с левосторонней на этапе заложения впа-

дин на правостороннюю на последующем этапе их эволюции зафиксировано в позиции шарпылдакской свиты (N_2-Q_1), молассовые отложения которой локализованы либо в грабенах северо-западного простираения либо располагаются в правокулисно ранжированных рядах линейных прогибов. В модели это явление нашло отражение в образовании правокулисных систем структур растяжения в комплексе заполнения впадин.

Еще одним фактором усложнения внутренней архитектуры динамических бассейнов, является присдвиговая дифференциация рельефа. Если при транспрессивном режиме сдвиговая компо-

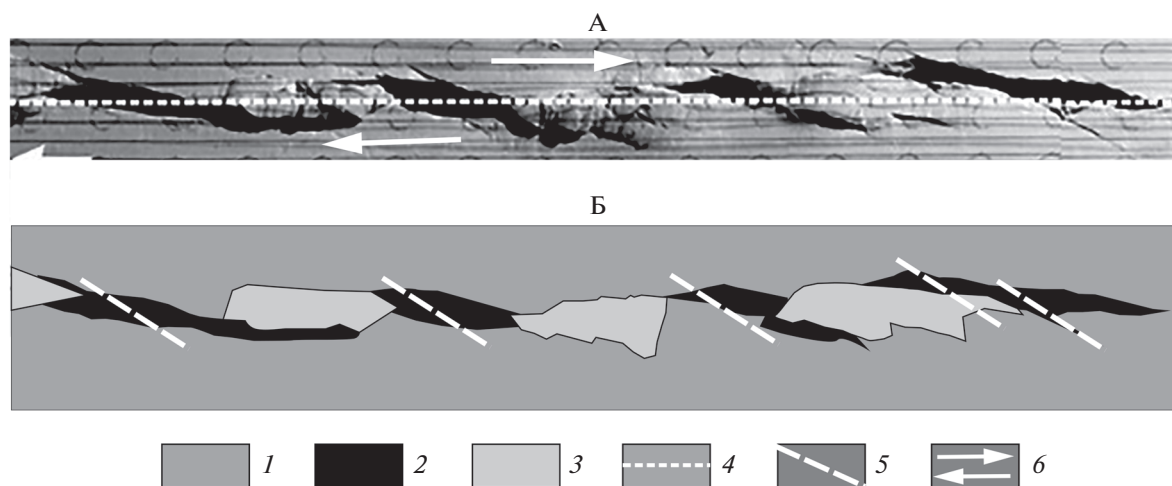


Рис. 8. Дифференциация рельефа в зоне простого сдвига (по данным [59], с изменениями).

1 — области, не затронутые морфоструктурной дифференциацией; 2 — области транстенсии и погружения; 3 — области транспрессии и воздымания; 4 — линия генерального сдвига; 5 — ориентировка вторичных сдвигов Риделя; 6 — направление генерального сдвига

нента доминирует над раздвиговой, около каждого из многочисленных сдвигово-сбросовых диагональных или продольных нарушений, возникающих во впадине, может происходить локальное развитие морфологических форм сдвигового структурного парагенеза. Эшелонированное расположение синтетических сколов Риделя определяет возникновение и местоположение зон локализации антитетических сколов на участках их динамического взаимодействия. При нарастании амплитуды сдвига и соответствующего разворота осей эллипсоида деформации именно в этих зонах возникают участки локального сжатия и формируются положительные структуры поп-ап. Одновременно синтетические сколы Риделя в ходе вращения превращаются в морфологически выраженные структуры отрывного растяжения — грабены и щели. Наблюдается регулярное чередование положительных и отрицательных форм рельефа, что зафиксировано в модельном варианте (рис. 8). Этот механизм объясняет стиль деформаций в пределах впадин и поднятий: породы во впадинах находятся в обстановке сжатия, в области поднятий чередуются зоны транспрессии и транстенсии, в апикальной части поднятий породы испытывают растяжение [36].

С целью выяснения взаимоотношения структуры приповерхностных и глубинных горизонтов, в пределах хребта Байбичеттоо, Нарынской и Атбашинской впадин осуществлены магнитотеллурические зондирования (рис. 9). Хребет Байбичеттоо и прилегающие части Нарынской и Атбашинской впадин в геоэлектрической модели проявлены в виде сочетания высокоомных и низкоомных объемов. Двумерная геоэлектрическая модель вдоль профиля Карабук достаточно хоро-

шо согласуется с результатами геологических исследований. Предполагаемые разломы в фундаменте Нарынской впадины в геоэлектрической модели отображены наклонными и субвертикальными проводящими объектами шириной до 1.5–2 км. Внутренние поднятия фундамента в Нарынской впадине (см. рис. 9, Б, объекты 1–3) отображены в геоэлектрической модели в виде соответствующих объемов (см. рис. 9, В, объекты 1–3). Линейный выступ хребта Байбичеттоо (см. рис. 9, Б, объект 4), разделяющий впадины, по данным магнитотеллурического зондирования, представлен высокоомным объектом шириной ≈ 10 км, имеющим небольшой наклон к северо-западу и прослеживаемым до глубин залегания верхней кромки проводящего корового слоя, который спорадически распространен в средней и нижней коре на территории всего Тянь-Шаня, глубина залегания слоя в районе профиля Карабук соответствует 25–30 км.

В структуре поверхности фундамента и осадочного чехла Атбашинской впадины в геоэлектрической модели (см. рис. 9, В) выделяются проводящая структура (см. рис. 9, Б, В, цифра 5 в кружочке) и изолятор (см. рис. 9, Б, В, цифра 6 в кружочке), которые были спрогнозированы по структурно-геологическим данным [36]. Атбашинская впадина повторяет черты Нарынской, и в геоэлектрической модели северная граница впадины с хребтом Байбичеттоо представлена наклонной проводящей структурой до глубин ≥ 20 км. При этом вергентность проводящих (разломных) структур, ограничивающих высокоомный выступ хребта Байбичеттоо в геоэлектрической модели, не согласуется с вергентностью соответствующих структур геологического разреза. Однако степень

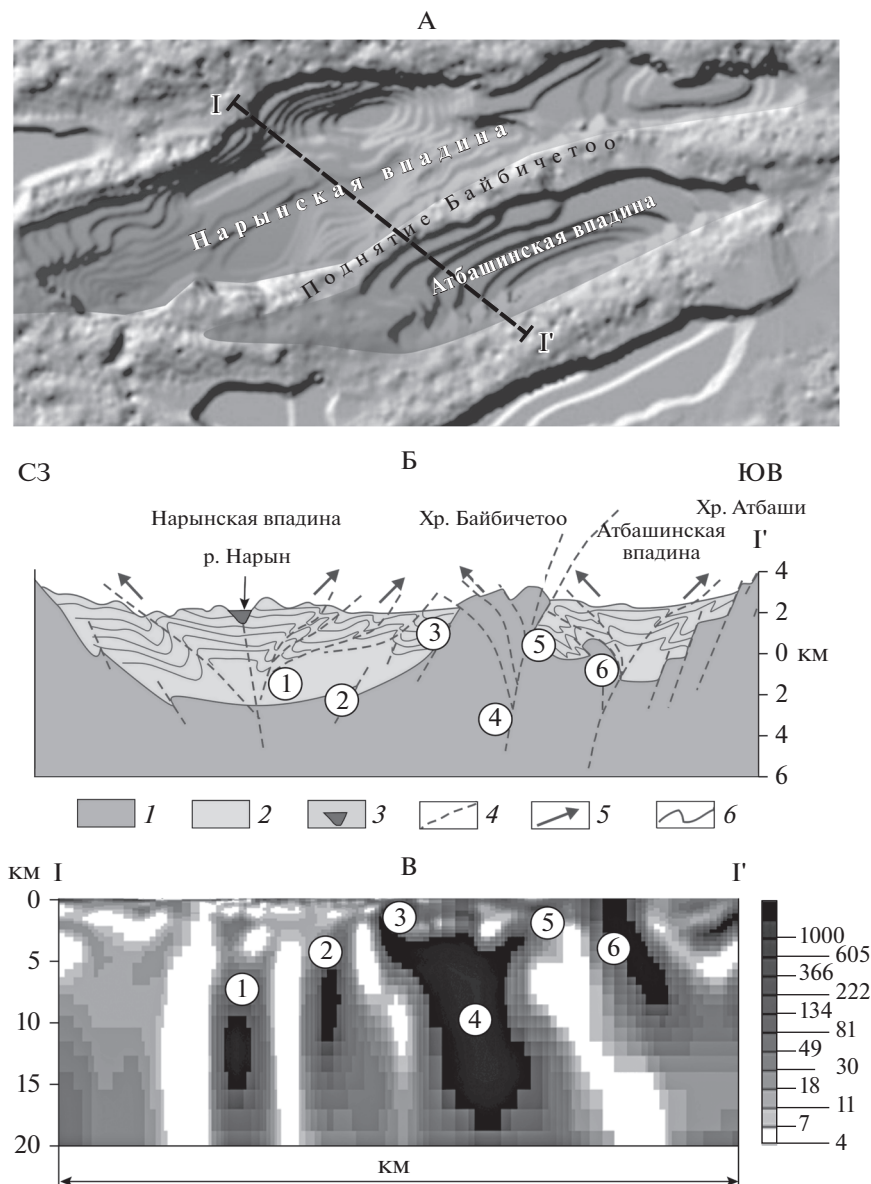


Рис. 9. Морфология и структура хр. Байбичетوو, Наринской и Атбашинской впадин и геоэлектрическая модель вдоль профиля I–I'.

A – рельеф дна впадин (поверхности палеозойского фундамента) по данным сейсмического зондирования;

B – схематический структурный профиль:

1 – палеозойский фундамент; 2 – мезозойско-кайнозойские отложения; 3 – аллювий р. Нарын; 4 – разломы; 5 – направление движения горных масс; 6 – складчатые деформации в отложениях чехла

B – 2D геоэлектрическая модель вдоль магнитотеллурического профиля “Карабук”, соответствующего линии профиля I–I'.

Показаны (цифры в кружках) значения электросопротивления в модели (оттенки серого), сопоставляемые геологические и геоэлектрические объекты.

корреляции проводящих объектов геоэлектрической модели и разломных структур, ограничивающих с севера и с юга Атбашинскую впадину, очень высокая. Аномалии электропроводности, представленные в геоэлектрической модели субвертикальными проводящими объектами и вытянутые вдоль бортов впадин, могут отражать реликтовые сбросы, разграничивающие локальные

ванны и ступени ложа Наринской и Атбашинской впадин.

Таким образом, геологические данные и результаты тектонофизического моделирования указывают на синхронное проявление деформаций в отложениях чехла и в породах центрального поднятия на рубеже неогена и квартера. Структурно-кинематические индикаторы позднеоро-

генного этапа свидетельствуют об обстановке сжатия с северо-северо-западным простиранием оси σ_3 (в англоязычной литературе σ_1), что вызывает возникновение правосторонних сдвигов восток-северо-восточного простирания. Эта фаза деформаций и рельефообразования, по-видимому, фиксирует смену режима региональной трансформации на режим трансформации в верхних слоях литосферы и приповерхностных горизонтах коры, что связано с проявлением сдвигового течения, характерного для кайнозойского этапа развития Среднего Тянь-Шаня [36]. Формирование современного расчлененного рельефа и интенсивные деформации накопившихся отложений связаны с продолжающейся и поныне позднеорогенной фазой, во время которой произошло морфоструктурное расчленение единой Нарынско-Атбашинской депрессии на две осадочные ванны, разделенные поднятием Байбичево.

Бассейн Кыулунг

В пределах Зондского шельфа Южно-Китайского моря расположено несколько кайнозойских впадин (рис. 10), в том числе Кыулунгская (Меконгская) [3, 19]. Фундамент в этой части Зондского шельфа сложен породами Восточно-Азиатского вулканоплутонического пояса, среди которых большой объем занимают граниты юрско-мелового возраста и их кислые дериваты. Консолидация и формирование плиты произошли к концу мела—началу палеоцена (см. рис. 10) [3]. Поздний палеоцен—начало эоцена характеризуется нивелировкой поверхности фундамента и образованием коры выветривания. В эоцене—олигоцене происходит заложение Кыулунгского бассейна, усложнение его структурного плана и формирование системы грабенов и полуграбенов. В понижениях рельефа накапливаются континентальные грубообломочные отложения горных потоков (конгломераты, брекчии, продукты перетолжения коры выветривания). В раннем олигоцене, в условиях континентального рифтогенеза продолжается расчленение палеорельефа и как следствие — накопление грубообломочных фаций. Начиная с середины раннего олигодена и до конца периода накапливается полифациальная толща континентальных песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов и конгломератов, реже известняков и мергелей. Поздний олигоцен характеризуется накоплением континентальных песчано-алевритовых отложений, также с прослоями гравелитов, мергелей и известняков. В олигоцене все основные структурно-тектонические элементы развиваются унаследовано от ранее возникшего морфоструктурного плана фундамента, влияние которого на характер осадконакопления с течением времени уменьшается.

В миоцене и квартере интенсивность тектонических движений снижается. В условиях морской трансформации накапливаются глинисто-песчаные и карбонатно-глинистые мелководно-морские и авандельтовые осадки с прослоями песчаников и конгломератов. В это время рельеф морского дна выравнивается, и территория шельфа превращается в единый седиментационный бассейн, разделенный на две плоские ванны — Кыулунгскую (Меконгскую) и Южно-Коншонскую.

Распределение мощностей кайнозойских отложений контролировалось морфоструктурным планом поверхности фундамента. Прогибы и поднятия развивались унаследовано, с тенденцией уменьшения с течением времени амплитуд отрицательных и положительных движений. Развитие бассейна происходило в непрерывно-прерывистом режиме, о чем свидетельствуют многократные внутриформационные перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия. Мощность осадочного чехла Кыулунгского бассейна в наиболее прогнутых участках достигает 9000 м. По направлению к поднятиям мощность осадочных отложений уменьшается, горизонты чехла выклиниваются, и на поверхность морского дна временами выходят породы фундамента.

Современная морфоструктура морского дна Зондского шельфа достаточно проста и несет в себе черты субаквального рельефа. В то же время морфоструктура фундамента современной ванны Вьетнамского шельфа сложная и представляет собой систему тектонических прогибов и поднятий. Зачастую поднятиям фундамента соответствуют антиклинальные перегибы в отложениях чехла. В современном рельефе дна бассейна четко обособлены впадины бассейнов Кыулунг и Южный Коншон, наследующие прогибы поверхности фундамента, и разделяющее их поднятие Коншон, которому соответствует выступ докайнозойского основания.

Одной из положительных форм рельефа фундамента является поднятие Белый Тигр [3, 19]. Протяженность морфоструктуры составляет ~22 км, ширина достигает ~6 км. Западный борт поднятия ограничен надвигом, восточный — сбросом. Оба разрыва наклонены в восточных румбах, амплитуда смещения по ним составляет от 500—600 до 700—1000 м [3, 72]. Однако изогипсы поверхности фундамента в апикальной части и на периклинальных замыканиях массива обрисовывает, хотя и нарушенные разломами, но сглаженные изгибы поверхности кровли фундамента. Гранитный фундамент поднятия Белый Тигр интенсивно раздроблен, пронизан множеством разломов и трещин, которые проникают в чехол вплоть до отложений среднего миоцена. Разломы сопровождаются образованием зон повышенной трещиноватости, мощность которых достигает двух

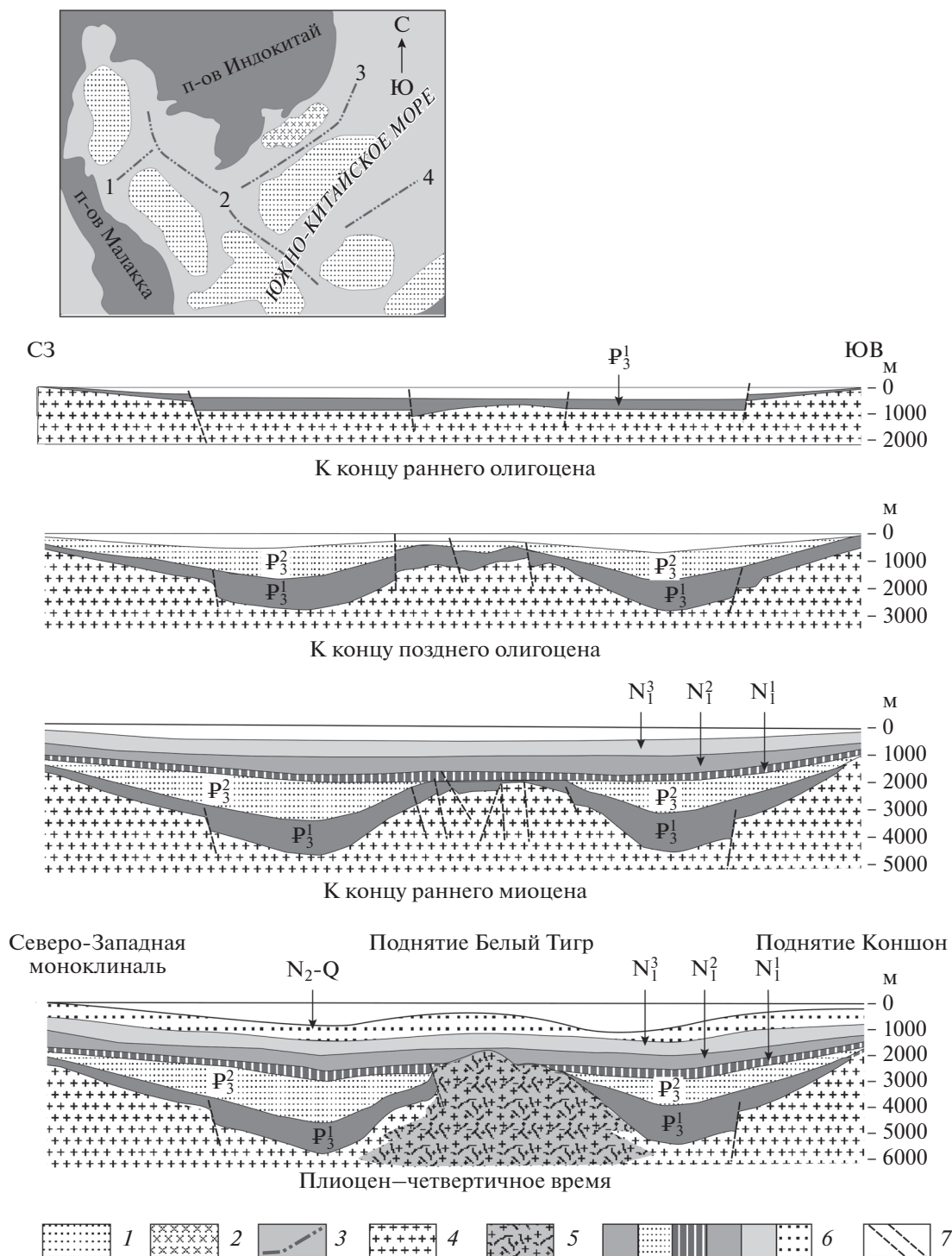


Рис. 10. Схема палеотектонического развития бассейна Кыулунг (по данным [3, 19]). Показано (врезка): положение Кыулунгского бассейна в морфоструктуре Зондского шельфа (по данным [3]).

1 – кайнозойские впадины в пределах Зондского шельфа; 2 – Кыулунгская (Меконгская) впадина; 3 – оси основных поднятий фундамента: 1 – Нарават, 2 – Корат, 3 – Коншон, 4 – Натунга; 4 – доверхнемеловой гранитный фундамент; 5 – интенсивно раздробленные протрузивные граниты; 6 – горизонты кайнозойских отложений (индексы возраста даны на разрезах); 7 – разломы

и более метров. Иногда преобладают вертикальные и субвертикальные разломы и трещины, иногда — пологие и субгоризонтальные. Породы в таких зонах превращены в щебнистую брекчию, местами катаклазированы и милонитизированы. Притертые трещины сопровождаются зеркалами скольжения; зияющие — заполнены гидротермальными минералами или нефтью. Зоны повышенной трещиноватости перемежаются с относительно ненарушенными объемами пород, т.е. массив имеет брекчиевидно-блоковое строение. Гранитные выступы имеют форму куполов, которые прорывают отложения осадочного чехла вплоть до горизонтов среднего миоцена. На контакте с гранитами слои чехла вздернуты, деформированы и имеют торцовое приращение к телу гранитов. Все сказанное свидетельствует о конседиментационном тектоническом внедрении гранитов фундамента в осадочный чехол в виде линейного центрального поднятия (гранитной протрузии) [19], приводя к морфоструктурной дифференциации шельфа Южно-Китайского моря.

Оршанская впадина

Оршанская впадина расположена на юго-западе Восточно-Европейской платформы и представляет собой неопротерозойскую отрицательную морфоструктуру фундамента размером $\sim 150 \times 250$ км, вытянутую в меридиональном направлении (рис. 11) [1, 11, 26, 44, 54]. Оршанская впадина выражена в рельефе поверхности архейско-раннепротерозойского фундамента и выполнена отложениями рифея и нижнего венда общей мощностью до 1500 м. С позднего венда впадина перестает существовать как самостоятельная морфоструктура и сливается с Московской синеклизой, в пределах которой накапливаются осадки кембрия — карбона непостоянной мощности (до 1000 м).

Оршанская падь расположена на пересечении древних разломов [2], которые не нарушают существенно ее внутреннее строение. Однако существует система структур, свойственных территории самой впадины. Впадина рассечена крутыми (70° – 80°) разломами ЗЮЗ-ВЗВ простирания с вертикальной амплитудой смещения 40–150 м, которые делят ее на систему поднятий и мульды второго порядка. Разломы затухают в отложениях вильчанской серии нижнего венда, а некоторые даже — в отложениях пинской свиты рифея и, по-видимому, не выходят за пределы впадины. Глубина залегания поверхности фундамента в мульдах второго порядка — Могилевской (на юге) и Витебской (на севере) достигает (–1300 м) и (–1800 м) соответственно. Могилевскую и Витебскую мульды разделяет Центально-Оршанский горст — резко приподнятый участок древнего фундамента, ограниченный разломами: с юга —

Смоленским (амплитуда смещения до 560 м), секущим породы рифея и нижнего венда и затухающим в отложениях валдайской серии верхнего венда, с севера — Копысским разломом с амплитудой смещения ≈ 100 м. Витебская мульда, расчленена Сурожским поднятием и Богушевским горстом на три отрицательных сегмента. Сурожское поднятие имеет субширотное простирание и ограничено сбросами, возможно, сдвига-сбросами со смещением поверхности фундамента до 560 м. Часть разломов затухает в отложениях пинской и оршанской свит рифея, но некоторые секут рифейские отложения и затухают в пределах вильчанской серии венда, завершающей доплитную стадию развития чехла. Таким образом, уровень проникновения разломов в осадочный чехол свидетельствует о развитии Оршанской впадины в доплитное время. Тем не менее, Смоленский разлом проникает в верхневендские отложения плитного чехла, но в этот период территория развивалась как часть Московской синеклизы. Широкие и диагональные (с простиранием ЮЗ–СВ) разломы, по-видимому, не выходят за пределы впадины, затухая при приближении к ее бортам или будучи обрублены не выходящими за ее пределы субмеридиональными Витебским, Богушевским и Руднянским разломами.

Таким образом, в неопротерозое на архейско-палеопротерозойском фундаменте закладывается Оршанская впадина, в которой опускание поверхности кристаллического фундамента за период рифея — ранний венд достигло 1.5 км, а к концу девона общая амплитуда опускания составила ~ 2 км. В пределах впадины фиксируется морфоструктурная дифференциация на систему частных мульд и горстообразных поднятий со смещением поверхности фундамента до 500 м. Конфигурация впадины и изогипс поверхности фундамента, затухание разломов в пределах впадины, отсутствие фациального выражения дизъюнктивов в виде тектоно-гравитационных микститов позволяют предполагать, что образование Оршанской впадины и ее морфологическое расчленение связано с общей преимущественно пликативной деформацией поверхности кристаллического фундамента. Разрывы и зоны деструкции возникают в наиболее напряженных участках пликативных изгибов.

Кроме рассмотренных выше примеров, изучены и другие бассейны со сходной морфоструктурой и тектонической эволюцией. Среди них палеопротерозойская Северо-Онежская мульда, входящая в состав Балтийского щита (рис. 12), и палеозойский Мичиганский бассейн, расположенный в плитной части Северо-Американской платформы. Данные по геологии этих регионов в аспекте статьи суммированы в [37]. Для этих структур, независимо от их возраста, набора сла-

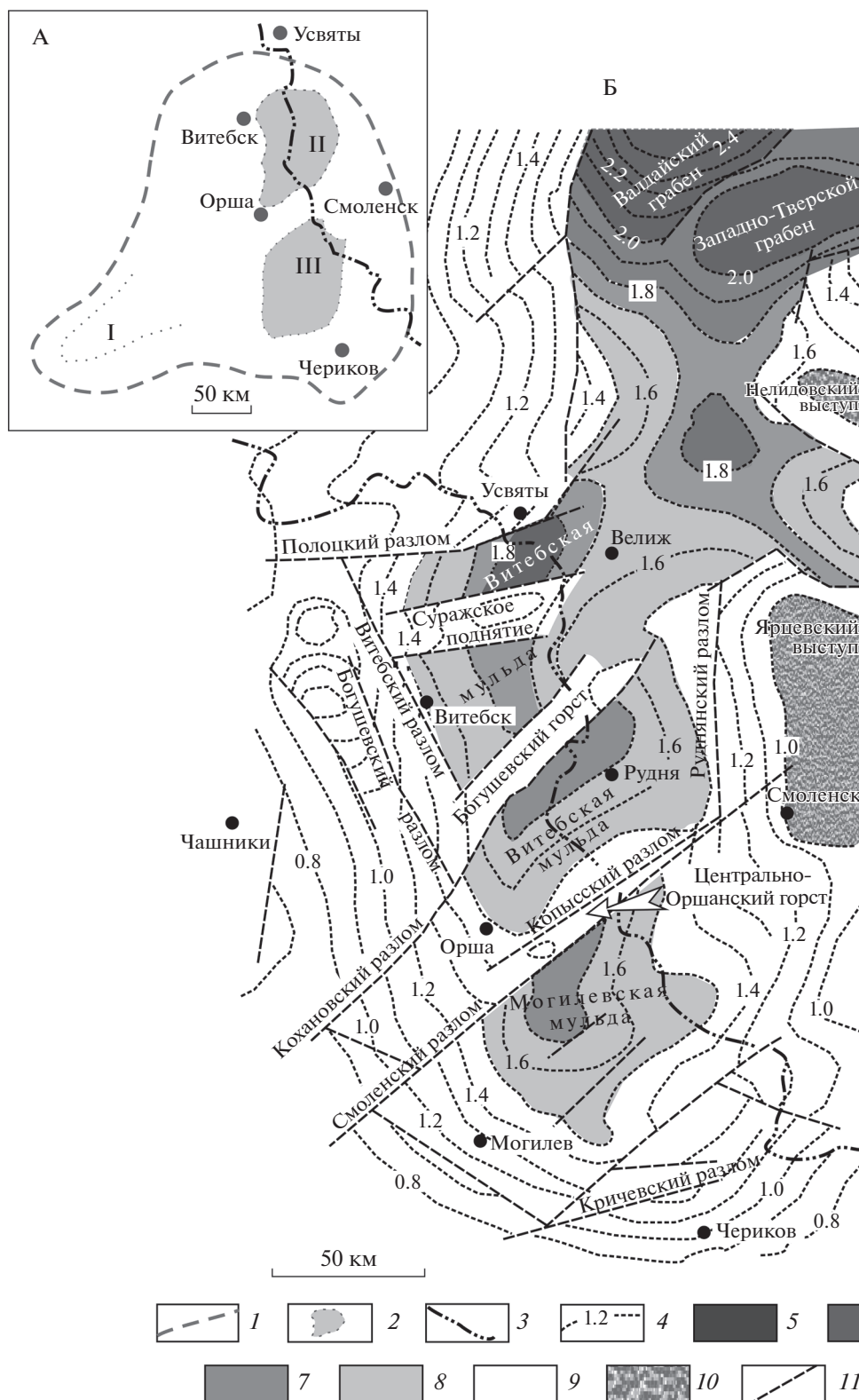


Рис. 11. Структурная схема поверхности архейского кристаллического фундамента Оршанской впадины юго-запада Восточно-Европейской платформы (по данным [1, 26, 44, 54]).

А – общая схема; Б – структурная схема.

1 – граница Оршанской впадины; 2 – главные отрицательные структуры поверхности фундамента (мульды: I – Червенский структурный залив, II – Витебская, III – Могилевская); 3 – государственная граница; 4 – изогипсы поверхности фундамента, км; 5–9 – отрицательные структуры с глубиной залегания фундамента: 5 – >2.0 км, 6 – 2.0–1.8 км, 7 – 1.8–1.7 км, 8 – 1.7–1.5 км, 9 – <1.5 км; 10 – погребенные выступы и горсты; 11 – разломы

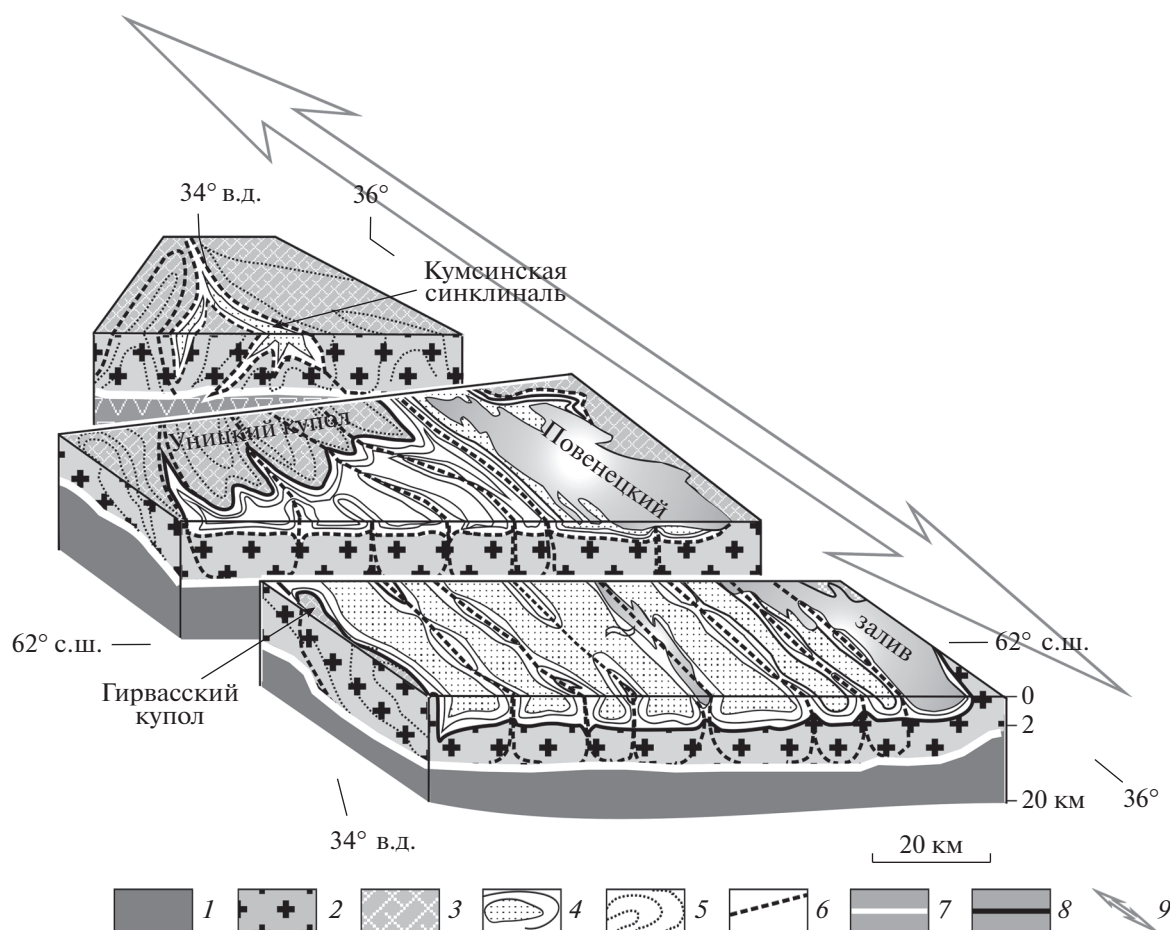


Рис. 12. Схема строения Северо-Онежской мульды.

1 – гранулит-базальтовый слой; 2–3 – гранитно-метаморфический слой и архейские комплексы; 2 – на профилях, 3 – на земной поверхности; 4 – горизонты палеопротерозойского проточехла; 5 – условные структурные линии в архейском фундаменте; 6 – оси линейных положительных морфоструктур с признаками деформации сдвига; 7 – подошва гранитно-мтаморфического слоя; 8 – верхняя граница фундамента (детachment); 9 – генеральная ориентировка сдвигового поля напряжений

гающих формаций, проявления или отсутствия вулканизма, характерны общие черты:

- заложение на докембрийском консолидированном фундаменте;
- длительное развитие (сотни миллионов лет) в режиме центрально-симметричного седиментационного бассейна;
- чередование сопряженных линейных антиклинальных структур и широких корытообразных синклиналей;
- различие в степени и стиле деформированности пород в пределах антиклиналей и синклиналей;
- конседиментационное развитие структурно-ансамбля.

Мичиганский бассейн служил прототипом нескольких моделей формирования центрально-симметричных впадин и их морфоструктурной дифференциации [16, 65]. Однако большинство

вариантов встречает серьезные возражения, аргументация которых изложена в [27, 37], и они не могут объяснить центрально-симметричное прогибание дна (поверхности фундамента) седиментационного бассейна и сопряженное с ним формирование линейной инфраструктуры. В наибольшей степени природным реалиям отвечает модель хорды [16, 46].

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ОБЛАСТЕЙ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГОРНЫХ МАСС ФУНДАМЕНТА И ЧЕХЛА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Переходные зоны “впадина–поднятие” Северного Тянь-Шаня

Впадины представляют собой один из главных морфотектонических элементов Северного Тянь-Шаня. Они имеют линзовидную форму, вытянуты в субширотном направлении и выполнены одно-

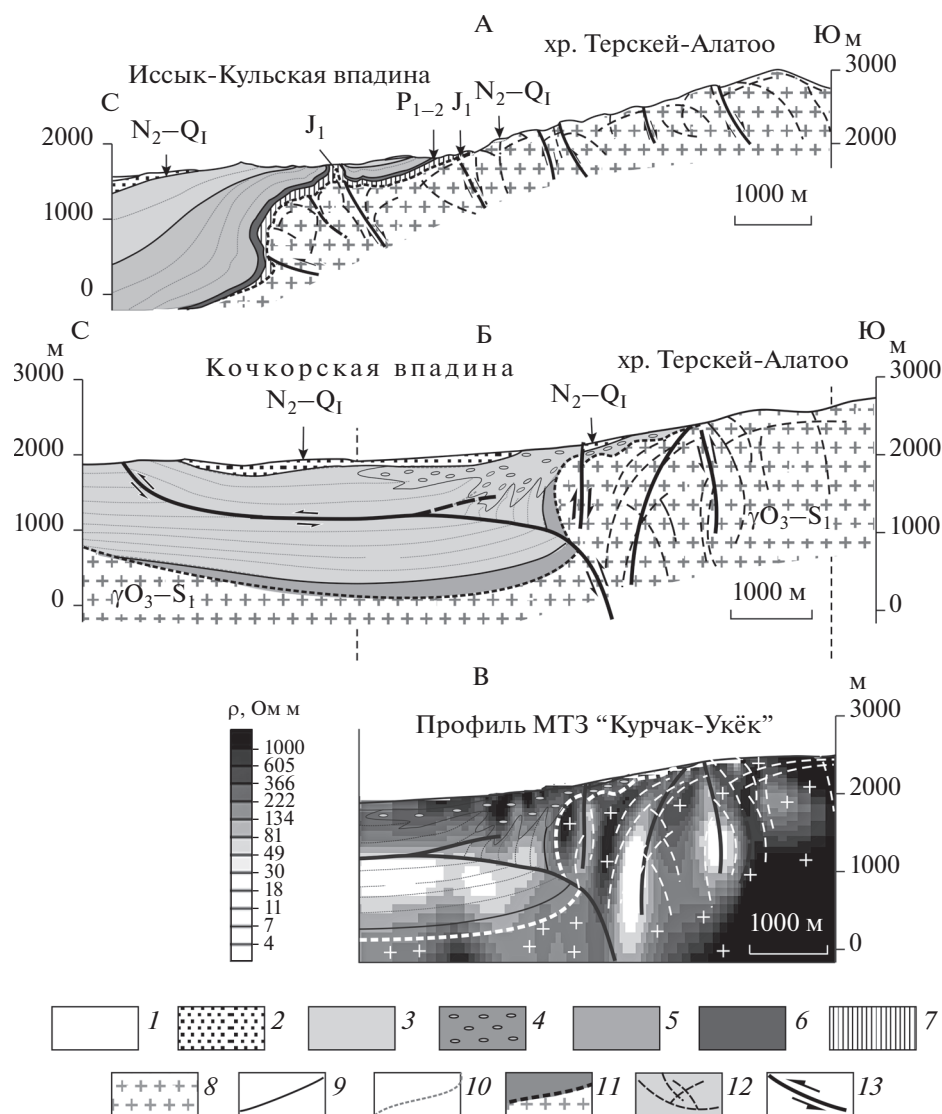


Рис. 13. Строение зон сочленения орогенных впадин и обрамляющих поднятий фундамента (Северный Тянь-Шань). А – южный борт Иссык-Кульской впадины; Б–В – южный борт Кочкорской впадины: Б – геологическое строение, В – фрагмент, отражающий данные магнитотеллурического зондирования.

Показаны (шкала): значения удельного сопротивления породных масс. 1 – четвертичные отложения (Q_{2-3}); 2 – шарпылдакская свита (N_2-Q_1); 3 – тяньшаньский комплекс (N_{1-2}); 4 – грубообломочные фации тяньшанского комплекса (N_{1-2}); 5 – киргизская свита (P_3-N_1); 6 – коктурпакская свита (P_{1-2}); 7 – юрские угленосные отложения (J_{1-2}); 8 – гранитоиды фундамента (O_3-S_1); 9 – геологические границы; 10 – горизонты осадочного чехла; 11 – положение кровли фундамента; 12 – трещиноватость в гранитах фундамента; 13 – главные разломы и направление смещения блоков в крыльях разломов

типными платформенно-орогенными континентальными отложениями нижней юры и кайнозоя мощностью до 2–4 км [5, 17]. Впадины разделены выступами фундамента, которые сложены складчато-метаморфическими и магматическими комплексами докембрия–палеозоя, среди которых заметное, иногда главенствующее место занимают гранитоиды верхнего ордовика и нижнего силура. Поверхность фундамента соответствует поверхности дочехольного пенеплена. Размах рельефа фундамента от дна впадин до вершин хребтов

достигает 7–9 км [17, 34, 57, 60, 72]. Переход от хребтов к прогибам (рис. 13) выражен субширотными флексуобразными перегибами поверхности фундамента и пластов чехольных отложений, которые нарушены кулисно расположенными взбросами и надвигами. Контакты отложений чехла и фундамента на одних участках тектонические, на других участках сохраняются первичные стратиграфические взаимоотношения. Пликативная деформация поверхности фундамента на границах впадин и поднятий первична по отно-

шению к дизъюнктивам, которые возникают на поздних стадиях развития флексур и перегибов [8, 47].

Переходные зоны впадина—поднятие в пределах Северного Тянь-Шаня принципиально сходны [28, 35, 36, 43]. Главные черты их общности следующие:

- асимметричное строение: один склон — пологий, другой (обычно южный) — крутой;
- пликтивный флексуобразный перегиб в области градиентных вертикальных движений на границе поднятия/впадина, осложненный кулисными взбросами, складками, протрузиями фундамента;
- отсутствие масштабных надвигов и поперечного укорочения впадин;
- наличие складчато-надвиговых морфоструктур, связанных с detachментами во внутренних частях впадин;
- различные структурно-кинематические парагенезы: складчато-разрывные, сдвиго-надвиговые парагенезы в кайнозойском чехле;
- 3D дезинтеграция и парагенезы катакластического сдвигового течения и в палеозойском фундаменте;
- наличие кристаллических протрузий.

Заложение впадин и ранние этапы развития, соответствующие позднему олигоцену—раннему плиоцену, связаны с условиями левосторонней трансенсии. В конце плиоцена происходит смена режима на транспрессионный орогенный, который сопровождается частичной или полной инверсией бассейнов. Возникает горный рельеф, и в зонах сочленения впадин и поднятий формируется характерный (см. рис. 13) парагенез тектонических структур. При этом высота выступов фундамента, обрамляющих впадины, всегда больше высоты рельефа в пределах инвертированных впадин. Породы фундамента деформированы интенсивнее, чем слоистые отложения чехла, что объясняется различием в реологии пород и механизмах релаксации тектонических напряжений [28]. Новейшая активизация палеозойского Тянь-Шаня и формирование орогенных впадин трактуется по-разному [27, 36, 53, 55]. Полученные нами структурно-геологические данные и тектонофизическое моделирование позволяют считать, что развитие впадин происходит по механизму пулл-апат в условиях 3D продольного сдвигового течения горных масс при незначительном уменьшении ширины впадин [36].

Внутрибассейновые зоны концентрированной деформации

Характерным элементом осадочных бассейнов являются линейные поднятия и сопутствующие им тектонические швы, некоторые из которых

трансформируются в зоны концентрированной деформации, известные также как структуры цветка [22, 29, 33, 67, 68]. Зоны концентрированной деформации представляют собой структуры протяженностью в десятки и сотни километров с линейно-плоскостной анизотропией (см. рис. 4, рис. 12, рис. 14). Они имеют морфологическое выражение, образуя протяженные кулисно-сегментированные поднятия и кряжи.

Для зон концентрированной деформации характерны:

- напряженная тектоническая инфраструктура;
- боковые ограничения в виде сдвигов, взбросо-сдвигов и надвигов; крутое, вплоть до вертикального, часто веерообразное залегание пород;
- кулисное расположение отдельных сегментов;
- неравномерно-пятнистое проявление стресс-метаморфизма;
- резкое отличие инфраструктуры от соседствующих объемов горных масс, в частности, максимальная для данного района концентрация сдвигов и взбросо-сдвигов.

Тектонический стиль этих зон представлен структурно-кинематическим парагенезом сдвигового или взбросо-сдвигового объемного течения. В пределах зон концентрированной деформации напряженность тектонической переработки пород существенно выше, чем вне таких зон, а формы проявления деформации многообразнее. Такие зоны являются не единственными, но значимыми областями концентрации тектонических напряжений и деформаций. Зоны концентрированной деформации образуются преимущественно в обстановках транспрессии, и их формирование сопровождается объемным пластическим, преимущественно сдвиговым течением горных пород и дилатансией деформируемого объема. Такие структуры могут возникать в отложениях чехла, но в большинстве случаев их появление связано с развитием системы фундамент—чехол и типом и интенсивностью деформации фундамента. Фундаментальной особенностью является пространственно-регулярное расположение внутрибассейновых поднятий и зон концентрированной деформации (см. рис. 2, см. рис. 3, см. рис. 12, см. рис. 14). Расстояние между осями положительных линейных морфоструктур — антиклиналей, валов, структур цветка составляет в среднем 15–25 км, что соответствует ширине разделяющих поднятия прогибов или синклиналей. Такая регулярность может определяться законами распределения деформаций в упруго-пластичной [41] или вязко-пластичной [30] средах.

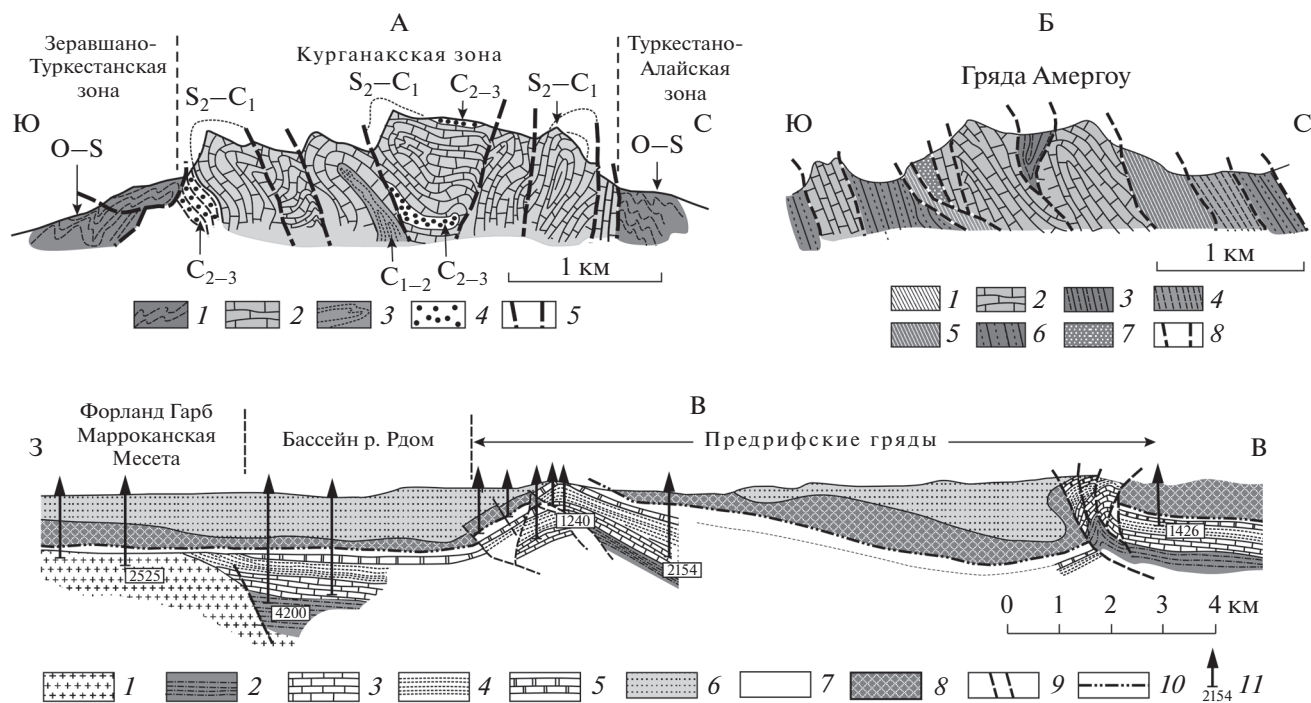


Рис. 14. Тектоническая структура зон концентрированной деформации (структура цветка), сформированных на месте внутрибассейновых поднятий (линейные карбонатные платформы).

А – Курганахская зона (Южный Тянь-Шань).

1 – терригенные отложения относительно глубоководных прогибов (ордовик–силур); 2 – карбонатные отложения внутрибассейнового поднятия (верхний силур–нижний карбон); 3 – терригенные отложения (нижний карбон); 4 – конгломераты, гравитационные и тектоно-гравитационные микститы (средний–верхний карбон); 5 – разломы

Б – Известняковая гряда Амергоу в районе Южного Рифа в Северной Африке (по данным [64], с изменениями).

1 – триас; 2 – домер; 3 – тоар; 4 – титон–берриас; 5–6 – различные фации нижнего мела; 7 – тортон–гельвет; 8 – разломы

В – Схематический профиль через гряды зоны Предрифа (по данным [71]).

1 – палеозойский фундамент; 2–6 – отложения осадочного чехла: 2 – гипсо-соленосные отложения и слоистые известняки и доломиты (триас–нижний лейас), 3 – массивные рифогенные известняки (домерский ярус), 4 – мергели с прослоями известняков (последомерский лейас), 5 – мергели, известняки, песчаники (средняя юра), 6–7 – отложения (миоцен): 6 – пост-покровные, 7 – до-покровные; 8 – пред-рифский тектонический покров (тектоно-гравитационный поток-оползень); 9 – разломы; 10 – подошва тектоно-гравитационного потока-оползня; 11 – скважины, м

Тектоническая переработка горных масс фундамента

Деструкция пород фундамента на постмагматической стадии проявляется в различных формах, на разном масштабном уровне и обусловлена комплексом физико-механических факторов [13, 25, 27, 28, 36, 38]. Установлены деформационные механизмы, которые обеспечивают 3D подвижность кристаллических горных пород: хрупкая макросколовая, микросколовая и кливажная деформация, меланжирование, катаклаз, динамическая рекристаллизация, пластическая деформация. Эти механизмы приводят к разномасштабной дезинтеграции пород и переходу их в дискретное состояние [27]. Породы приобретают блочно-гранулярную структуру, что, согласно данным механики блочных и гранулированных сред и мезомеханики, приводит к понижению их эффективной вязкости, уменьшению сопротивления сдвигу и проявлению дилатансии, след-

ствием чего является объемная подвижность горных масс и увеличение текучести пород [13, 25, 45, 61, 65, 74]. В условиях неоднородного поля напряжений за счет вязкостной инверсии происходит перетекание горных масс из областей относительно высоких напряжений в области относительно низкой декомпрессии и, в частности, движение текучих масс в направлении меньшего литостатического давления, т.е. к дневной поверхности [38]. Кристаллические массы внедряются в верхние горизонты коры, образуя погребенные или выраженные в рельефе купола, массивы, протрузии [27, 34, 75]. Механическое нагнетание горных пород фундамента в области поднятий подтверждается также тем, что раздробленные, превращенные в рыхлую дезинтегрированную массу и податливые к размыву и выветриванию породы зачастую образуют геоморфологические аномалии, т.е. наиболее возвышенные участки рельефа, что подтверждается структурно-кинематически-

ми парагенезами сдвигового течения горных масс в субвертикальной плоскости [36].

Фундамент платформ и внутриконтинентальных орогенов на 60–80% сложен гранитоидами, которые во многом определяют реологию и инфраструктуру фундамента, формирование морфоструктуры поверхности фундамента и отраженного рельефа земной поверхности. Реологические свойства гранитов зависят от степени их дезинтеграции, синдеформационных минеральных преобразований, флюидного режима. Постмагматическая тектоническая подвижность, в том числе объемное течение гранитоидов определяется при этом деформацией, с разной интенсивностью охватывающей весь объем горной породы или значительные его части [28]. Наиболее характерной формой 3D деформации кристаллических пород является формирование линзовидно-ромбоэдровидной инфраструктуры, что подтверждено экспериментально (рис. 15). Одновременно могут возникать ромбоэдры разных масштабных уровней [13]. Относительно монолитные фрагменты пород разделены интерфейсными зонами — межблочными объемами вещества с пониженными прочностными и деформационными характеристиками. Возникают дискретные плоскости скольжения, которые определяют проявление тектонического течения. Основным механизмом эксгумации гранитных массивов на постмагматической стадии, является их протрузивное внедрение. Возможность вязкопластического (хрупко-пластического) течения гранитных масс связана, главным образом, с особенностями деформации гранулированных сред и их повышенной способностью к вязкопластическому и катакlastическому течению.

МЕХАНИЗМЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ФУНДАМЕНТА И ЧЕХЛА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ПО ДАННЫМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО И ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Тектонофизический аналоговый эксперимент

Проведены эксперименты в системе фундамент—чехол в обстановках растяжение—чистый раздвиг и трансенсия—простой сдвиг на моделях из уплотненной муки, симулирующей хрупкое поведение материала при нагружении. Толщина образца составляет 2 см, диаметр круговых маркеров — 1 см.

В первом варианте (рис. 16, I) граница смыкания подстилающих модельный образец штамповых блоков была сигмоидально-криволинейной (см. рис. 16, А). При правосдвиговом смещении штампов основания друг относительно друга на величину порядка 4 мм на начальной стадии смещения на поверхности появляется несколько тре-

щин отрыва, диагонально ориентированных относительно оси сдвига. В последующем (см. рис. 16, Б) в пространствах между ними формируются поверхности надвигов, которые в морфоструктуре выражены приподнятыми участками поверхности, постепенно трансформирующимися в горы. В конечном итоге, эти положительные формы обрамлены областями заметного опускания исходной поверхности модели и чередуются с ними, формируя крупноблоковую картину рельефа (см. рис. 16, В).

Второй вариант (см. рис. 16, II) предусматривал ортогонально-ступенчатую границу штамповых блоков (см. рис. 16, А). Изменена конфигурация блоков подвижного жесткого основания при сохранении прежней кинематики их движения (правый сдвиг), что привело к заметно иной, более дифференцированной морфоструктурной картине. В начале процесса (см. рис. 16, Б) образуются дискретные трещины отрыва с достаточно регулярным шагом, прорезающие образец по диагонали от одного его угла к другому. В дальнейшем (см. рис. 16, В) эти трещины прорастают по простирацию и множатся за счет дробления исходных блоков, которые дифференцированно смещаются относительно друг друга по вертикали и по горизонтали. В результате блоки приобретают линзовидную в плане форму. Во фронтальных частях таких блоков возникают осложняющие надвиги. На отдельных участках, особенно в центральной части образца, отчетливо проявлено различие в высоте стояния блоков. Финальную структуру (см. рис. 16, Г) можно охарактеризовать как блочную, горст-грабенную.

Серия экспериментов была также осуществлена на трехслойных моделях с участием материала с пониженной вязкостью (силикон), подстилающего раздвигаемые по сигмоидально-криволинейной поверхности жесткие штампы, над которыми располагался образец вязкой глины (рис. 17). На начальной стадии происходит формирование впадины, рассеченной дробной системой сопряженных сколов Риделя. В ходе их прогрессивного разворота они дополняются кулисными рядами сбросовых нарушений и трещин отрыва вдоль антитетических сколов (см. рис. 17, А). На заключительных стадиях эксперимента морфоструктурная эволюция впадины в большей степени определяется активизацией вязко-пластичной силиконовой подложки, материал которой начинает протрудировать в отдельные участки зоны разрыва (см. рис. 17, Б, В, Г). Его всплывание и внедрение вдоль сбросов приводит к подъему прилегающих участков глиняного материала, в частности, в зоне перемычки между двумя протрузивными телами, раздавливанию микроблоков в их пределах, изменению залегания сколов, которые оказываются запрокинутыми в зоне экзоконтакта протрузий. Протрузии представляют

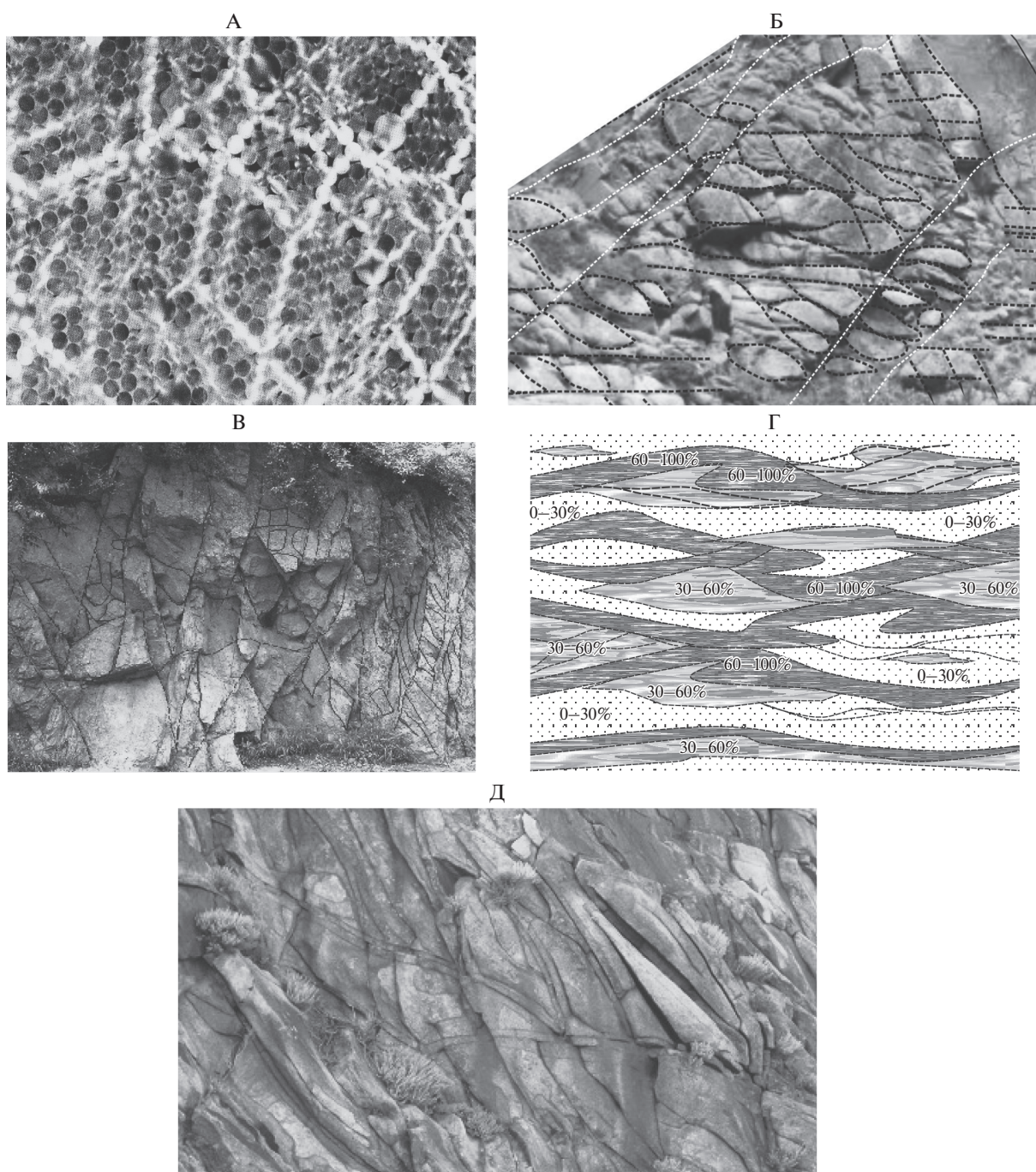


Рис. 15. Ромбоэдро-линзовидная структура в кристаллических породах фундамента.

А – эксперимент на оптически активной гранулированной среде: напряжения передаются по точкам соприкосновения гранул, формируя стрессовые цепочки и ромбоэдр-сетку (светлые полосы) напряжений (по данным [74]);

Б – структура гранитов массива Чонкурчак (хр. Терской-Алатау, Северный Тянь-Шань);

В – ромбовидная мезоструктура гранитов (хр. Яньшань, Китай);

Г – линзовидно-петельчатый рисунок распределения объемов пород с разной степенью рассланцевания и содержания новообразованных минеральных фаз, % (Ягнобский комплекс, Гиссаро-Алай);

Д – линзовидная мезоструктура гранитов массива Дзурамтай (Гобийский Тянь-Шань).

собой бульбообразные массивы, выдавленные через зону раздвига в жестком штампе и уходящие корнями в силиконовую подложку.

Морфология и пространственное распределение структур, воспроизведенные в аналоговых экспериментах с заданными условиями сдвига основания и

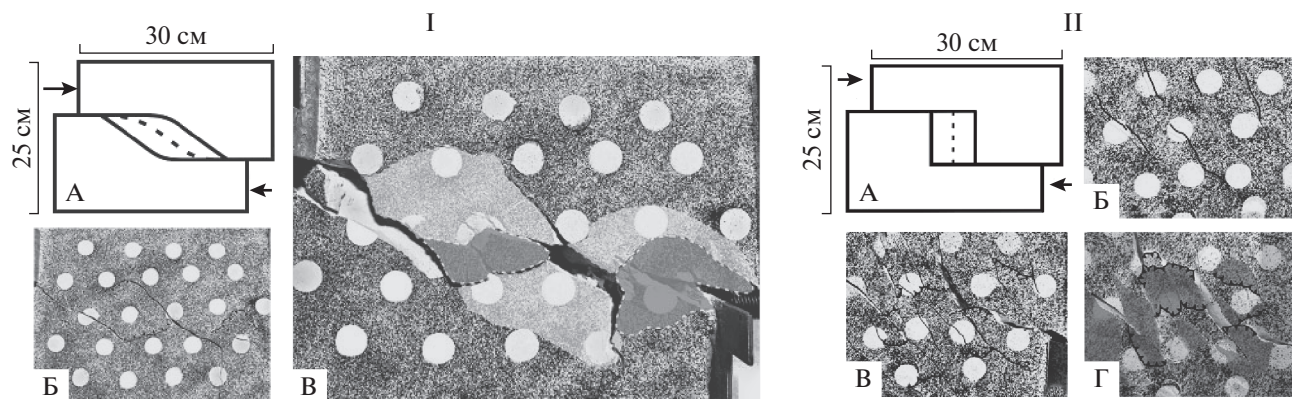


Рис. 16. Экспериментальное воспроизведение процесса формирования морфоструктуры на материале с хрупкими свойствами.

I — при правостороннем раздвиге подстилающих жестких штампов с криволинейной смыкающей границей между ними: схема модели (А); стадии процесса: начальная (Б) и конечная (В).

Показаны на (Б): разрывы со сдвиговой (черные линии) и надвиговой (треугольники) кинематикой смещений.

Показаны на (В): участки прогибания (светлый), поднятия (темный контур).

II — при правостороннем раздвиге подстилающих жестких штампов с ортогонально-ступенчатой смыкающей границей между ними: схема нагрузки модели (А), последовательные стадии эксперимента (Б, В, Г).

Показаны на (Г): дешифрованные сдвиги (черные линии), надвиги (треугольники), поднятые блоки (темно-серый).

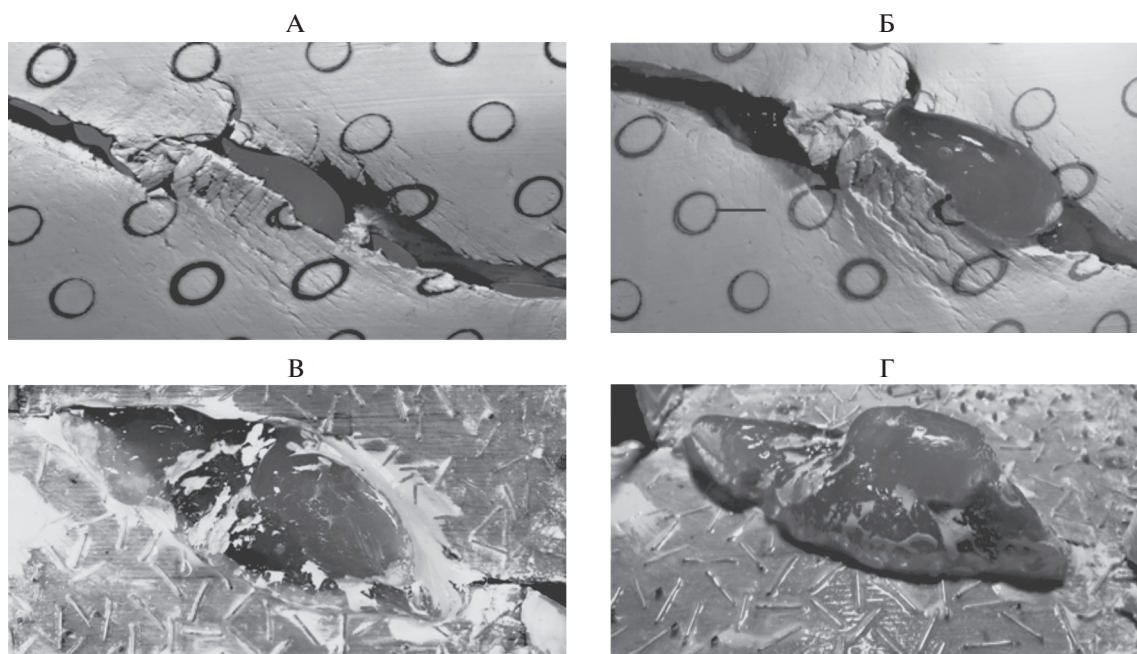


Рис. 17. Протрузивное внедрение вязко-пластичного силиконового материала в зону раздвига. А–Г — последовательные стадии процесса.

транспрессионного режима, обнаруживают значительное структурно-мофологическое сходство с природными объектами, в частности, с зонами концентрированной деформации и протрузиями.

Численный эксперимент

Проведено численное моделирование строения и напряженного состояния структур горизонтального сдвига, динамически связанных с

разрывным горизонтальным сдвигом блоков основания [49, 69, 70]. Условия задачи предполагают полное сцепление осадочной толщи с основанием и нахождение среды в поле силы тяжести, определяющей вертикальные напряжения. Рассмотрены два варианта с разными значениями коэффициента бокового отпора (ξ) (рис. 18). Первый вариант соответствует начальному напряженному состоянию безграничной в горизон-

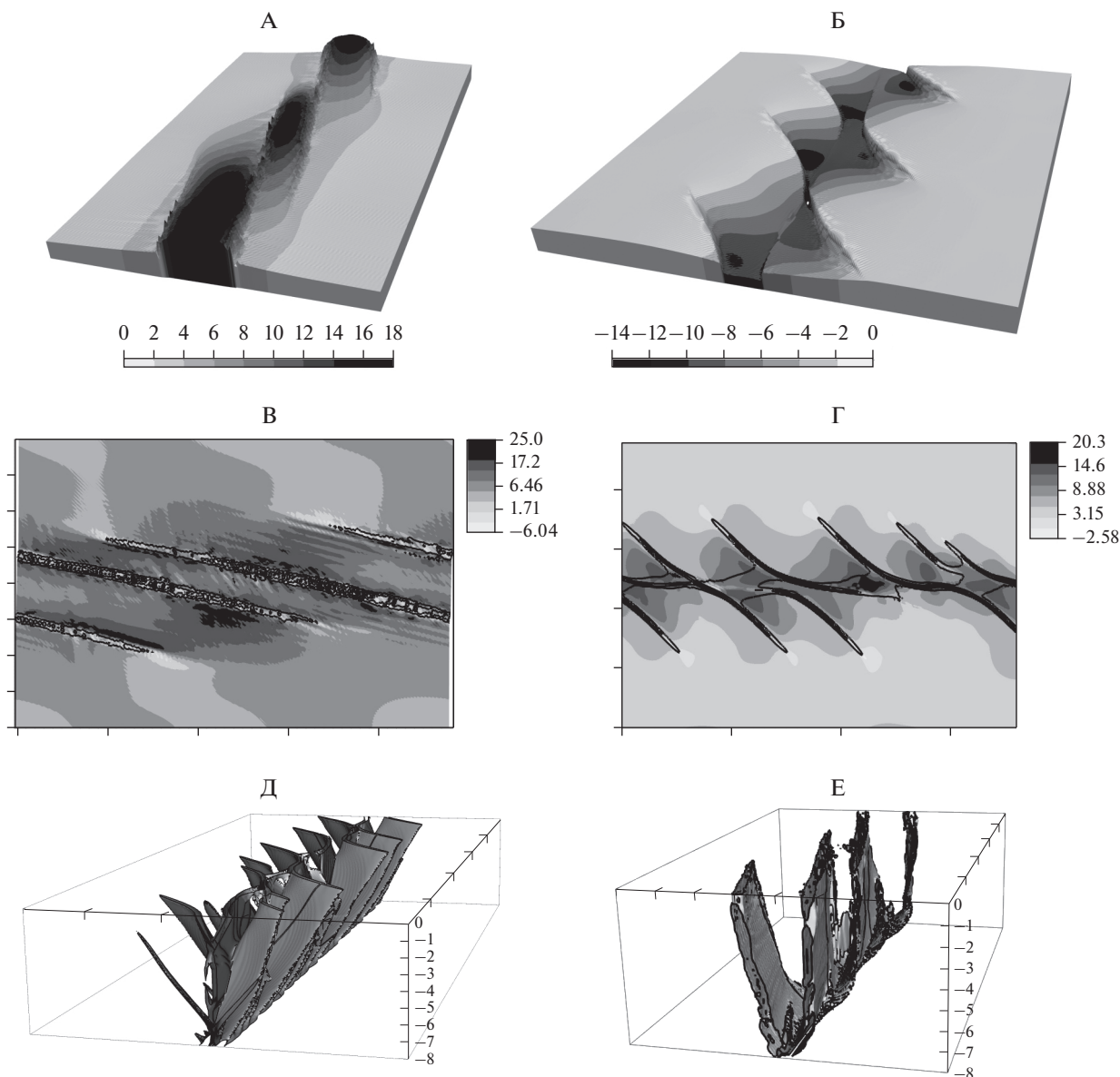


Рис. 18. Рельеф и формы зон локализации по данным численного эксперимента.

Рельеф поверхности и распределение вертикальных смещений после образования зон локализации: (А) — для $\xi = 1$, где ξ — коэффициент бокового отпора;

(Б) — для $\xi = 0.46$; зоны локализации и распределение давления (среднего напряжения) в горизонтальном сечении вблизи поверхности, МПа: (В) — для $\xi = 1$; (Г) — для $\xi = 0.46$; (Д–Е) — пространственное строение зон локализации пластической деформации при горизонтальном сдвиге блоков основания: (Д) — для $\xi = 1.0$, (Е) — для $\xi = 0.46$.

тальной плоскости среды, находящейся под действием вертикальной нагрузки при отсутствии горизонтальной деформации. Второй — при более высоких значениях горизонтальных напряжений на боковых гранях, параллельных плоскости разлома между блоками основания. Напряжения устанавливаются через задание соответствующего коэффициента бокового отпора. При коэффициенте бокового отпора, равном единице на боковых гранях, значения горизонтальной компоненты напряжений были равны вертикальной

компоненте. На торцевых гранях были заданы замкнутые условия, имитирующие бесконечное продолжение расчетной области вдоль разлома. Деформирование слоя задавалось в уже нагруженной среде через горизонтальное смещение левого и правого нижних блоков в противоположных направлениях. Деформационное поведение среды описывалось в рамках упруго-хрупкопластической модели. Использован вариант модели с предельной поверхностью Друккера–Прагера и неассоциированным законом течения. Модели-

рование процесса деформации осуществлялось при помощи численного решения системы уравнений динамики.

Расчеты показали, что формирование положительных структур наблюдается в случае, если начальные горизонтальные напряжения были равны вертикальным или превышали их (см. рис. 18, А). В условиях, когда начальные горизонтальные напряжения меньше вертикальных, на поверхности наблюдается формирование отрицательных деформационных структур (см. рис. 18, Б). Появление отдельных поднятий в отрицательных структурах связано с изменением поля напряжений и повышении горизонтальной компоненты напряжений в локальных областях среды. Возникновение зон локализации деформации делает среду неоднородной, т.к. данные зоны обладают особыми свойствами и на них возникает разрыв перемещений. Численное моделирование показало, что в условиях сдвига деформирование осадочных ванн, кроме иных причин, может быть обусловлено начальными условиями напряженного состояния породных масс фундамента и чехла и соотношением горизонтальной и вертикальной компонент напряжений. Из полученных данных следует:

- интрабассейновая дифференциации и форма ее проявления могут определяться состоянием внутреннего напряженного состояния горных масс бассейна;
- форма и время проявления интрабассейновой дифференциации зависят от толщины осадочного слоя, т.е. она проявляется при накоплении определенной мощности осадков в бассейне.

Оценки напряженного состояния показали, что в обоих рассмотренных случаях давление в полосах локализации имеет пониженное значение, тогда как между полосами наблюдается существенное сжатие среды (см. рис. 18, В).

На основе результатов численного моделирования построена 3D геометрия строения цветковых структур (см. рис. 18, Г, Д, Е) и показано влияние параметров, которые в наибольшей степени определяют эти структуры. Наряду с начальным напряженным состоянием, ориентация и форма зон локализации, соответственно, и общее строение разломной зоны определяется упругими и прочностными параметрами среды, а также толщиной деформируемого слоя среды. Причем эти параметры в значительной степени задаются через начальное состояние: соотношением между вертикальными и горизонтальными напряжениями, а также глубиной возможного перехода в неупругое (пластическое) состояние. Таким образом, результаты численных экспериментов обнаруживают существенное сходство с натурными наблюдениями, указывая также на существование определенных физических и геологических

параметров, стимулирующих образование и морфологию зон концентрированной деформации, в частности, структур цветка. Кроме того, численный эксперимент показал, что морфоструктурная дифференциация бассейна может быть обусловлена двумя факторами:

- наличием сдвига основания;
- определенной мощностью (весом) осадочного чехла, определяющей соотношение вертикальной нагрузки (гравитация) и бокового сжатия (транспрессия, транстенсия). Соотношение величин горизонтальной и вертикальной компонент напряженного состояния, то есть форма и время проявления интрабассейновой дифференциации находятся в причинной зависимости от изменения мощности осадков в бассейне. Кроме того, увеличение толщины деформируемого объема осадочного выполнения бассейна приводит к изменению значений сдвигания блоков основания до образования магистрального разлома, выходящего на дневную поверхность. Возникновение магистрального разлома происходит:
- на глубине 4.5 км при сдвиге основания 25–30 м;
- на глубине 10 км при сдвиге с амплитудой 120 м.

Эти данные показывают, насколько малые локальные причины могут вызывать к жизни геодинамические следствия регионального масштаба.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Морфоструктурная дифференциация свойственна бассейнам различного возраста и развивавшимся в разных геодинамических обстановках. Из чего следует, что модели формирования осадочных бассейнов, подвергшихся морфоструктурной дифференциации, должны объяснять общие для разных бассейнов черты их строения и истории формирования, такие как:

- механизм, обеспечивающий длительное прогибание дна седиментационного бассейна и преобладание структурного плана на разных этапах эволюции;
- сочетание центрально-симметричной формы бассейна и его линейной инфраструктуры;
- смена во времени режимов транспрессии и транстенсии;
- зависимость времени и формы морфоструктурной дифференциации от соотношения горизонтальных напряжений и вертикальной нагрузки, определяемой весом накопившихся в осадочном бассейне отложений;
- формирование в пределах бассейна дисгармоничной линейной инфраструктуры с закономерным чередованием положительных линейных куполов-антиклиналей и зон концентрирован-

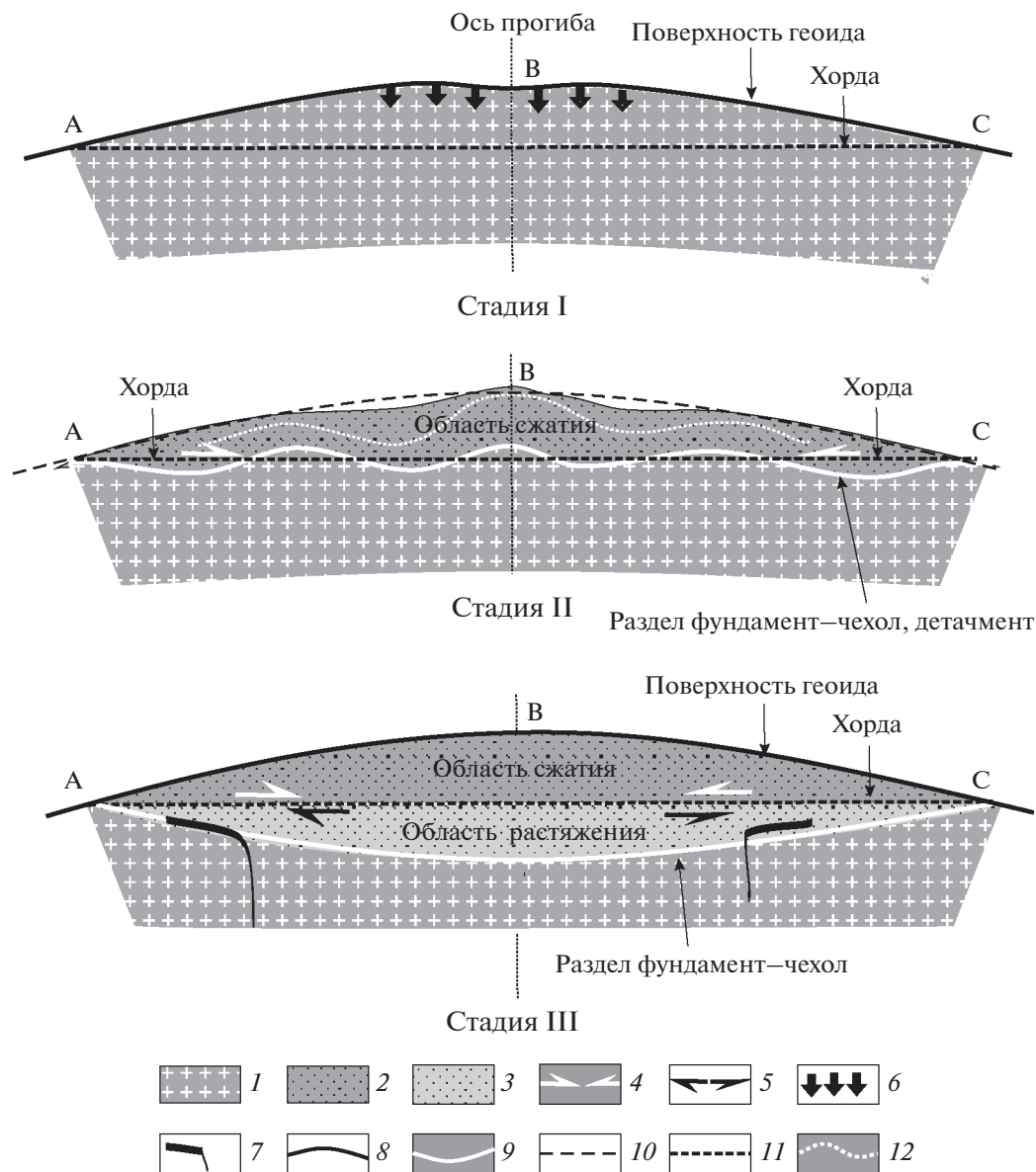


Рис. 19. Модельная схема морфоструктурной дифференциации прогибающегося участка земной коры (осадочного бассейна) (по данным [16, 24, 30, 37, 39, 46, 56, 66]) и стадии процесса. I – исходная, II – переход раздела фундамент–чехол через линию хорду, деформация, возникновение фундамента, III – проседание раздела фундамент–чехол ниже линии хорды, формирование зоны градиента напряжений растяжение–сжатие, развитие детачмента, внедрение даек и силлов, морфоструктуры и деформация не показаны в целях облегчения восприятия схемы.

1 – фундамент; 2–3 – бассейновые отложения: 2 – области сжатия (укорочения), 3 – области растяжения (удлинения); 4–5 – направление: 4 – сжатия (укорочения), 5 – растяжения (удлинения); 6 – проседание земной поверхности; 7 – силлы; 8 – исходная поверхность геоида; 9 – раздел фундамент–чехол, изначально соответствовавший поверхности геоида; 10 – положение исходной поверхности геоида; 11 – хорда; 12 – идеализированные линии изгиба поверхностей напластования в чехле и разделе фундамент–чехол

ной деформации и отрицательных прогибов и синклиналей;

- проявление хрупко-пластического объемного течения горных масс фундамента в отсутствии значимого сокращения бассейнового пространства.

Объяснения природы морфоструктурной дифференциации осадочных бассейнов различны –

критический обзор мнений в [27]. Базовой моделью морфоструктурной дифференциации осадочных бассейнов, формирующихся на консолидированном основании, может служить модель хорды [16, 24, 37, 39, 46, 56]. Рассмотрим главные положения модели с учетом новых данных и представлений (рис. 19). При прогибании земной поверхности в условиях реологической

расслоенности литосферы прогибающийся участок упругой оболочки, расположенной на менее упругом подкоровом слое, в изотропном поле напряжений принимает центрально-симметричную форму [63]. При наличии сдвигового поля напряжений бассейн может принять вытянутую форму, а на территории прогибания могут возникнуть закономерно расположенные линейные сдвиговые зоны [7]. Поскольку поверхность Земли имеет форму геоида, а дуга всегда длиннее стягивающей ее хорды, результатом вертикального опускания земной коры является сокращение длины линии профиля и сжатие объема горных масс, выполняющих осадочную ванну между точками перегиба [16, 46]. При диаметре бассейна более 500–600 км породы на линии дна практически всегда находятся в обстановке сжатия. Обстановка сжатия также сохраняется в течение всего седиментационного цикла в бассейнах шириной 200–400 км и мощности отложений, не превышающей 4000 м.

Поверхность, разделяющая фундамент и чехол при проседании может перейти критическую отметку, соответствующую положению хорды, и в пределах объема, расположенного ниже линии хорды, сжатие сменится растяжением (см. рис. 19, стадия 3). Глубина, на которой происходит смена условий сжатия (укорочения) на условия растяжения (удлинения), зависит от диаметра прогибающегося участка земной коры. Напряжения, возникающие вследствие сокращения пространства в области проседания, достаточны, для того чтобы вызвать синседиментационную деформацию бассейновых отложений [16, 24, 46]. Напряжение в центре проседающего участка меняется, и при определенных условиях может достичь предела прочности пород. Длительное существование напряжений и наличие неоднородностей приводит к деформации задолго до достижения предела прочности пород фундамента, поскольку по отношению к длительным напряжениям этот предел существенно снижается. Сдвиговая прочность пород зависит от уровня обжимающих напряжений давления. Тангенциальные напряжения в центральной части бассейна могут достичь значений, при которых необратимая деформация начинается и в породах фундамента. При достижении разделом фундамент–чехол уровня хорды в породах фундамента боковое сжатие пород снижается, что может привести к необратимой сдвиговой деформации, сопровождаемой эффектом дилатансии. Возникающий на разделе фундамент–чехол градиент напряжений (выше хорды – рост поперечного сжатия, ниже хорды – уменьшение поперечного сжатия) обеспечивает деформацию пород, формирование детачмента на границе фундамент–чехол и морфоструктурное расчленение первично единой впадины. Этот механизм объясняет стиль деформаций в пределах впадины

и на возникающем поднятии. В частности, в системе “Нарынская впадина–поднятие Бейбиче-тоо–Атбашинская впадина” в прогибах породы находятся в обстановке сжатия, в то время, как в области поднятия породы находятся в обстановке растяжения [36].

Таким образом, модель хорды в своих главных положениях согласуется с натурными и экспериментальными данными [36, 49]. Триггером процесса морфоструктурного расчленения осадочных бассейнов является возникновение градиента напряжений выше и ниже раздела фундамент–чехол, и срабатывает этот механизм в момент достижения этим разделом уровня, соответствующего воображаемой линии хорды прогиба земной поверхности. Напряжение сжатия в реологически расслоенных средах может вызывать к действию имеющий периодический характер механизм изгибной неустойчивости и формирование закономерно расположенных зон нагнетания и оттока горных масс [30]. Закономерное пространственное распределение зон концентрированной деформации может быть также детерминировано законом распределения деформаций в вязкоупругой среде [41].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ позволяет рассматривать процесс внутрибассейновой морфоструктурной дифференциации в качестве фундаментальной особенности геодинамики зон проседания и осадочных бассейнов, проявляющейся на уровне верхней коры. Морфоструктурная дифференциация осадочных бассейнов осуществляется или на уровне чехла, или захватывает чехол и фундамент. В обоих случаях на разделе фундамент–чехол возникает структурная дисгармония, и в ряде случаев образуется тектонический срыв – детачмент. Поднятия формируются при наличии напряжений сдвига в режиме транспрессии или транстенсии, которые могут реализовываться или в виде магистрального разлома и опережающих разломов второго и более высоких порядков или в сдвиговом течении, захватывающем объем горных масс регионального масштаба.

Морфоструктурное расчленение осадочных бассейнов в значительной мере определяется поведением системы фундамент–чехол в условиях сочетания регионального сдвигового поля напряжений и локального поля напряжений, обусловленного режимом проседания земной поверхности и заполнения возникающей ванны осадочным материалом. Обсуждаемая модель морфоструктурной дифференциации – модель хорды – вероятностная и не охватывает многообразия осадочных бассейнов и механизмов структурообразования, однако в настоящее время это, по-видимому, единственная модель, непротиворечиво отража-

ющая суть явления. Результаты исследования имеют прагматическое значение, т. к. в пределах внутрибассейновых морфоструктур находятся месторождения различных полезных ископаемых, включая углеводороды.

Финансирование. Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН (описание осадочных бассейнов Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ), при финансовой поддержке проекта № 16-17-10059 Российского научного фонда (обобщение материалов по осадочным бассейнам Тянь-Шаня и общая модель морфоструктурной дифференциации бассейнов), а также гранта РФФИ № 19-05-00256 (структура и тектонофизическое моделирование зон концентрированной деформации) и проекта ФНИ № 0331-2019-0006 (разработка методов численного моделирования).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Кудрявец И.Д., Старчик Т.А. О тектонике Оршанской впадины и ее соотношении со структурами фундамента // Докл. НАН Беларуси. 2004. Т. 48. № 1. С. 88–92.
2. Аксаментова Н.В. Разрывные нарушения фундамента // Геология Беларуси / Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев, А.С. Мохнач (ред.). Минск: ИГН, 2001. С. 493–497.
3. Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1997. 288 с.
4. Бакиров А.А. Нефте-газоносные области Северной и Южной Америки. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 296 с.
5. Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Додонов А.Е., Зарщиков А.А., Вишняков Ф.А. Нео-тектоническое развитие Центрального Тянь-Шаня по данным о строении новейших впадин // Мат-лы конф. “Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы”. Бишкек: НС РАН, 2008. С. 16–19.
6. Бебешев И.И. Эволюция юрских седиментационных бассейнов востока Средней Азии. Автореф. ... дис. д. г.-м. н. М.: ГИН АН СССР, 1988. 48 с.
7. Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых / Ю.М. Пушаровский, П.С. Воронов (ред.). М.: Наука, 1991. С. 37–52.
8. Босов В.Д. Третичные континентальные отложения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. 168 с.
9. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое / А.А. Моссаковский (ред.). М.: ГЕОС, 2006. 216 с.
10. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Геодинамика в кайнозое / Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ГЕОС, 2012. 188 с.
11. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Шовные зоны Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. Минск: Белорусская наука, 2014. 120 с.
12. Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа / Е.Е. Милановский, Н.В. Короновский (ред.). М.: Наука, 1987. 272 с.
13. Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Геомеханика и геофизика. 2002. Т. 5. № 5. С. 54–22.
14. Давидзон Р.М., Крайденков Г.П., Салибаев Г.Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 151 с.
15. Джалилов М.Р., Андреев Ю.Н., Хакимов Ф.Х., Гольтман Э.В. Меловые отложения Центрального Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971. 94 с.
16. Дэлмес К.Ф. Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти // Распространение нефти / Бакиров А.А. (ред.) М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 634–671.
17. Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое / О.К. Чедия (ред.). Фрунзе: Илим, 1973. 128 с.
18. Казаков Ю.М., Мамонтов А.Н., Хасанов А.Х. Геологическое строение Зиддинской впадины. Душанбе: ТаджГУ, 1985. 106 с.
19. Керимов В.Ю., Леонов М.Г., Осипов А.В., Мустаев Р.Н., Ву Нам Хай. Углеводороды в фундаменте шельфа Южно-Китайского моря (Вьетнам) и структурно-тектоническая модель их формирования // Геотектоника. 2019. № 1. С. 44–61.
20. Клитин К.А. Тектоническое строение Центральной части Тувинской межгорной впадины // Изв. АН СССР. 1957. Сер. геол. № 7. С. 34–48.
21. Клишевич В.Л., Храмов А.Н. Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) в раннем девоне // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66–76.
22. Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г., Орлов С.Ю. Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур Северо-Западного Прионежья (Карельский массив) // Российск. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2. № 2. С. 11–27.
23. Короновский Н.В., Гуцин А.И., Никитин М.Ю., Панина Л.В., Стафеев А.Н. геологическое развитие и становление современной структуры Терско-Каспийского передового прогиба // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии / Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин (ред.). М.: Наука, 1990. С. 4–35.
24. Косыгин Ю.А., Магницкий В.А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования // Бюлл. МОИП. 1948. Т. XXIII. № 3. С. 3–15.
25. Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов / В.В. Адушкин (ред.). М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
26. Кудрявец И.Д., Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Грибик Я.Г., Старчик Т.А., Шкуратов В.И. Региональное сейсмопрофилирование методом общей глубинной точки в Оршанской впадине // Докл. НАН Беларуси. 2003. Т. 47. № 6. С. 108–112.
27. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры / Ю.О. Гаврилов (ред.). М.: ГЕОС, 2008. 454 с.
28. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Граниты. Постмагматическая тектоника и углево-

- дородный потенциал / К.Е. Дегтярев (ред.). М.: ГЕОС, 2018 (Тр. ГИН РАН. Вып. 619. 332 с.).
29. *Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А.* Зоны концентрированной деформации (структуры цветка): натурные наблюдения и данные моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 693–720.
 30. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
 31. *Лучников В.С.* Верхнеюрские морские отложения Зеравшано-Гиссарской горной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 138–141.
 32. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
 33. *Мельников А.И., Никитин В.М.* Зоны сдвигового течения горных пород (shear zone). Иркутск–Неурюгри: Технический институт ЯГУ, 2010. 142 с.
 34. *Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М.* Складчатые деформации предгорного пенеплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Геотектоника. 2003. № 1. С. 36–42.
 35. *Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н.* Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена // Изв. НАН Киргизии. 2003. № 4. С. 50–58.
 36. *Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В.* Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61.
 37. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерогения) / Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Шипцов (ред.). Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2011. 432 с.
 38. *Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–20.
 39. *Полещук А.В.* Силлогенез в палеопротерозойской тектонической эволюции Онежской мульды Балтийского щита // ДАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 365–369.
 40. *Полянский Б.В.* Мезозойские угленосные формации северной окраины Мезотетиса. М.: Наука, 1989. 200 с.
 41. *Пономарев В.С.* Энергонасыщенность геологической среды / Ю.Г. Леонов (ред.). М.: Наука, 2008. 233 с.
 42. *Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ, 1973. 206 с.
 43. *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Киргизский хребет // Геотектоника. 2017. № 4. С. 31–50.
 44. Разломы земной коры Беларуси / Р.Е. Айзберг (ред.). Минск: Красико-Принт, 2007. 372 с.
 45. *Ревуженко А.Ф.* Механика сыпучей среды / Е.И. Шемякин (ред.). Новосибирск: ОФСЕТ, 2003. 274 с.
 46. *Робертс Дж.* Внедрение магмы в хрупкие породы // Механизм интрузий магмы / В.В. Петров (ред. русск. Перевода). М.: Мир. 1972. С. 230–283.
 47. *Садыбакасов И.* Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
 48. *Синицын Н.М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: ЛГУ, 1960. 218 с.
 49. *Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А.* Формирование цветковых структур нарушений в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания // Физика Земли. 2015. № 4. С. 81–93.
 50. *Таджибеков М.* Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Фрунзе: ФПИ, 1986. 24 с.
 51. *Тимофеев П.П., Бебешев В.И., Макаров Ю.В.* Основные черты развития юрских ландшафтов юго-восточной части Средней Азии // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 2. С. 37–56.
 52. *Тимурзиев А.И.* Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазностью). Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М.: МГУ, 2009. 40 с.
 53. *Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А.* Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.
 54. *Чамов Н.П.* Строение и этапы развития Катаплатформенного чехла Среднерусско-беломорской провинции // Литология и полезные ископаемые. 2016. № 6. С. 547–563.
 55. *Чедия О.К., Уткина Н.Г.* Новейший тектогенез Тянь-шаньского эпиплатформенного орогена // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей / Н.А. Логачев (ред.). Новосибирск: Наука, 1990. С. 46–53.
 56. *Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.
 57. *Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 247 с.
 58. *Alvarez Ph., Maurin J.-C.* Evolution du bassin Proterozoique superieur de Comba // Precambrian Research. 1991. Vol. 50. № 1–2. P. 139–152.
 59. *Atmaoui N., Kukowski N., Stockhert B., Konig D.* Initiation and development of pull-apart basins with Riedel shear mechanism: insights from scaled clay experiments // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2006. Vol. 95. P. 225–238.
 60. *Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I.* Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints // J. Geol. 2003. Vol. 111. P. 149–165.
 61. *Cambell C.S.* Rapid granular flow // Ann. Rev. Fluid Mechanics. 1990. Vol. 22. P. 57–92.
 62. *Dooley T.P., Schreurs G.* Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // Tectonophysics. 2012. Vol. 574–575. P. 1–71.
 63. *Gunn R.* Isostasy — Extended // J. Geol. 1949. Vol. 57. № 3. P. 263–279.

64. *Krenkel E.* Geologie und bodenschätze Afrikas. Leipzig: Acad Verlagsgesellschaft, 1957. 598 p.
65. *Mehta A.* Granular matter: an interdisciplinary approach. N.Y.: Springer, 1994. 306 p.
66. *Pirtle G.* Michigan structural basin and its relation-ship to surrounding areas // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1932. Vol. 16. № 2. P. 145–152.
67. *Sanderson D.J., Marchini W.R.D.* Transpression // J. Struct. Geol. 1984. Vol. 6. P. 449–458.
68. *Silvester A.G.* Strike-slip faults // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. Vol. 100. № 11. P. 1666–1703.
69. *Stefanov Yu.P., Bakeev R.A. et al.* Structure and formation stages of a fault zone in a geomedium layer in a strike-slip displacement in the basement // Phys. Meso-mechanics. 2014. Vol. 17. № 3. P. 2004–2015.
70. *Stefanov Yu.P., Bakeev R.A.* Formation of flower structures in a geological layer at a strike-slip displacement in the basement // Phys. Solid Earth. 2015. Vol. 51. № 4. P. 535–547.
71. Tectonique de l'Afrique. Paris: Unesco, 1971. 602 p.
72. *Thompson S.C., Weldon R. J., C.M. Rubin, Abdrakhmatov K., Molnar P., Berger G.W.* Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 107. P. 7–32.
73. *Trinh Xuan Cuong, Warren J.K.* Bach Ho field, a fractured granitic basement reservoir, CUU Long Basin, offshore SE Vietnam: a “buried-hill” play // J. Petrol. Geol. 2009. Vol. 32. № 2. P. 129–155.
74. *Yaeger H.M., Nagel S.R.* La physique de l'état granulaire // La Recherche. 1992. T. 249. Vol. 23. P. 1380–1387.
75. *Vita-Finzi C.* Pie de Palo, Argentina: A clastic diapir // Geomorphology. 2009. Vol. 104. P. 317–322.

Рецензент: Т.Н. Хераскова

Tectonic Evolution of the Basement–Sedimentary Cover System and Morphostructural Differentiation of Sedimentary Basins

**M. G. Leonov^{a,*}, Yu. A. Morozov^b, E. S. Przhiyalgovskii^a, A. K. Rybin^c,
R. A. Bakeev^d, E. V. Lavrushina^a, Yu. P. Stefanov^e**

^a*Geological institute of RAS, Moscow, Russia*

^b*Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, Russia*

^c*Research Station RAS in Bishkek (RS RAS), Bishkek, Kyrgyzstan*

^d*Institute of Strength Physics and Materials Science SB RAS, Tomsk, Russia*

^e*Ac. Koptug Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Russia*

^{*}*e-mail: mgleonov@yandex.ru*

The article provides geological data on the sedimentary basins morphostructural differentiation, as well as the results of tectonic and numerical modeling, reflecting the shape and possible mechanisms of this process. It is shown that morphostructural differentiation is the fundamental property of sedimentary basins and associated with interaction of rock masses in the basement–sedimentary cover system. The features of the rock masses deformation within the basement and the cover of sedimentary basins as well as the kinematic conditions that characterize the morphostructural differentiation process of sedimentary basins are considered.

Keywords: basin, concentrated deformation zone, morphostructure, sedimentary cover, structure, basement