

СТРУКТУРНЫЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЧУЙСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ В КАЙНОЗОЕ

М. М. Буслов, В. С. Зыкин, И. С. Новиков, Д. Дельво*

Институт геологии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3, Россия

** Королевский музей Центральной Африки, В-3080, Тервюрен, Бельгия*

На основе результатов детального комплексного геологического и геоморфологического картирования зон перехода от Чуйской впадины к горным сооружениям северного (Курайский хребет) и западного (Чаган-Узунский горный массив) обрамления показано, что динамика формирования Чуйского бассейна и его горного обрамления изменялась со временем. Как бассейн седиментации, ограниченный поднятиями, Чуйская депрессия образовалась в среднем миоцене—раннем плейстоцене и представляла собой, вероятно, грабен, сформированный одновременно с рядом расположенным Чаган-Узунским горстом. Современная структура депрессии является результатом интенсивного тектонического сжатия. В конце раннего плиоцена была сформирована рамповая структура, а затем в позднеплиоценовое и четвертичное время северная граница ramпы была подновлена надвигами и сдвигонадвигами. На примере кайнозойской истории формирования рельефа юго-восточной части Горного Алтая хорошо прослеживается постепенное проникновение деформаций от коллизии Индостана с Евразийской плитой, которые обособили границу между Алтайским орогеном и Тувино-Монгольской микроплитой, начиная с позднего плиоцена. Деформации распространились, используя, преимущественно, позднепалеозойские региональные разломы. Исследования позволили выявить основные закономерности строения и эволюции коллизионной границы между Алтайским поднятием и Тувино-Монгольской микроплитой. Результаты могут быть использованы для характеристики подобных границ неотектонических структур Внутренней Азии.

Морфотектоника, внутриконтинентальные новейшие деформации, горообразование, взбросы, навики, Чуйская впадина. Горный Алтай.

THE CENOZOIC HISTORY OF THE CHUYA DEPRESSION (*Corny Altai*): STRUCTURE AND GEODYNAMICS

M. M. Buslov, V. S. Zykin, I. S. Novikov, and D. Delvaux

Detailed geological and morphological mapping of transition zones from the Chuya depression to the surrounding mountains in the north (Kurai Ridge) and west (Chagan-Uzun massif) allowed us to infer that both changed their evolution dynamics through time. As a sedimentary basin bounded by uplifts, the Chuya depression initiated in the Middle Miocene — Early Pleistocene and was then, apparently, a graben formed together with the neighboring Chagan-Uzun horst. The present-day structure of the basin was produced by intense compression. In the latest Early Pliocene a ramp formed, and in Late Pliocene and Quaternary time its northern boundary was rejuvenated by thrusting and oblique-slip faulting. The Cenozoic relief formation in southeastern Gorny Altai provides a good illustration of gradual propagation of deformations related to the India-Eurasia collision, which since the Late Pliocene have been making a boundary between the Altai orogen and the Tuva-Mongolia microplate, chiefly following Late Paleozoic regional faults. The main regularities of the structure and evolution of the collisional boundary became evident owing to a special study, the results of which can be used in description of similar boundaries of neotectonic structures in Inner Asia.

Morphotectonics, neotectonic intracontinental deformations, orogeny, reverse faults, thrusts, Chuya depression, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Чуйская впадина является частью Курайско-Чуйской системы альпийских межгорных структур, заложившихся во второй половине кайнозоя на месте раннепалеогеновой денудационной равнины. Главными чертами новейшей структуры территории являются разломные границы впадин с обрамляющими их с северо-востока и юго-запада горными сооружениями. С северо-востока система впадин обрамляется Курайским хребтом, разбитым молодыми взбрососдвигами северо-западного простирания на три блока: Кубадринский, Башкаусский и Курайский [1]. С юга впадины обрамляются Шавлинским, Северо- и Южно-Чуйским хребтами, отделенными взбросовыми уступами, а между собой — сдвигами. Впадины заполнены сложно построенной толщей континентальных отложений палеогена, неогена и плейстоцена. Мощность накопившихся в Чуйской впадине кайнозойских отложений достигает 1200 м [2].

В результате позднекайнозойской активизации тектонических движений произошло образование Курайского хребта, смятие, вовлечение в поднятие кайнозойских отложений и выведение на поверхность, в прибортовых частях Чуйской впадины, практически всех толщ ее кайнозойского разреза, которые изучены многочисленными исследователями [3—9 и др.] и послужили основой для

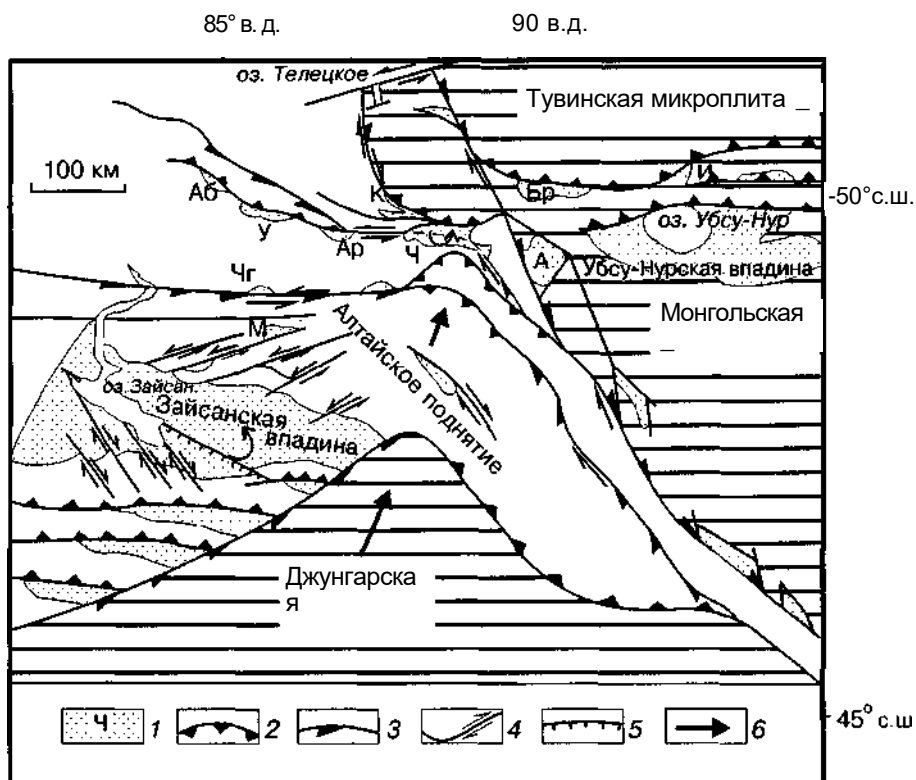


Рис. 1. Неотектоническая схема Алтая.

1 — кайнозойские отложения, 2 — надвиги, 3 — главные сдвиги, 4 — границы блоков и направления смещения по ним, 5 — сбросы, 6 — направление главного сжатия. Впадины: Аб — Абайская, У — Уймонская, Ар — Аргутская, К — Курайская, Ч — Чуйская, Бр — Барлыкская, И — Инитальская, А — Ачитнурская, Чг — Чингистская, М — Маркокольская.

реконструкций геологической истории как Чуйской впадины, так и всего Юго-Восточного Алтая [6, 9 и др.].

В ходе работ по проекту INTAS 93-134 „Continental Rift Tectonics and Evolution of Sedimentary Basins" установлено структурное положение Алтайского региона в системе Центрально-Азиатского горного пояса, рассмотрена динамика и особенности формирования структуры Чуйско-Курайской депрессии, показано, что образование Алтая происходило в условиях сжатия при коллизии Индийской и Евразийской плит [10—13]. Также проведено изучение состава, строения, структурного положения кайнозойских отложений и тектонических нарушений на северной и западной границах Чуйской впадины, которое позволило авторам получить новые данные, существенно уточняющие ее геологическую историю. При изучении кайнозойских тектонических деформаций использовались среднемасштабные космические снимки и крупномасштабные аэрофотоснимки. Проведенные исследования характеризуются комплексным детальным геолого-геоморфологическим изучением ключевых участков в западной части Чуйской впадины, включающих границу впадины и ее горное обрамление. В статье дается обобщение геолого-геоморфологических результатов работ на основе новых данных по стратиграфии и палеомагнетизму кайнозойских отложений, условиям их формирования и структурному положению, а также кинематике и динамике формирования разломов в кайнозое. На основании этих данных обсуждается возможная модель формирования кайнозойской структуры юго-восточной части Горного Алтая как результат прогрессирующей во времени компрессии от коллизии Индостана с Евразийской плитой. Волна деформаций распространялась в целом с ЮЗ на СВ, реактивируя позднепалеозойские зоны региональных разломов Алтая.

Приведенные ниже данные по неотектонической структуре Юго-Восточного Алтая характеризуют строение и геодинамическую эволюцию зоны сочленения, заложившейся между Джунгарской и Тувино-Монгольской микроплитами [14], которые в различные промежутки времени по-разному взаимодействовали друг с другом — надвигались, сдвигались, вращались на фоне регионального сжатия. Судя по имеющимся описаниям [15—17], подобный тип границ и блоковая структура горных сооружений характерны также для Монгольского и Гобийского Алтая, являющихся юго-восточным окончанием Алтайской горной системы на границе с Джунгарской микроплитой. По нашим пред-

ставлениям это свидетельствует о едином механизме формирования Алтайской горной области в ходе кайнозойской тектонической активизации, обусловленной коллизией тектонических микроплит и блоков (рис. 1).

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОГО И ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЧУЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ И ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Обобщение результатов геологического и геоморфологического картирования зон перехода от впадины к горным сооружениям северного (Курайский хребет) и западного (Чаган-Узунский горный массив) обрамления позволяет выявить основные черты кайнозойской морфотектоники территории. Существуют отчетливые различия в строении северной и западной границ Чуйской впадины. Северная ее граница образована системой взбрососдвигов субширотного простирания, которые хорошо выражены на геоморфологической схеме тектоногенными уступами (рис. 2). В рельефе Курайского хребта взбрососдвиги также отчетливо выражены серией субпараллельных тектоногенных уступов и нарушены разломами субмеридионального простирания, по которым развиты основные речные долины. Выраженные уступами кайнозойские разломы (рис. 3), ориентированные преимущественно параллельно осевой линии хребта, дешифрируются на аэрофотоснимках и космических снимках. В рельефе Курайского хребта, помимо тектоногенных уступов и склонов долин, на главном водоразделе и водоразделах отрогов сохранились уплощенные участки древнего рельефа, на разных гипсометрических уровнях. Все эти уплощенные участки часто ошибочно относят к реликтам позднемеловой-раннепалеогеновой поверхности выравнивания. Однако площадки более низкого положения являются вовлеченными в поднятие периферийными участками впадины. На современный уровень они были подняты на завершающей стадии горообразования, о чем говорят перекрывающие их разновозрастные позднеплиоценовые и раннечетвертичные буроземные пролювиальные шлейфы. Под пролювиальными шлейфами погребены остатки древнего доорогенного рельефа и палеоген-раннеэоценовые осадки, но фактически рельеф этих участков представляет собой приподнятую предгорную равнину.

Сдвиговый и взброснадвиговый характер движения по разломам, ограничивающим с юга Курайский хребет, хорошо виден в обнажениях, в бортах долин, дренирующих склон хребта, на границе которого давно описаны надвигания его палеозойских пород на кайнозойские осадки впадины с интенсивными дислокациями последних [4—6, 18]. Сама линия надвига отчетливо выражена в рельефе земной поверхности в виде ближайшего к впадине тектоногенного уступа [19]. В настоящее время южный склон Курайского хребта представляет собой огромную лестницу, где площадки ступеней образованы последовательно вовлеченными в воздымание реликтами единой в прошлом поверхности выравнивания и периферическими частями впадины, а уступы между площадками расположены по линиям активных в кайнозойские разломов.

Иная картина наблюдается в западной части. Здесь впадину ограничивает Чаган-Узунский горстовый массив. На его плоской вершине расположены недислоцированные кайнозойские осадки, представленные туерыкской свитой [6]. Это свидетельствует о том, что до кызылгирского времени плоская вершина Чаган-Узунского горста лежала на одном гипсометрическом уровне с основанием Курайско-Чуйской впадины. Северной ее границей с конца неогена служил разрастающийся Курайский хребет, южной — тогда еще единые Севере-, Южно-Чуйский хребты и Сайлюгемский свод. Лишь на более поздних этапах в ходе сдвиговых деформаций и обособления хребтов южного обрамления произошло воздымание части днища впадины и образовалась Чаган-Узунская горная перемычка, разделившая ее на две структуры.

Полевые работы показали высокую сходимость результатов детальных геологических и геоморфологических исследований. Во всех случаях, когда условия обнаженности позволяли это сделать, были выявлены молодые тектонические нарушения в основании тектоногенных уступов (см. рис. 1). Это касается как тектонических границ между отложениями кайнозоя и палеозоя, так и молодых разрывных нарушений внутри палеозойских отложений, где известны следы молодой гидротермальной деятельности в виде линз травертинов [20], а также зоны дробления и интенсивного приразломного преобразования пород.

СТРАТИГРАФИЯ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Наличие нескольких вариантов расчленения и корреляции кайнозойских отложений, выполняющих Чуйскую впадину [4—9], вызвало необходимость ревизии их стратиграфической последовательности. Наиболее полные данные по строению, условиям формирования, стратиграфическому расчленению, палеонтологической характеристике кайнозоя впадины и ее геологической истории получили в 60-е годы Г. Ф. Лунгерсаузен, О. А. Раковец [4, 21, 22] и Е. В. Девяткин [6, 23 и др.], разработавшие детальную стратиграфическую схему. Новые материалы, полученные в 70-х годах,

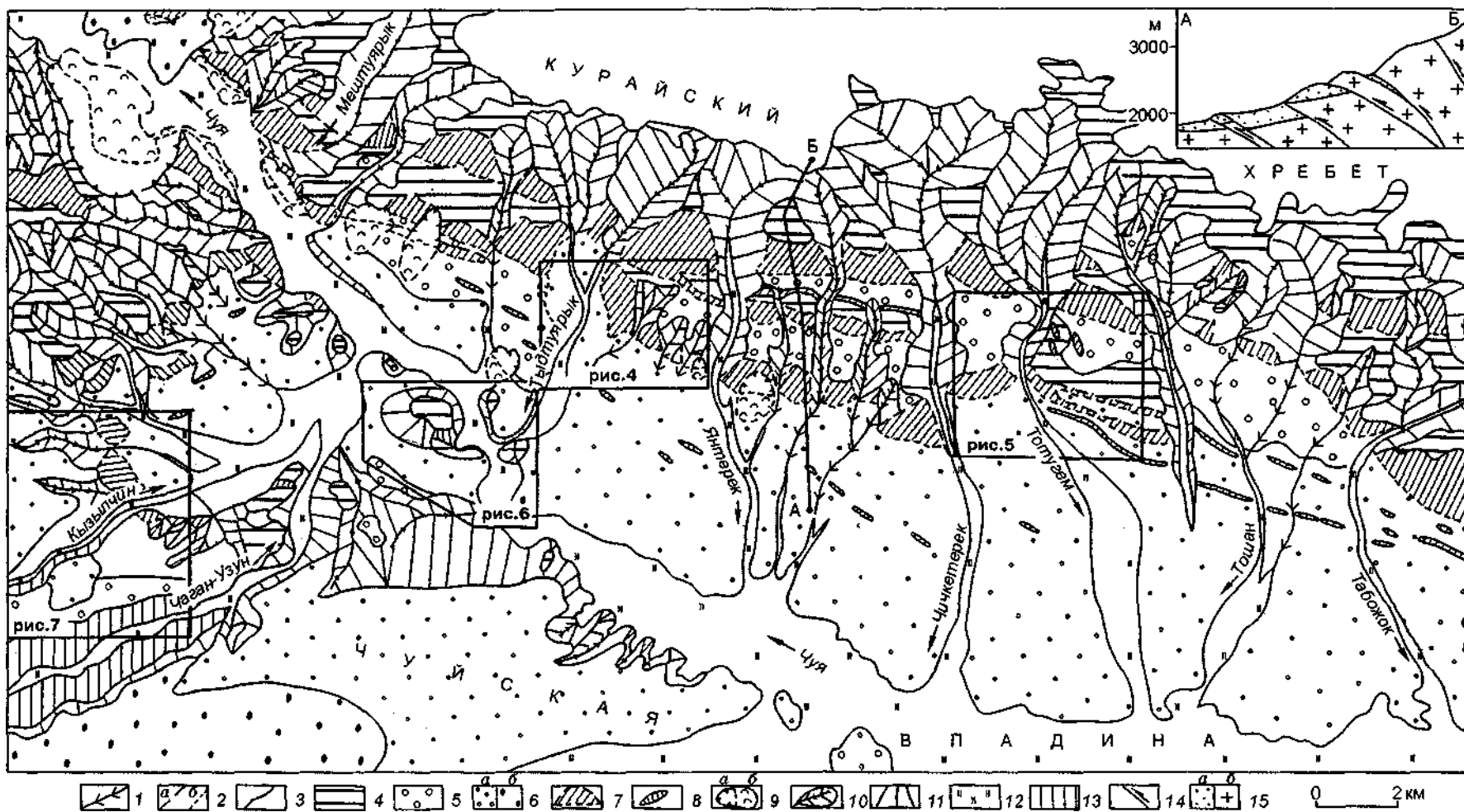


Рис. 2. Морфологическая схема южного склона Курайского хребта и северо-западной части Чуйской впадины (составлена И. С. Новиковым по авторскому оригиналу геоморфологической карты м-ба 1 : 50 000).

1—3 — геоморфологические границы: 1 — тальвеги, 2 — бровки (а) и линии сочленения (б), 3 — бровки, гребни и линии сочленения нерасчлененные; 4—13 — элементарные геоморфологические поверхности: 4 — фрагменты полого доорогенного рельефа, 5 — фрагменты дочетвертичных предгорных шлейфов, вовлеченные в поднятие хребта, 6 — четвертичные предгорные шлейфы (а) и моренные поля (б), 7 — тектоногенные уступы, 8 — невыражающиеся в масштабе мелкие тектоногенные уступы среди предгорных шлейфов, 9 — стенки отрыва (а) и тела (б) сейсмообвалов, 10 — эрозионные формы, 11 — денудационные склоны, 12 — современные поймы и террасы, 13 — поверхность озерной равнины. На разрезе А-Б: 14 — разломы, 15 — кайнозойские (а) и палеозойские (б) породы.

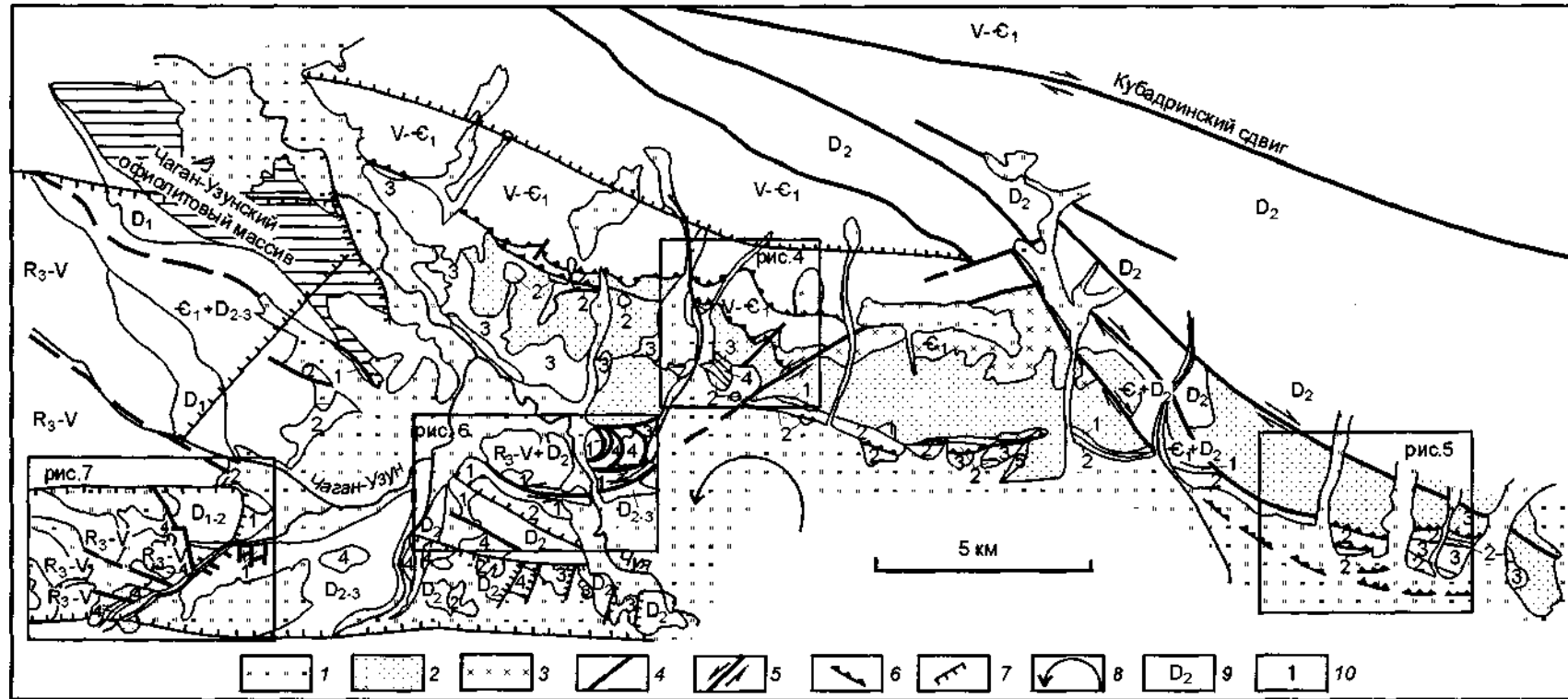


Рис. 3. Неотектоническая схема юго-восточной части Горного Алтая. *гипу и -Г&Л 1 ал.*

1 — четвертичные отложения (Q_2-3^{1-2} — терекско-башкауская свита (N¹-Qp; 3 — Таджилинский массив; 4 — разломы (PZ); 5 — сдвиги (Q¹); 6 — надвиги (Qj); 7 — взбросы

1 — четвертичные отложения (Q_2-3^{1-2} — терекско-башкауская свита (N¹-Qp; 3 — Таджилинский массив; 4 — разломы (PZ); 5 — сдвиги (Q¹); 6 — надвиги (Qj); 7 — взбросы

в южной части Чуйской депрессии в конце миоцена—начале плиоцена по палеомагнитным данным; 9 — докайнозойские породы; 10 — расположение свиты: 1 — карачумская (P¹-3), 2 — кошагачская (JPNj²), 3 — туерьская (N¹-3), 4 — кызылгирская (N¹), 5 — бекенская (N¹).

позволили существенно пересмотреть предыдущие представления о стратиграфии и строении кайнозойских отложений впадины [7—9, 24—26]. По мнению некоторых исследователей [9], эти данные привели к необходимости коренного пересмотра истории неотектонического развития Горного Алтая. В связи с этим при проведении настоящих исследований [27, 28] особое внимание уделялось изучению опорных геологических разрезов, позволяющих проследить взаимоотношение конкретных геологических тел и послуживших основой для выделения стратиграфических подразделений, а также ревизии палеонтологического и палеомагнитного материала.

Отложения, выполняющие впадину, с размывом залегают на морских и континентальных породах палеозоя и палеогеновой коре выветривания. В основании кайнозойских отложений Чуйской впадины расположена *карачумская свита*. Она представлена двумя фациальными разностями. На пологих склонах плащеобразно залегают субаэральные, преимущественно коричневато-красные каолиновые глины с прослоями и линзами щебнистого, плохо сортированного материала до 1,5 м мощности. Присутствуют горизонты субтропических ископаемых почв [29]. Мощность склоновых отложений свиты не превышает 40 м. В их нижней части коричневато-красные глины фациально замещаются темно-серыми оскольчатými монтмориллонитовыми глинами, переслаивающимися со светло-серыми алевритами и мелкозернистыми песками с конкрециями сидерита, которые сформировались в мелководном озерном бассейне. Эти алевриты и пески некоторые исследователи [9, 24, 26] выделяют в *талдыдюргунскую свиту*. Местами нижняя часть свиты залегает почти вертикально, а верхняя — субгоризонтально, с угловым несогласием. По строению, внешнему облику, составу, условиям залегания и формирования карачумская свита идентична свитам шанд-гол и бэгер раннего олигоцена Монголии [30] и, по-видимому, представляет их возрастной аналог.

Кошагачская свита трансгрессивно залегают на склоновых субаэральных и на озерных отложениях карачумской свиты без заметного перерыва в осадконакоплении. Она сложена преимущественно коричневато-, зеленовато- и темно-серыми глинами, алевритами и тонкозернистыми песками с многочисленными прослоями и линзами бурых углей, приуроченными преимущественно к периферии впадины. В ее центральных частях они не описаны. Иногда среди осадков свиты встречаются сидеритовые конкреции. Мощность свиты оценивается в 200—250 м. Широко распространена она в Чуйской, Курайской, Джулукульской и Самахинской впадинах. Осадки кошагачского времени накапливались в заболоченной озерной котловине. На существование в это время мелководных озер и болот с зарослями осоки и болотного кипариса по берегам указывают палинологические данные [6]. Время формирования кошагачской свиты на основании палеоботанических данных можно отнести к раннему—среднему миоцену.

Туерыкская свита локализована в пределах Чуйской и Курайской впадин. Она обычно представлена зеленовато- и голубовато-серыми, светло- и коричневато-серыми очень плотными тонкозернистыми карбонатными алевритами и мергелями. Встречаются линзы известняков. Наличие рассеянного углистого вещества в нижней части свиты свидетельствует о преобладании туерыкским временем кошагачского осадконакопления. Это подтверждают и палеоботанические данные, показывающие, что растительность времени образования нижних частей разреза туерыкской свиты наследует смешанный тип растительности кошагачского времени [6]. У бортов Чуйской впадины в основании свиты встречаются слои более грубозернистого материала — песка, галечника, конгломерата, а в разрезах, прилегающих к Курайскому хребту, в них часто представлены прослойки неокатанных обломков палеозойских пород. Мощность свиты достигает 138 м. В ней обнаружены разнообразные органические остатки — отпечатки листьев, плоды, семена, споры и пыльца растений, раковины моллюсков и остракод, костные остатки рыб и единичные кости мелких млекопитающих, указывающие на средне—позднемиоценовый возраст ее накопления. Закономерности распространения и строения свиты связаны с образованием ее в крупном озерном бассейне, а наличие грубых прослоев с неокатанными обломками в краевых частях бассейна свидетельствует о начальных этапах поднятия Курайского хребта.

Кызылгирская свита сложена преимущественно желтовато-коричневыми, серыми грубозернистыми песчаными, гравийными и щебнистыми отложениями со слоями (до 5 м) светло-серых, голубоватых, иногда тонкослоистых глин и алевритов. На разных уровнях свиты встречаются пласты строматолитовых известняков, иногда образующие покровы на палеозойских породах. Для грубозернистых фаций характерно сильное обогащение гидроксидами железа. Мощность кызылгирской свиты приближается к 50 м, в ней содержится большое количество остатков остракод, рыб, млекопитающих, растений и пресноводных моллюсков. Фауна последних представлена более чем 70 видами. Характерным свойством кызылгирской малакофауны является наличие в ней многочисленных рядов близкородственных эндемичных видов. Эти ее особенности позволяют считать [31], что она формировалась в длительно существующем гигантском, возможно достаточно глубоком, озере. Сходные ряды близкородственных форм пресноводных моллюсков описаны в оз. Байкал [32], высокий ранг эндемизма малакофауны свойствен таким длительно существующим глубоким озерам, как Байкал, Охрид, Танганьика, Бива и Титикака [33]. Богатство пресноводной фауны, состоящей

из теплолюбивых видов, позволяет предполагать, что формировалась она в озерном водоеме низкогорья (до абсолютной высоты 1000 м). Особое значение для определения возраста кызылгирской свиты имеют остатки, принадлежащие поздним гиппарионам [6], что дает возможность рассматривать время ее формирования в конце позднего миоцена—раннего плиоцена [27].

В связи с дискусионностью стратиграфических взаимоотношений туерькской и кызылгирской свит и выделения ортолыкской [7—9, 25] особое внимание при наших полевых исследованиях уделялось участку восточнее Красной горки, где В. С. Ерофеевым [25] было выявлено и затем подтверждено Б. М. Богачкиным, Л. И. Розенбергом и Ю. Г. Цеховским [7—9], что кызылгирские отложения подстилают туерькскую свиту, представляют фаціальную разновидность нижней части туерькской и совместно с бекенской составляют *ортолыкскую свиту*. В результате полевых наблюдений на этом участке нами установлено, что контакт между кызылгирской свитой и вышележащими глинистыми отложениями, принятыми за туерькскую свиту, не является стратиграфическим, а представляет собой отчетливо выраженный сдвиг. Выше кызылгирской свиты на этом участке залегают зеленовато-серые глинистые алевролиты и мелкозернистые пески с линзами более грубого материала, относящиеся к бекенской свите. Другим участком, служащим для доказательства выделения ортолыкской свиты, является разрез на левом берегу Чуй, в 3 км южнее Красной горки. Здесь кызылгирская свита, мощностью до 12 м также, по мнению Б. М. Богачкина, Л. И. Розенберга и Ю. Г. Цеховского [8, 9], перекрывается туерькскими отложениями. Отнесению к туерькской свите зеленовато-серых алевролитов, перекрывающих грубые фации кызылгирской свиты, противоречит отсутствие карбонатности, наличие в них строматолитов и пресноводных моллюсков кызылгирского комплекса.

К *бекенской свите* отнесены зеленовато-серые алевролиты и мелкозернистые пески с линзами более грубого, плохо сортированного гравийного материала, сформировавшиеся при усилении тектонической активности. Бекенская свита образована раннеплиоценовыми озерными и озерно-пролювиальными фациями [27], переходящими ближе к горам в пролювиально-аллювиальные и склоновые отложения [9, 23]. Мощность свиты достигает 100—120 м.

Грубообломочная, преимущественно субаэральная, молассовая толща Чуйской впадины расчленяется на две свиты — красновато-коричневую *терекскую* и коричневатую-желтую *башкаусскую*, образовавшиеся в различных климатических условиях. К башкаусской свите относятся бурые галечники, валунники, конгломераты и щебни с маломощными прослоями и линзами песка, алевролита и глины. Мощность ее во впадине достигает 200—250 м. В обеих свитах много прослоев грубого материала, которые относятся к фациям временных потоков. Терекско-башкаусская толща отражает основной этап горообразования Юго-Восточного Алтая и формирование современного рельефа. Терекские отложения, по-видимому, соответствуют этапу красноцветного субаэрального осадконакопления, проявившемуся в Южной Сибири в первой половине позднего плиоцена около 3—2,6 млн лет назад [34]. Этот этап отмечен накоплением красновато-коричневых субаэральных отложений вторушкинской свиты Рудного Алтая и чикойской свиты Западного Забайкалья и Северной Монголии. Образование коричневатых башкаусских отложений, по-видимому, началось около 2,6 млн лет назад.

Таким образом, исследования кайнозоя Чуйской впадины показали, что в ней отчетливо выделяются *карачумская* (нижний олигоцен), *кошагачская* (нижний—средний миоцен), *туерькская* (средний—верхний миоцен), *кызылгирская* (верхний миоцен—ранний плиоцен), *бекенская* (ранний плиоцен), *терекская* (верхний плиоцен) и *башкаусская* (верхний плиоцен—нижний плейстоцен) свиты, условия осадконакопления которых свидетельствуют о вовлечении стабильного плато в процесс горообразования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ ВПАДИНЫ И ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

В пределах рассматриваемой территории расположены два типа зон перехода от впадины к горному обрамлению. К первому типу относится система взбросов, надвигов и сдвигов, по которому Чуйская впадина граничит с Курайским хребтом. Эта зона сочленения изучена нами по двум пересекающим ее долинам рек Туерык и Тотугем (рис. 4 и 5). Ко второму типу относится сложно построенная мозаично-блоковая зона, по которой впадина граничит с Чаган-Узунским выступом. Ее исследования были проведены в районе Красной горки и в долине р. Кызылчин (рис. 6, 7).

Участок Туерык расположен в долине р. Туерык, протекающей по юго-западному склону Курайского хребта и примыкающей к ней части Чуйской впадины. Геологический разрез этого участка хорошо известен [4, 6]. В левом борту Туерыка при выходе из Курайского хребта во впадину неотенные отложения образуют крупную антиклинальную складку с более обнаженным северным крылом (см. рис. 4). Ядро складки сложено кошагачской свитой. Она представлена переслаивающимися светло-серыми и серовато-коричневыми глинами, песками и алевролитами. В нижней части

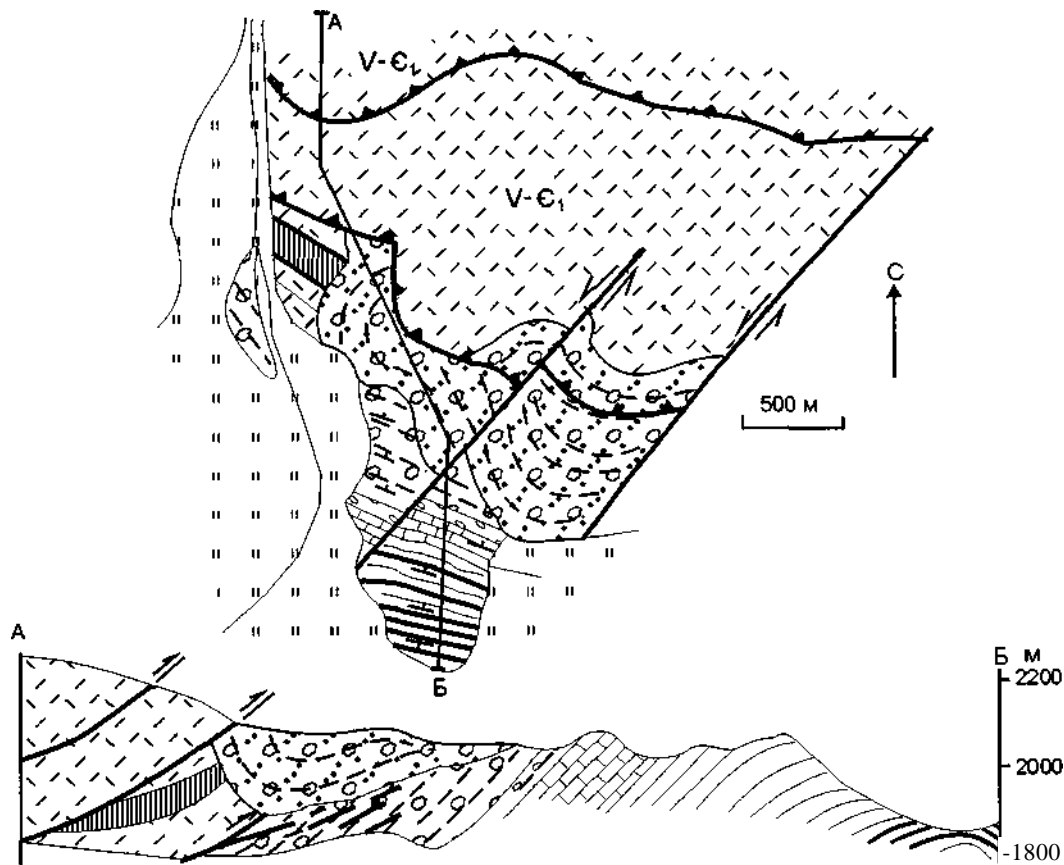


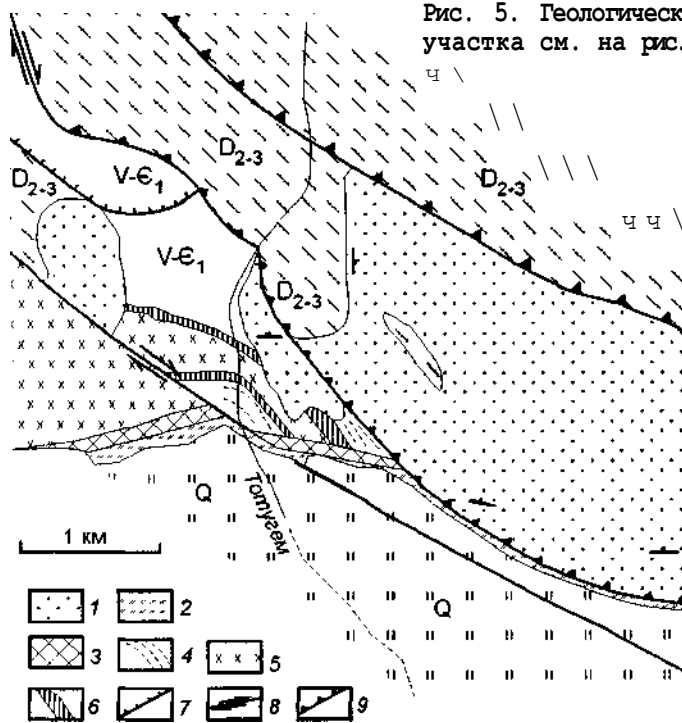
Рис. 4. Геологическая схема участка Туерык (расположение участка см. на рис. 2, 3).

/ — террасы р. Туерык (Q₂₋₄). Свиты: 2 — нерасчлененные терекская и башкауская (N_j-Q_j), 3 — бекенская (Ш), 4 — кызылгирская (N¹-N¹), 5 — туерыкская (N²-N³), 6 — кошагачская (M¹-M²); 7 — V-Є₁ вулканогенные породы; 8 — PZ меланж; 9 — сдвиги; 10 — надвиги; 11 — линия разреза.

видимого разреза свиты встречаются прослои и линзы бурых углей, имеющих углы падения от 0 до 30°. К северу углы падения слоев кошагачской свиты становятся более крутыми и на контакте с туерыкской достигают 45—55°. Переход между кошагачской и туерыкской свитами постепенный. Туерыкская состоит из голубовато-серых карбонатных глин и аргиллитов общей мощностью около 70 м. Она без видимых перерывов и несогласий перекрывается коричневато-желтым галечником кызылгирской свиты. Галечники вверх по разрезу сменяются гравием и затем слоем (мощность около 1 м) серых мергелистых глин. Мощность кызылгирской свиты в этой части впадины составляет всего 10-12 м.

На глинах кызылгирской свиты залегают плохо сортированные и слабоокатанные осадочные брекчии бекенской свиты, которые вверх по разрезу сменяются молассовыми ритмично-слоистыми отложениями. Мощность циклов составляет от долей метра до первых метров. В основании циклов обычно встречаются горизонты валунных конгломератов, которые сменяются вверх по разрезу галечниками, затем гравелитами. Завершают ритмы песчаники с плитчатыми блоками палеозойских пород, ориентированных по слоистости, или красноцветные мелкозернистые песчаники и глины. Гальки и валуны обычно также ориентированы по длинной оси согласно слоистости. Состав обломочного материала в целом соответствует венд-нижнекембрийским вулканогенно-осадочным и магматическим породам балхашской свиты, нижнекембрийским терригенно-карбонатным породам курайской свиты и девонским серо- и красноцветным осадочным породам. Перечисленные палеозойские породы широко представлены только в Курайском хребте, из них девонские красноцветы в

Рис. 5. Геологическая схема участка То-тузем (расположение участка см. на рис. 2, 3).



Свиты: / — нерасчлененные терекская и башкауская (Nj-Qj), 2 — кошагачская (Nj~²), 3 — карачумская (P²⁻³); 4 — среднепозднедевонские сероцветные породы D₂₋₃; 5 — раннесреднекембрийские габбро-плагиограниты таджилинского комплекса; 6 — меланж; 7 — P⁷ разломы; S — сдвиги; 9 — надвиги.

коренном залегании распространены только на его северном склоне и не встречаются на южном. Мощность бекенской свиты здесь превышает 120 м.

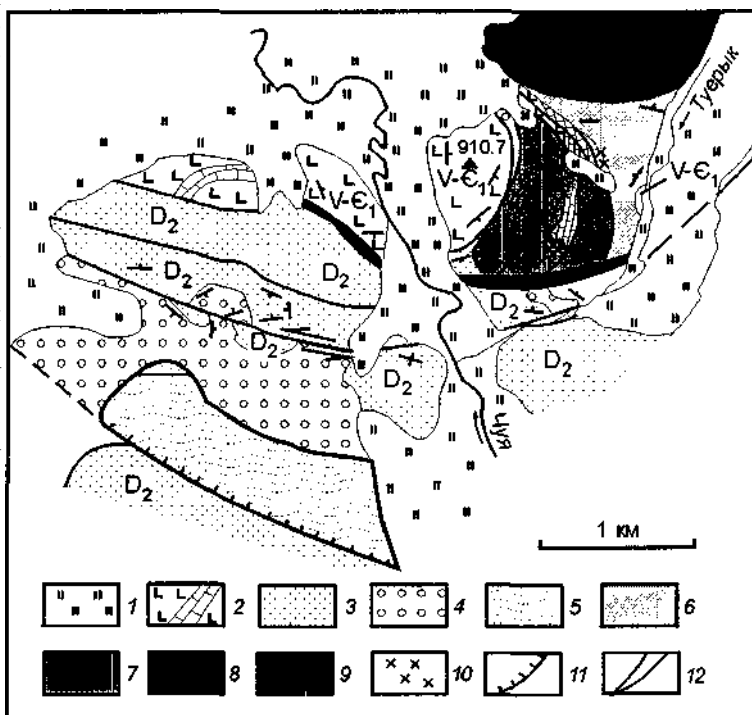
Слои бекенской свиты погружаются с углами 40—60° в сторону палеозойских образований Курайского хребта. Слоистость нарушена малоамплитудными надвигами, образующими систему плоскостей, повторяющихся через несколько десятков

сантиметров — первых метров; азимут падения 20—340° и углы падения 10—40°. Деформации характерны только для бекенской свиты. Они не были отмечены в перекрывающих ее терекской и башкаусской свитах, проявились до формирования верхнеплиоценовой толщи и фиксируют начальный этап надвигания палеозойских пород Курайского хребта на палеоген-неогеновые отложения Чуйской депрессии. Ранние надвиги, перекрытые осадками терекско-башкаусской свиты, проявлены внутри палеозойских пород в основании Курайского хребта. Здесь внутри вулканогенных пород балхашской свиты наблюдается тектоническая брекчия. Угловатые обломки вулканитов сцементированы мелкообломочной массой, которая пронизана жилками лимонита и сидерита. Терекско-башкаусская толща сложена плохо сортированными валунниками, галечниками, гравием с прослоями и линзами бурогоцветных песков, алевроитов и глин. Среди обломочного материала отсутствуют девонские красноцветные породы. Осадки образуют мульду в предгорьях Курайского хребта. В основании башкаусской свиты залегают не выдержанный по мощности (с раздувами до 2—3 м) горизонт валунников. Характерно, что на удалении от Курайского хребта в сторону Чуйской депрессии постепенно меняется характер контакта базального горизонта валунников с нижележащей бекенской толщей. Вблизи хребта он имеет четкое угловое несогласие, постепенно сглаживающееся в южном направлении.

Осадки северного крыла мульды башкаусской свиты залегают стратиграфически на палеозойских образованиях и круто погружаются на юг под углами в 60—70°. На северное

Рис. 6. Геологическая схема участка Красная горка (расположение участка см. на рис. 2, 3).

/ — террасовые отложения (Q₂₋₄); 2 — лавы и известняки (V-Ej); 3 — красноцветные породы (D₂). Свиты: 4 — карачумская (P²⁻³), 5 — кошагачская (Nj~²), 6 — туерьская (Nj~³), 7 — кызылгирская (Nj-Nj¹), 8 — башкауская (Njj-Qj); 9 — серпентинитовый меланж; 10 — строматолиты кызылгирской свиты; // — сбросы; 12 — сдвиги.



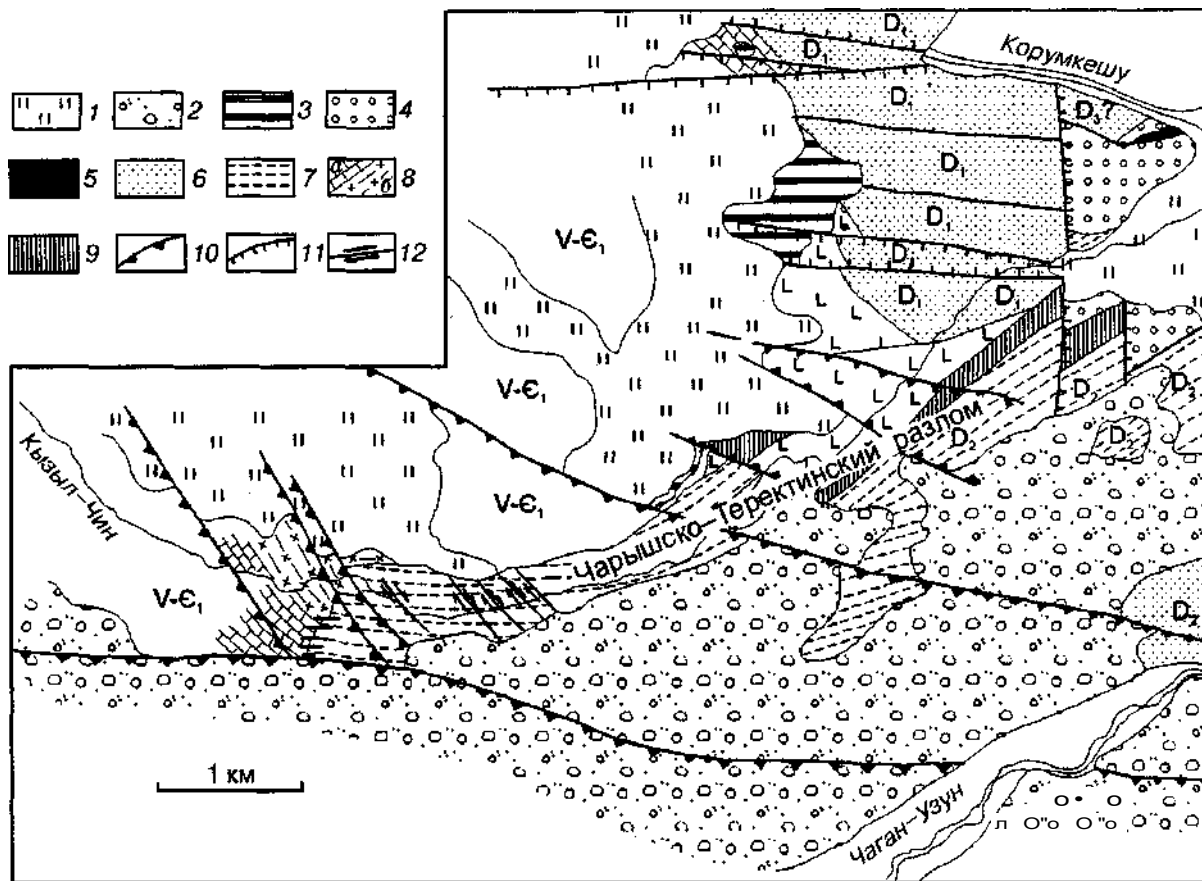


Рис. 7. Геологическая схема участка Кызыл-Чин (расположение участка см. на рис. 2, 3).

1 — верхнеплейстоценовые—голоценовые образования; 2 — верхнеплейстоценовая морена, 3 — кызылгирская свита (верхний миоцен—нижний плиоцен); 4 — карачумская свита (олигоцен); 5 — верхний мел; 6 — нерасчлененный девон; 7 — рассланцованные девонские породы; 8 — верхневендские—нижнекембрийские образования: а — карбонатные, б — кремнистые; 9 — меланж с блоками верхневендских—нижнекембрийских пород; 10 — взбросы; 11 — сбросы; 12 — сдвиги.

крыло мульды выше по склону Курайского хребта надвинуты палеозойские породы. Надвиг хорошо выражен в рельефе протяженным крутым тектоногенным уступом, по которому проходит граница Чуйской впадины и Курайского хребта.

Участок *Тотугем* также расположен на границе Курайского хребта и Чуйской впадины (см. рис. 5). Его изучение имеет важное значение для установления стратиграфической последовательности отложений Чуйской депрессии и динамики развития горного обрамления. На Тотугемском участке наблюдается трансгрессивное налегание озерных кошагачских отложений на субэральные склоновые отложения карачумской свиты, которые залегают здесь в опрокинутом виде. В левом борту долины Тотугема последовательность отложений (снизу вверх) такова.

1. Нижняя часть кошагачской свиты — переслаивание бурых и серых углей (мощностью до нескольких десятков сантиметров), серых и серо-зеленых глин, песчаников с редкими обломками плохо окатанных пород венда—кембрия и девона. Угол погружения слоев 70—90° на север, видимая мощность 30—40 м. Эрозионные рытвины вскрывают зону сдвигов внутри перечисленных осадков. Элементы микродеформации слоистости указывают на правостороннее смещение по сдвигу.

2. Переходная пачка пород, состоящая из тонкого переслаивания бурых углей, серых песчаников, красных и желтых глин, песчаников, гравелитов, имеет мощность 3—5 м,

3. Карачумская свита — переслаивание пестроцветных (красных, бордовых, серых, желтых) каолиновых очень плотных глин, песчаников, гравелитов. Среди них встречаются редкие неокатанные обломки палеозойских пород Курайского хребта (темно-серые известняки, песчаники и алевриты среднего—верхнего девона; раннепалеозойские магматические породы таджилинского комплекса и балхашской свиты). Местами среди перечисленных осадков встречаются сползшие в бассейн крупные плоские глыбы палеозойских пород. Их мощность достигает 2—3 м, а протяженность нескольких десятков метров. Слои пестроцветных отложений и пластины палеозойских пород погружаются на север под углами 70—90°.

t. Горизонт крупнообломочной брекчии, гравелитов и песчаников с красновато-коричневым глинистым цементом. Состав обломков соответствует палеозойским породам, залегающим выше по склону. Мощность горизонта составляет 2—3 м. Граница с палеозойскими породами неровная. Часто среди палеозойских пород видны карманы гравелитов и конгломератов. Молодые отложения не деформированы и не содержат следов тектонического воздействия. Внутри горизонта вниз по разрезу наблюдается смена валунных конгломератов гравелитами, а затем песчаниками. Углы падения слоев на север крутые и достигают 80—90°.

5. Палеозойские породы сложной структуры, в которых тектонические пластины сероцветных девонских пород и габбро-плагиогранитов таджилинского комплекса разделены зонами меланжа мощностью от нескольких до десятков метров. В них блоки плотных магматических пород сцементированы перетертыми породами девона. Девонские отложения в пластинах смяты в складки. Простираение осей складок и зон меланжа в целом северо-восточное.

6. Палеозойская структура перекрыта терекско-башкаусской толщей, состоящей из глин и песчаников бурого цвета, в которых неравномерно распределены плоские обломки девонских сероцветных пород. Мощность башкаусской свиты около 110—120 м, углы погружения слоев 40—60° на север.

7. Девонские сероцветные породы, тектонически залегающие на башкаусской свите. Угол погружения поверхности контакта 40—60° на северо-восток. Вблизи контакта башкаусская свита брекчирована и насыщена жилками карбонатного материала. В них наблюдаются зеркала и борозды скольжения, свидетельствующие о надвиговой природе контакта. Девонские породы, в свою очередь, перекрыты башкаусской свитой. Слоистость в них погружается на северо-восток под углами 40—60°. Отложения образуют обширные выходы, слагая плато на девонском фундаменте. С северо-востока они ограничены уступом, маркирующим сдвиговую зону, в котором обнажаются девонские породы.

Описанная последовательность напластования осадков Чуйской депрессии в разрезе левого борта Тотугема и их контакта с палеозойскими породами позволяет рассматривать ее как стратиграфическую опрокинутую. В этом случае горизонт осадочных брекчий (пачка 4) является базальным образованием склоновых отложений, выше которого в стратиграфическом разрезе залегают красноватая моласса (пачка 3) карачумской свиты. Через переходную зону (пачка 2) склоновые отложения карачумской свиты трансгрессивно перекрываются кошагачской свитой (пачка 1).

Структура Тотугемского участка состоит из нескольких блоков, ограниченных правосторонним сдвигом. Правосторонний сдвиг с амплитудой смещения кайнозойских слоев почти в 300 м отчетливо картируется в обнажениях долины р. Тотугем. По простираению на юго-восток он переходит во фронтальный надвиг. В 1,5 км на юго-восток от Тотугемского участка над надвигом расположена антиклинальная складка, выполненная отложениями кошагачской свиты. Ось складки имеет юго-восточное простираение, согласное простираению слоистости кайнозою Тотугемского участка. Северо-восточное крыло складки имеет углы наклона 30—40°, тогда как юго-западное — залегают более круто (60—70°) и осложнено взбросом. На антиклинальную структуру надвинута терекско-башкаусская толща.

Участок Красная горка. В приустьевой части р. Туерык и на противоположном от нее берегу р. Чуй расположены выходы кайнозойских пород, образующие денудационные останцы (см. рис. 6). Этот участок неоднократно испытывал слабые воздымания на протяжении кайнозою, одновременно он эпизодически во время накопления карачумской, туерыкской, кызылгирской свит и в посткызылгирское время поворачивался против часовой стрелки, раскалываясь на отдельные части. Об этом свидетельствуют дугообразные формы разломов, деформации палеоген-неогеновых пород и перерывы в их осадконакоплении. Вблизи разломных границ во многих местах наблюдаются борозды скольжения и ложкообразные формы отдельности кайнозойских пород, указывающие на сдвиговые и сдвиговзбросовые перемещения. Структурные несогласия обнаружены к западу от Красной горки, на левом берегу р. Чуя внутри карачумской свиты [28], к востоку от нее на палеозойских образованиях в каждом блоке, ограниченном сдвигами, трансгрессивно залегают различные свиты Чуйской депрессии. Здесь наблюдаются стратиграфические контакты: палеозой—карачумская свита, палеозой—туерыкская, палеозой—кызылгирская свита и кызылгирская свита—бекенская свита. Перечисленные данные свидетельствуют об активной тектонике кайнозойского времени в районе Красной горки. Она расположена в зоне Чарышско-Теректинского активного разлома и перечисленные условия залегания разновозрастных кайнозойских отложений на палеозойском фундаменте характеризуют этапы его реактивации.

Участок Кызыл-Чин также расположен в зоне Чарышско-Теректинского разлома в северо-западной части Чуйской впадины (см. рис. 7). Он находится в краевой части Чаган-Узунского блока и характеризует динамику его формирования. Ранее разрез кайнозойских отложений в пределах участка подробно описывался Е. В. Девяткиным [6]. Здесь также исследованы проявления активной тектоники и блоковые перемещения пород по разломам различной морфологии. По возрасту разломы разделяются на позднепалеогеновые, раннеогеновые и голоценовые. Блоковые перемещения

различного времени в зоне Чарышско-Теректинского разлома фиксируются перерывами в осадконакоплении между палеозойскими породами, с одной стороны, и карачумской, кызылгирской, башкаусской свитами, с другой; между кызылгирской и карачумской свитами и между башкаусской и кызылгирской свитами. На рассматриваемом участке не были обнаружены отложения кошагачской и туерьской свит. Кайнозойские отложения сохранились на восточных, опущенных, крыльях блоковых структур. Блоки ограничены преимущественно взбросами и сбросами, реже сдвигами. О сдвиговых движениях свидетельствуют многочисленные малоамплитудные разломы, которые наблюдались нами по правому берегу р. Кызыл-Чин на границе венд-раннекембрийских карбонатно-кремнистых пород баратальской свиты и среднедевонских красноцветных отложений. Граница является позднепалеозойским разломом субмеридионального простирания, смещенным серией молодых сдвигов субширотного простирания. Система сдвигов хорошо выражена в рельефе многочисленными изгибами границы позднепалеозойского разлома и указывает на правостороннее смещение. Судя по возрасту разломов и геометрии блоковых структур, подъем Чаган-Узунского блока происходил постепенно в послетуерьское время и сопровождался активными движениями в зоне Чарышско-Теректинского разлома в плиоцене—раннем плейстоцене. В позднечетвертичное время восточная часть блока, в том числе и ледниковые отложения, были разделены взбросами субширотного простирания на несколько ступенчатых структур с более приподнятыми южными ступенями. В правом борту р. Кызыл-Чин хорошо видно, что уровень подошвы ледниковых отложений в соседних блоках различается на 60 м. Такого типа движения, вероятно, связаны с ростом Шавлинского, Северо- и Южно-Чуйского хребтов, расположенных к югу от Чуйской депрессии.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЧУЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Изложенные геологические данные по четырем детально изученным участкам позволяют сделать следующие обобщения о закономерностях осадконакопления и тектонической эволюции Чуйской депрессии. У подножия Курайского хребта на Туерьском и Тотугемском участках наиболее полно представлена стратиграфическая последовательность кайнозоя Чуйской депрессии. Карачумская свита через базальный горизонт конгломератов и гравелитов перекрывает палеозойские породы Курайского хребта. Наличие субаэральных склоновых отложений указывает на наличие поднятых блоков. Грубообломочный состав и пестрые цвета окраски карачумской свиты позволяют рассматривать ее как континентальную молассу. Она фиксирует начальный этап горообразования в раннем олигоцене на территории Чуйской впадины [6]. Тектонические деформации в средней части карачумской свиты указывают на активную тектонику в среднекарачумское время [28]. Выше по разрезу склоновые отложения карачумской свиты трансгрессивно сменяются угленосными осадками кошагачской. Широкое распространение литологически сходных, тонкозернистых, озерно-болотных кошагачских отложений мощностью до 250 м в Чуйской, Курайской, Джулукульской и Самахинской впадинах отражает замкнутость территории Юго-Восточного Алтая в пределах этих котловин и отсутствие здесь магистрального стока. Отсутствие грубозернистых отложений вдоль Курайского хребта свидетельствует о его слабом влиянии на осадконакопление. В кошагачское время К у райский хребет представлял собой пологий выступ фундамента внутри единого бассейна [28]. Характер седиментации был связан со стабильной тектонической обстановкой при длительном слабом региональном прогибании территории распространения кошагачской свиты. Мелководные осадки кошагачской свиты постепенно сменяются более глубоководными озерными мергелисто-карбонатными осадками туерьской. Наличие у бортов Чуйской впадины в основании свиты грубозернистого материала — песка, галечника, конгломерата, а в разрезах, прилегающих к Курайскому хребту, неокатанных обломков палеозойских пород свидетельствует о поднятии обрамления впадины и ее локализации в туерьское время. Нахождение туерьской свиты на Чаган-Узунском блоке и развитие ее в Курайской котловине указывает на накопление ее в едином Чуйско-Курайском бассейне [6]. Затем формируется кызылгирская свита. Она накапливалась в крупном, длительно существующем озерном бассейне при стабильном тектоническом режиме. Высота окружающих котловину гор не превышала 1000 м [28].

В конце неогена проявился следующий этап горообразования, который привел к заполнению озера грубообломочными породами бекенской свиты. В это время начался интенсивный рост Курайского хребта. Одновременно с надвиганием хребта на осадки Чуйской депрессии происходило накопление слабосортированных и плохо окатанных грубообломочных пород терекской и башкаусской свит. Время их накопления отвечает периоду максимального роста Курайского хребта в позднем плиоцене — раннем плейстоцене. Он сопровождался формированием трех типов структурных форм: надвиговых, куполообразных и сдвигонадвиговых (см. рис. 3). Надвиговые структуры широко проявлены в основании Курайского хребта в зоне сочленения его с Чаган-Узунским блоком. Куполообразная Таджилинская структура расположена в междуречье Туерь—Тотугем. Ее ядро

состоит преимущественно из кембрийских магматических пород Таджилинского комплекса. С северо-запада и северо-востока структура ограничена сдвигами, с юга имеет опрокинутый стратиграфический контакт с кайнозойскими отложениями Чуйской депрессии, осложненный местами надвигами. Сдвигонадвиговые структуры распространены в бассейне р. Тотугем. Перечисленные структуры сформированы в зоне Курайского разлома в результате ее реактивации от фронтально направленного сжатия.

В западном обрамлении Чуйской депрессии на границе с Чаган-Узунским блоком наблюдалась совершенно иная история осадконакопления и неотектоническая структура. Здесь отмечены перерывы в осадконакоплении, разновозрастные сдвиговые, взбросовые и сбросовые деформации палеоген-четвертичных отложений. Деформации локализуются в зоне Чарышско-Теректинского разлома и являются результатом его активизации.

Перерывы в осадконакоплении и блоковые перемещения свидетельствуют об интенсивной тектонической деятельности в западной части Чуйской депрессии в неоген-четвертичное время. Она происходила в зоне реактивированного Чарышско-Теректинского разлома в результате косо направленного регионального сжатия ЮЗ-СВ направления к плоскостям его сместителей. Молодые поздне-четвертичные взбросы закартированы только в юго-западной части Чуйской депрессии и характеризуют следующий этап активизации региона, реализованного в целом в поднятии южной части Горного Алтая. Здесь оно совпадает по времени с последним оледенением, причем тектонические уступы подпруживали ледниковые долины, что фиксируется следами обработки пород ледниками.

СТРУКТУРА ЧУЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ И МОДЕЛЬ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Охарактеризованные выше разновозрастные неотектонические структуры (надвиги, сдвиги, сдвигонадвиги, взбросонадвиги, взбросы и сбросы) указывают на сложную историю формирования структуры Чуйской депрессии. Так, ориентация надвиговых структур Туерыкского участка свидетельствует о юго-западном направлении давления со стороны палеозойских пород Курайского хребта на молодые осадки. При этом палеоген-неогеновые породы формируют клиновидную структуру, сужающуюся к северо-западу. В зоне выклинивания Курайский хребет максимально давил на Чаган-Узунский блок и здесь сформирована надвиговая структура с деформированными и перетертыми в тектонические глины палеоген-неогеновыми породами.

Сдвигонадвиговые структуры Тотугемского участка свидетельствуют о юго-восточном смещении блока девонских пород Курайского хребта вдоль северо-восточной окраины депрессии по реактивированному позднепалеозойскому разлому.

Южное ограничение палеоген-неогеновых отложений с палеозойскими толщами Южно-Чуйского хребта скрыто под позднечетвертичными отложениями. Учитывая, что в открытых местах четко прослеживается унаследованность структуры древнего фундамента, можно предполагать сложное сдвигово-надвиговое строение этой части депрессии. Древний фундамент представлен здесь блоками девонских и кембрийских пород, расположенных в зоне позднепалеозойского Чарышско-Теректинского разлома.

Тектоническая история региона в кайнозое отчетливо выражена в морфологии земной поверхности. Поскольку рельеф в эпоху, предшествовавшую тектонической активизации, был выровнен, его фрагменты позволяют определять суммарные относительные перемещения блоков, а также выявлять тектонические нарушения по уступам в рельефе. В целом можно отметить полное совпадение результатов при выделении новейших разломов по геологическим и геоморфологическим данным, причем фактор выраженности в рельефе является зачастую решающим в определении возраста последнего перемещения по разломам.

Дочетвертичная структура Чуйской депрессии имеет сложное строение, унаследованное от реактивации древней структуры. Она может быть охарактеризована как сложно построенный рамп (рис. 8), сформированный в зоне сочленения Чарышско-Теректинского и Курайского разломов. Общее сжатие северо-восточного простирания [10, 11] активизировало зону сочленения древних разрывных систем в основании отложений Чуйской депрессии и ее обрамления, что привело к формированию разнонаправленных локальных зон растяжения и сжатия, а также к развороту структур, которые устанавливаются по геологическим и палеомагнитным данным.

Для установления регионального тензора напряжения проводились замеры трещин и следов скольжения в зонах Курайского и Чарышско-Теректинского разломов [11]. Три тензора из Курайской зоны разломов относительно однородны и показывают общий режим сжатия с направлением ССВ-ЮЮЗ. Четыре тензора вдоль Чарышско-Теректинской зоны разломов сильно изменчивы по своему типу, но средний тензор отвечает режиму растяжения с сильной сдвиговой компонентой. Главное растяжение горизонтально с простиранием СЗ-ЮВ, тогда как направление сжатия имеет СВ-ЮЗ ориентировку.

Отличия в полях напряжений между Курайской зоной разломов и поперечной к ней Чарышско-Теректинской зоной могут быть объяснены различием в простирании систем разломов по отношению

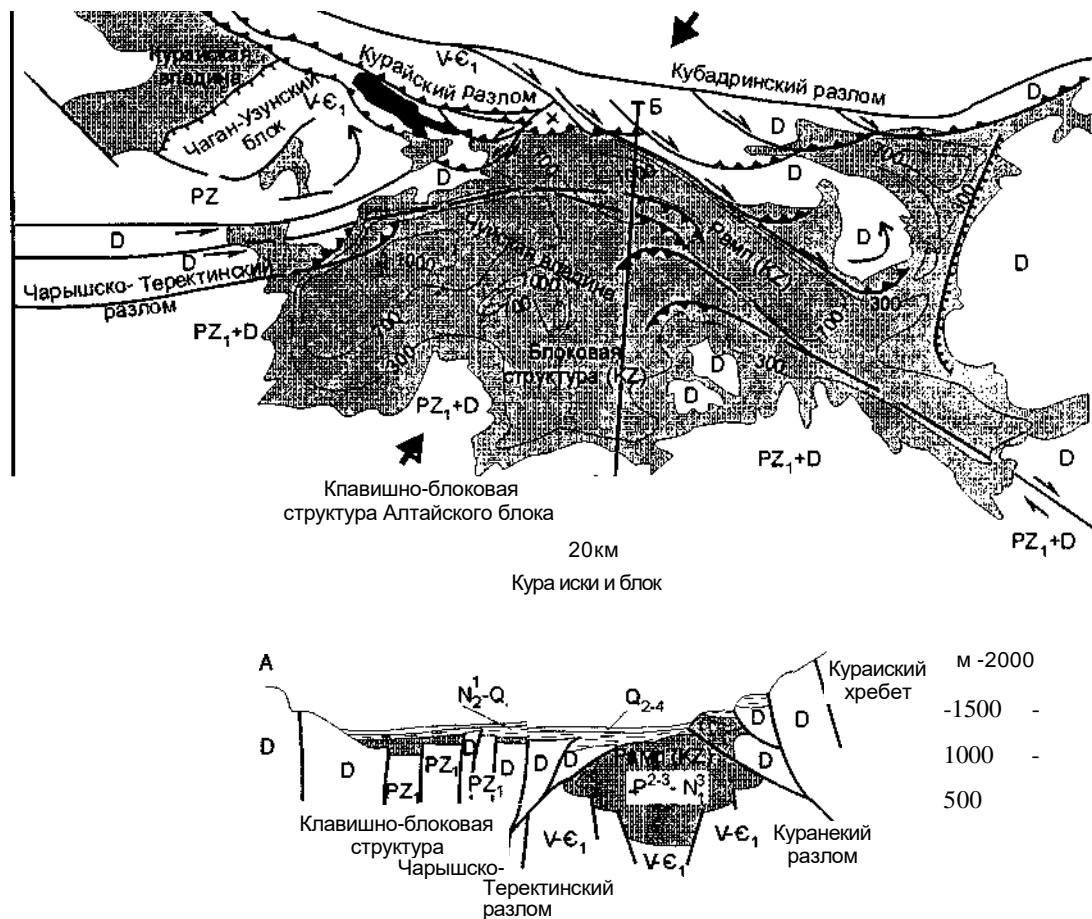


Рис. 8. Тектоническая схема и разрез юго-восточной части Горного Алтая.

/ — сдвиги: *a* — выявленные, *б* — предполагаемые; 2 — надвиги: *a* — выявленные, *б* — предполагаемые; 3 — взбросы; 4 — Чаган-Узунские офиолиты; J — Таджикинский массив; б — изолинии мощности кайнозойских отложений, по геофизическим данным; 7 — докайнозойские породы; 8 — направление сжатия.

к направлению сжатия. Во время сжатия, ориентированного с ССВ до СВ направления, Тувино-Монгольский массив действовал как жесткий блок и надвигался на кайнозойские отложения. Напряжение концентрировалось вдоль Курайской зоны, расположенной субперпендикулярно направлению сжатия, что привело к росту Курайского хребта в верхнеплиоценовое—четвертичное время. Чарышско-Теректинская зона разломов простирается субпараллельно ориентировке общего направления сжатия и, таким образом, в ее пределах могли происходить самые различные движения блоков. Установленная структурными исследованиями область растяжения в зоне разломов хорошо согласуется с максимальным прогибанием Чуйского бассейна, приуроченного к блоковой структуре Чарышско-Теректинского разлома.

Палеомагнитные исследования в районе Чуйской депрессии показали, что тектонические движения представлены комбинацией процессов сжатия (утолщения коры) и сдвигообразования [35]. Красные континентальные глины верхнеолигоценного возраста (карачумская свита) имеют многокомпонентную намагниченность, поэтому невозможно было выделить стабильную высокотемпературную намагниченность. Озерные глины среднепозднемиоценового возраста (туерькская свита) показали наличие стабильной намагниченности по пирротину со средним направлением $\xi = 335^\circ$, $\lambda = 60^\circ$, $\alpha_{95} = 6^\circ$. Верхнемиоценовые—нижнеплиоценовые пески (кызылгирская свита) имеют стабильную намагниченность со средним направлением $\xi = 337^\circ$, $\lambda = 68^\circ$, $\alpha_{95} = 5^\circ$, нижнеплиоценовые пески (бекенская свита) по гематиту со средним направлением $\xi = 9,5^\circ$, $\lambda = 46^\circ$, $\alpha_{95} = 7,5^\circ$. Эти результаты позволяют предположить значительное вращение южной части Чуйской депрессии

совместно с Алтайским поднятием против часовой стрелки по отношению к стабильной северной части депрессии (краевой части Тувинской микроплиты) на $35 \pm 15^\circ$ в конце миоцена—начале плиоцена, вдоль Чарышско-Теректинского разлома.

По геологическим данным в это время отмечается реактивация Чарышско-Теректинской зоны разломов и рост Чаган-Узунского горста. Вероятно, что деформации, связанные со смещением Джунгарской микроплиты в северо-восточном направлении, в конце миоцена—начале плиоцена сформировали вращающиеся блоки Алтайского поднятия (см. рис. 1). Давление привело к расчленению и росту высокогорного рельефа, а вращение — к формированию на краю поднятия глубоководного бассейна (кызылгирская свита). Как отмечалось выше, интенсивный рост Курайского хребта произошел позже, в позднем плиоцене—раннем плейстоцене, в результате реактивации Курайского разлома и маркирует границу между Тувино-Монгольской и Алтайской микроплитами в этот период.

На рис. 8 показаны основные неотектонические структурные элементы юго-восточной части Горного Алтая и изолинии мощности кайнозойских осадков, полученные Алтайской геофизической экспедицией при интерпретации электромагнитных исследований. Хорошо видно, что резкая смена мощностей осадков происходит вблизи северной и северо-западной границ Чуйской депрессии, что связано с их тектонической природой. Южная и восточная границы представляют собой, по-видимому, простое погружение, так как здесь происходит постепенная смена мощностей кайнозойских осадков и нет четко выраженных разломных структур. Возможно, в центральной части депрессии проходит тектонический уступ, сформированный в конце миоцена совместно с Чаган-Узунским и Курайским поднятиями и перекрытый в современной структуре осадками плиоцена—плейстоцена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований показывают, что динамика формирования Чуйского бассейна и его горного обрамления изменялась со временем. Собственно, как бассейн осадконакопления, ограниченный поднятиями, Чуйская депрессия образовалась в среднем миоцене—раннем плейстоцене и представляла собой, вероятно, грабен, сформированный одновременно с растущим рядом Чаган-Узунским горстом. Современная структура депрессии является результатом интенсивного тектонического сжатия. В конце раннего плиоцена возникла рамповая структура, а затем в позднеплиоценовое и четвертичное время северная граница рампа была подновлена надвигами и сдвигонадвигами. На примере кайнозойской истории формирования рельефа юго-восточной части Горного Алтая хорошо прослеживается постепенное проникновение деформаций от коллизии Индостан—Евразийская плита, которые обособили границу между Алтайским орогеном и Тувино-Монгольской микроплитой с начала позднего плиоцена. Деформации распространялись, используя, преимущественно, позднепалеозойские региональные разломы.

Проведенные исследования позволили выявить основные закономерности строения и эволюции коллизионной границы между Алтайским поднятием и Тувино-Монгольской микроплитой, и их результаты могут быть использованы для характеристики подобных границ неотектонических структур Внутренней Азии.

Авторы благодарны академику Н. Л. Добрецову и профессору Ж. Клерксу, которые координировали проект INTAS.

Исследования проводились в рамках работ по проекту INTAS 93-134 „Continental Rift Tectonics and Evolution of Sedimentary Basins" и по программе „Глобальные изменения природной среды и климата".

ЛИТЕРАТУРА

1. Новиков И. С. Геоморфологические эффекты внутриконтинентальной коллизии на примере Горного Алтая // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 11, с. 52—60.
2. Лузгин Б. Н., Русанов Г. Г. Особенности формирования неогеновых отложений юго-востока Горного Алтая // Геология и геофизика, 1992, № 4, с. 23—29.
3. Аксарин А. В. Чуйский буроугольный бассейн в Юго-Восточном Алтае // Вест. Зап.-Сиб. геол. упр., 1938, вып. 4, с. 41—69.
4. Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая // Материалы по региональной геологии. Геология и геоморфология складчатых областей Сибири и Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 79—91.
5. Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений азиатской части СССР и их сопоставление с европейскими. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 127—164.
6. Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965, 243 с.

7. Розенберг Л. И. К стратиграфии кайнозойских (доледниковых) отложений Горного Алтая // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, № 2, с. 45—60.
8. Богачкин Б. М., Розенберг Л. И., Цеховский Ю. Г. Вопросы стратиграфии неогеновых отложений Юго-Восточного Алтая // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 2, с. 5—22.
9. Богачкин Б. М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М., Наука, 1981, 132с.
10. Добрецов Н. Л., Берзин Н. А., Буслов М. М., Ермиков В. Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10, с. 5—19.
11. Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н. А. Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Там же, с. 31—51.
12. Dobretsov N. L., Buslov M. M., Delvaux D. et al. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effect of lithospheric plate interaction and mantle plume // *Inter. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 430—466.
13. Buslov M. M., Delvaux D., Zykin V. S., Saphonova I. Yu. Tectonics of the Chuya depression // *Continental Rift Tectonics and Evolution of Sedimentary basins*. Novosibirsk, UIGGM, 1996, v. 36, p. 43—45.
14. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М., Недра, 1979, 311 с.
15. Cunningham W. D., Windley B. F., Dorjnamjaa D. et al. Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai-Tien Shan connection // *Earth Planet Sci. Lett.*, 1996, v. 140, № 1—4, p. 67—81.
16. Cunningham W. D., Windley B. F., Dorjnamjaa D. et al. A structural transect across the Mongolian Western Altai: Active transpressional mountain building in Central Asia // *Tectonics*, 1996, v. 15, № 1, p. 142—156.
17. Cunningham W. D., Windley B. F., Owen L. A. et al. Geometry and style of partitioned deformation within a Late Cenozoic transpressional zone in the eastern Gobi Altai Mountains, Mongolia // *Tectonophysics*, 1997, v. 277, № 4, p. 285—306.
18. Мухин А. С., Кузнецов В. А. Четвертичные надвиги в Юго-Восточном Алтае // *Вест. Зап.-Сиб. геол. упр.*, 1939, № 1, с. 49—52.
19. Новиков И. С., Мистрюков А. А., Трефуа Ф. Геоморфологическое строение района Чуйской межгорной впадины // *Геология и геофизика*, 1995, т. 36, № 10, с. 64—74.
20. Бутвиловский В. В., Орлова Л. А. Геологический и радиоуглеродный возраст новейших карбонатных гидротермальных образований Горного Алтая // *Проблемы геологии Сибири: Тез. докл. Т. 1. Томск*, 1994, с. 224.
21. Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае // *Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. М., Изд-во АН СССР*, 1961, с. 229—237.
22. Раковец О. А. Основные результаты работ по изучению кайнозойских отложений Горного Алтая // *Изв. Алтайского отдела географического общества СССР*, 1966, вып. 7, с. 3—19.
23. Девяткин Е. В. Эоплейстоцен Юго-Восточного Алтая // *Тр. комиссии по изучению четвертичного периода. Т. 22. М., Изд-во АН СССР*, 1963, с. 32—63.
24. Ерофеев В. С., Ржанникова Л. Н. Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая // *Изв. АН КазССР. Сер. геол.*, 1969, № 5, с. 59—69.
25. Ерофеев В. С. О стратиграфическом положении кызылгирской свиты неогена Горного Алтая // *Геология и металлогения Рудного Алтая. Алма-Ата, Наука*, 1970, с. 21—23.
26. Розенберг Л. И. Стратиграфия палеогена Горного Алтая // *Изв. АН КазССР. Сер. геол.*, 1981, № 4, с. 44—54.
27. Зыкин В. С., Казанский А. Ю. Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая // *Геология и геофизика*, 1995, т. 36, № 10, с. 75—90.
28. Zykin V. S., Kazansky A. Yu. New data on Cenozoic deposits in the Chuya depression, Gorny Altai: stratigraphy, paleomagnetism, evolution // *Continental Rift Tectonics and Evolution of Sedimentary basins*. Novosibirsk, UIGGM, 1996, p. 74—75.
29. Феофилова А. П., Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П. О раннекайнозойских субтропических почвах в Горном Алтае // *Литология и полезные ископаемые*, 1981, № 1, с. 18—35.
30. Девяткин Е. В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М., Наука, 1981, 196 с.
31. Попова С. М., Девяткин Е. В., Старобогатов Я. И. Моллюски кызылгирской свиты Горного Алтая. М., Наука, 1970, 96 с.

32. Старобогатов Я. И., Ситникова Т. Я. Пути видообразования моллюсков озера Байкал // Журн. общей биологии, 1990, т. 51, № 4, с. 499—512.
33. Старобогатов Я. И. Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов земного шара. Л., Наука, 1970, 372 с.
34. Зыкин В. С. Изменение климата в позднем миоцене и плиоцене на юге Западно-Сибирской равнины // Эволюция климата, биоты и человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1991, с. 5—17.
35. Thomas J. C., Kazansky A., Lanza R., Semakov N. A paleomagnetic study of Upper Tertiary formations of the Chuya depression, Gorny Altai: preliminary results // Continental Rift Tectonics and Evolution of Sedimentary basins. Novosibirsk, UIGGM, 1996, p. 70—71.

Рекомендована к печати 19 мая 1999 г.

Н. А. Берзиньм

Поступила в редакцию 16 января 1998 г.,

после доработки – 26 февраля 1999 г.