РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ
им. А.А. ТРОФИМУКА

ТРУДЫ, ВЫП. 852

И.С. НОВИКОВ

МОРФОТЕКТОНИКА АЛТАЯ

Научные редакторы
д-р геол.-мин. наук Е.В. Девяткин
д-р геол.-мин. наук Г.Ф. Уфимцев

Новосибирск
Издательство СО РАН
Филиал "Гео"
2004

УДК 551.24(571.15)
ББК 26.324
Н731

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая / Науч. ред. Е.В. Девяткин, Г.Ф. Уфимцев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2004. – 313 с.

ISBN 5-7692-0645-4

Монография дает развернутое представление о современном состоянии научных взглядов на новейшую тектонику Большого Алтая. Основным методом исследования является морфотектонический анализ, позволяющий широко использовать дистанционные и картографические материалы и проводить в едином ключе обобщение широкого спектра геологической и геофизической информации. Проведен анализ большинства опубликованных в отечественной и зарубежной литературе данных по кайнозойскому тектогенезу Алтая, описаны новейшая структура этой мобильной зоны и участки, включающие основные типы структур. Предложена оригинальная тектоническая модель орогенеза и тектогенеза территории на новейшем этапе. Сильные землетрясения, произошедшие осенью 2003 года, на Горном Алтае, послужили доказательством правильности данной модели. Локализация эпицентров и характер смещений по поверхностным сейсморазрывам показали ее высокие предсказательные возможности и подтвердили единство новейших структурных планов Горного и Монгольского Алтая.

Для геологов широкого профиля, геоморфологов, географов.

Рецензенты
д-р геол.-мин. наук *М.М. Буслов*
д-р геол.-мин. наук *П.М. Бондаренко*
д-р геогр. наук *Л.К. Зятькова*

Издание осуществлено
при финансовой поддержке РФФИ,
проект № 04-05-78048д

ISBN 5-7692-0645-4

© И.С. Новиков, 2004
© ОИГГМ СО РАН, 2004

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3
Глава 1. Физико-географический очерк 10
Глава 2. Закономерности процесса накопления материала и изменение научных представлений о морфологической и морфотектонической эволюции территории 39
Глава 3. Геологические свидетельства горообразования на Алтае в позднем палеозое и мезозое 59
Глава 4. Осадочная летопись последнего орогенеза 84
Глава 5. Соотношение тектонического строения палеозойского основания и кайнозойских структур новейшей активизации 145
Глава 6. Геофизические, сейсмогеологические и сейсмологические проявления новейшей тектонической активизации территории . . . 170
Глава 7. Кайнозойская тектоника Алтая и ее геоморфологические проявления 188
Заключение 272
Литература 274

Глава 7

КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА АЛТАЯ И ЕЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Основными структурами кайнозойской тектоники Алтая являются блоки и разрывные нарушения, которые их разделяют. Блоки обычно имеют форму вытянутых ромбов и трапеций. Они достаточно сильно раздроблены, но амплитуды движения по нарушающим их разломам менее значительны. Внутриблоковые разломы обычно относятся к взбросам и надвигам, ориентированным вдоль длинной оси блоков, или сбросам, ориентированным вкрест простирания блоков. Эти разломы не выдержаны по простиранию и не распространяются в соседние блоки.

Основными разрывными структурами региона являются косые сдвиги, наиболее крупные из них прослеживаются на всем протяжении Алтая. Взбросовая составляющая, как правило, существенно меньше сдвиговой. В рельефе блоки выражены в виде возвышенностей, осложняющие их разрывы – в виде уступов на их склонах, а структурообразующие разрывные нарушения – в виде долинообразных понижений, разделяющих основные возвышенности.

Традиционное выделение орографических элементов Алтая очень несовершенно. В гл. 1 мы провели выделение орографических элементов, образующих горную систему, в едином ключе, по принципу их обособленности (отделенности от соседних глубокими долинообразными понижениями), присвоили им собственные имена там, где были ранее выделены гетерогенные орографические подразделения, соответствующие основным неотектоническим блокам в пределах горных сооружений Алтая.

7.1. Методика выделения неотектонических элементов и основные этапы их формирования

В первом приближении Алтай представляет собой зону дробления литосферы – мобильную зону относительно небольших блоков, расположенную между устойчивыми блоками, многократно превышающими их по размеру. Можно говорить о морфотектонике Алтая как о парагенезисе геоморфологических и неотектонических элементов. В этом случае в выявлении морфотектонических элементов ведущую роль играют геоморфологические методы, в первую очередь геоморфологическое картирование.

Геоморфологи до сих пор ведут дискуссии, начавшиеся еще в 50-е годы, относительно того, какими должны быть геоморфологические карты, на каких принципах должна строиться легенда геоморфологической карты и т. д. и т. п. Простое обсуждение точек зрения наиболее авторитетных исследователей на эти вопросы достаточно объемно [Новиков, 2003а], поэтому мы перейдем к сути вопроса.

В структурной геологии наиболее широко и продуктивно используются карты, построенные по принципу отображения историко-генетических (возрастных) образований: геологических тел и состоящих из них объектов более высокого ранга. Аналогичный подход, по нашему мнению, оптимален и для геоморфологического картирования. Геология изучает строение земной коры, и ее объекты имеют объем, а геоморфология, по определению, изучает рельеф Земли, и выделяемые ею элементы не имеют объема, они являются поверхностями. Геоморфология изучает строение поверхности раздела литосферы с атмосферой и гидросферой, развитие элементов этой поверхности происходит в результате взаимодействия процессов, происходящих в литосфере – эндогенных, в атмосфере и гидросфере – экзогенных. Поскольку существует прямая зависимость экзогенных факторов развития рельефа от эндогенных, даже когда поверхности рельефа являются в первом приближении экзогенными, их анализ позволяет выявить характер действующих эндогенных факторов.

Таким образом, характер стоящих перед нами задач выявления морфотектонической структуры, относящихся к области геологии, не оставляет сомнения в принципах, на которых должно основываться проводимое геоморфологическое картографирование. Основными выделяемыми элементами рельефа земной поверхности в нашем случае являются элементарные поверхности. В геоморфологической литературе они носят неудачное название «генетически однородные поверхности» [Ермолов, 1964]. Это примерно то же самое, что назвать геологические тела «генетически однородными телами». Тут же последуют возражения, что тела эти образованы, возможно, не одним процессом, а группой, и что поэтому они неоднородны, и т. д. Сами авторы этого метода построения геоморфологических карт [Борисевич, 1950; Спиридонов, 1952; Ермолов, 1958] как их только не называли: и гранями, и простыми поверхностями, но закрепилось наиболее неудачное, вводящее в заблуждение название.

По аналогии с понятием «геологическое тело» мы для обозначения элементарных объектов геоморфологического анализа используем термины «элементарная поверхность» или просто «поверхность». Под элементарной поверхностью рельефа мы понимаем плоскую или слабо искривленную поверхность рельефа, характеризующуюся характерными углами наклона (отделенную от соседних линиями перегиба склонов), определенным возрастным интервалом и комплексом сформировавших ее процессов.

Геоморфологическая карта, построенная по принципу выделения элементарных поверхностей, является мощным инструментом исследования. Она позволяет сопоставлять элементы рельефа на больших площадях, их размеры, форму, положение в пространстве. Карта дает возможность одновременно наблюдать предварительно отобранные наиболее значимые геоморфологические

элементы в одном масштабе и в одной проекции. Анализируя при помощи карты пространственные соотношения элементов, исследователь устанавливает генетические связи между отдельными элементами, которые могут формироваться одновременно разными процессами (бугристо-грядовое поле конечных морен и обрамляющая его водно-ледниковая наклонная равнина или тектоногенный уступ и обвально-осыпной шлейф в его основании).

Легко устанавливается связь между элементами, формирующимися под воздействием денудации и аккумуляции в рамках одного процесса. Такие элементы образуют устойчивые парагенезисы (например, ледниковая долина и моренное поле в ее устье или эрозионная рытвина и пролювиальный конус выноса). Геоморфологическая карта позволяет делать заключение о формировании одних поверхностей за счет разрушения других и выявляет последовательность событий в ходе развития рельефа показанной на ней территории с той же определенностью, с какой анализ геологической карты позволяет определить последовательность формирования показанных на ней геологических тел.

Мы согласны с В. В. Ермоловым [1964] в том, что земная поверхность может образовываться только тремя способами. Во-первых, денудацией или разрушением прежних поверхностей путем удаления с них материала. Во-вторых, за счет аккумуляции, когда старая поверхность погребается отлагающимся материалом. В-третьих, при разрывах земной коры. Последний вариант, возникающий при дифференцированных движениях по разломам, относительно недолговечен, поскольку почти всегда быстро преобразуется экзогенными процессами, и на месте первичного тектонического уступа образуется денудационный тектоногенный уступ. Последний имеет независимо от реального характера тектонических подвижек вид уступа с углом естественного откоса, это долгоживущий элемент рельефа. Он совпадает по простиранию с обусловившим его тектоническим нарушением и является основным признаком при дистанционном его выделении.

Встречающиеся в научной литературе определения поверхности типа «денудационно-аккумулятивная» или, наоборот, «аккумулятивно-денудационная», несмотря на их широкое распространение, нельзя признать удачными, поскольку здесь очевидна попытка отразить в названии не только процесс, образующий поверхность, но и материал, на котором поверхность развивается. Так, в первом случае обычно имеют в виду денудационные поверхности, вырабатываемые в молодых аккумулятивных образованиях (денудационные уровни на молодых платформах), а во втором – денудационные поверхности в древних породах, имеющие относительно тонкий аккумулятивный чехол (например, денудационные уровни на древних платформах). Такие определения вносят большую путаницу, поскольку употребляются произвольно и затушевывают суть основного рельефообразующего процесса.

Поскольку каждая элементарная поверхность рельефа формируется в определенный промежуток времени под воздействием определенного процесса, то ее форма проста, а угол наклона должен быть характерным. Каждый резкий перегиб склона может быть вызван только сменой образующего поверхность процесса или его направленности и является границей между элементарными

поверхностями. Перегиб склона может разделять либо поверхности разного генезиса, имеющие разные углы наклона, либо поверхности одного генезиса, имеющие один угол наклона, но по-разному ориентированные в пространстве. В свое время Ю. К. Ефремов [1949] предлагал называть элементарные поверхности гранями рельефа, а перегибы склонов – ребрами рельефа (по аналогии с описаниями кристаллов), но термины не получили широкого распространения.

Тектонические движения могут перемещать элементарные поверхности рельефа в пространстве и деформировать их путем наклона или изгиба. Выявление таких деформаций при геоморфологическом картографировании происходит обычно только в случае их простого перемещения по вертикали (как это имеет место при дифференцированных блоковых движениях со значительными вертикальными амплитудами относительных перемещений). Сравнительно редко удается выделить деформации при изгибах и наклонах исходной денудационной поверхности, поскольку при этом на поверхности быстро развиваются новые экзогенные процессы, приводящие к ее уничтожению (обычно за счет развития многочисленных эрозионных форм).

Картирование элементарных поверхностей рельефа является до известной степени технической проблемой. Она легко разрешается при наличии у исследователя представлений об основных закономерностях рельефообразования, крупномасштабной топографической основы (не менее 1:50 000), а также аэрофотоснимков близкого масштаба или приближающихся к ним по разрешающей способности современных космических снимков. Работу исследователя на этом этапе облегчает также то, что каждый тип элементарных поверхностей рельефа образуется характерным комплексом процессов и имеет характерный микрорельеф и состав поверхностных отложений, которые хорошо распознаются на дистанционных материалах по свойственному ему фототону.

На каждый выдержанный в геоморфологическом и геологическом отношении регион легко создать легенду геоморфологической карты, сопровождаемую набором эталонов, отражающих вид каждого элемента легенды на аэрокосмоснимках. Как и большинство задач, связанных с сортировкой по формальным критериям, этот этап составления геоморфологической карты хорошо поддается автоматизации. Существующие программы легко выделяют элементы, имеющие равные углы наклона, которые являются основой геоморфологической карты. Процесс автоматизации сдерживается только отсутствием крупномасштабной цифровой топографической основы, а процесс оцифровки обычной топографической карты по времени на порядок превосходит выделение элементарных поверхностей вручную. Пока ведутся только опытно-методические работы в этом направлении [Новиков, 2004].

Хотя основу геоморфологической карты легко построить без проведения полевых исследований, определить возраст и генезис выделенных на ней элементов невозможно без изучения на месте ключевых участков. Нет необходимости исследовать каждый элемент, но каждый выделенный морфогенетический тип элементарных поверхностей рельефа должен быть изучен. При этом устанавливается, выработана ли поверхность в древних породах или образована аккумуляцией, изучаются запечатленные в поверхностных отложениях и микрорельефе характеристики процессов, сформировавших каждый тип рельефа.

Помимо геологического строения поверхностных отложений о генезисе поверхностей свидетельствуют углы наклона (например, образованные комплексной денудацией поверхности выравнивания редко имеют углы наклона более 2°, склоны эрозионных долин и тектоногенных уступов имеют уклон 30° и более). Кроме того, в геоморфологии при нормальном денудационном развитии территории действует правило, согласно которому каждый вновь образованный элемент гипсометрически находится ниже предшествующего, поэтому высоко на водоразделах расположены древние элементарные поверхности, а вблизи днищ долин – более молодые.

При отсутствии тектонических движений или их прекращении эволюция рельефа протекает только под воздействием закономерно сменяющих друг друга экзогенных процессов, образующих характерную структуру элементов. Напротив, тектонические движения изменяют характер экзогенных процессов и приводят к формированию новых типов рельефа, а обычные элементы экзогенного происхождения образуют совершенно новые сочетания. Помимо тектоники на развитие элементов денудационного рельефа оказывает влияние геологическое строение. Поскольку в этом случае проявляются простые отличия в устойчивости различных пород к действию агентов денудации, мы называем такое воздействие пассивным в противоположность активному, оказываемому молодыми тектоническими движениями. Сама по себе выраженность древней геологической структуры в рельефе свидетельствует о длительном состоянии тектонического покоя, которое сопровождалось медленной площадной денудацией. Когда на территории проявляются мощные восходящие тектонические движения, денудация протекает преимущественно по типу линейной эрозии, которая подчеркивает молодые тектонические нарушения, используя их при заложении долин, но практически никогда не препарирует древнюю геологическую структуру.

Геоморфологические карты отражают структуру рельефа, образованную закономерным сочетанием элементарных поверхностей. Их анализ позволяет однозначно восстановить историю развития рельефа отображенной на них территории и выявить характер и роль тектонических движений в его формировании. Это делает геоморфологическую карту фундаментом любого морфотектонического исследования, поскольку она надежно выявляет места наиболее интенсивных молодых тектонических движений, их относительный возраст, направленность и амплитуды (наиболее надежно – их вертикальную составляющую) и намечает участки для детальных исследований выявленных деформаций другими геологическими методами.

Наиболее древними элементами рельефа Алтая являются субгоризонтальные денудационные поверхности, встречающиеся в настоящее время на самых разных гипсометрических отметках. Это остатки слаборасчлененного рельефа, существовавшего в пределах рассматриваемой территории в период позднего мела–раннего палеогена. Если попытаться мысленно их объединить, то выяснится, что распространены они закономерно и являются фрагментами нескольких (обычно до трех, иногда более) разновысотных поверхностей, слабо искривленных, слегка наклоненных в разные стороны, разделенных четкими уступами. Поскольку для всех без исключения таких уступов, вскрывавшихся

буровыми скважинами и горными выработками, доказано, что они связаны с перемещением блоков по разломам, логично предположить, что это разрозненные фрагменты в прошлом единой глобальной поверхности выравнивания.

Сохранившаяся на разных уровнях кора выветривания полностью подтверждает эту точку зрения [Девяткин; 1965; Адаменко, 1969, 1974; Ерофеев, 1969; Богачкин, 1981; и др.]. Все сохранившиеся фрагменты этой единой поверхности в осевой части Алтая относительно небольшие (1–2 км в поперечнике) и практически горизонтальные (0–2°). На периферии горных сооружений они достигают десятков километров в ширину и длину. Столь обширная денудационная поверхность, развитая по хорошо литифицированным горным породам, не могла целиком иметь углы наклона в диапазоне 0–2°. Очевидно, что сохранились участки плоских невысоких водоразделов, в то время как долины углублены и изменены в ходе последовавшего расчленения. Такая обширная денудационная равнина могла сформироваться только вблизи базиса денудации и должна была иметь относительно небольшие абсолютные отметки высот.

Следующим событием после формирования денудационной поверхности стало ее расчленение широкими неглубокими пологосклоновыми долинами. Оно возникло в результате регионального плавного воздымания с амплитудой в первые сотни метров. Склоны образовавшихся долин имели углы наклона 2–5°, редко до 12°. В несколько видоизмененном виде поверхности этого типа сохранились в бассейне Уландрыка и Ташантинки, в центральной части плоскогорья Укок, в ряде других мест и протягиваются на десятки километров. Фрагменты склонов этих долин сохранились повсеместно в приосевых частях высоких хребтов юго-востока Алтая, где они обрамляют остатки поверхности выравнивания. В пределах широких днищ этих долин происходило накопление продуктов химического выветривания с образованием коры выветривания, с которой начинается разрез новейших отложений рассматриваемой территории.

Синхронно с процессом образования долин происходило заложение основных межгорных впадин. Судя по строению накопленных в межгорных впадинах толщ (см. гл. 4), прогибание впадин юго-востока Алтая, так же как Джунгарии и Западной Монголии, продолжалось с позднего олигоцена до конца миоцена (местами плиоцена) и компенсировалось накоплением толщ озерных осадков. Усиление врезания произошло в результате быстрого роста горных сооружений в конце неогена–начале четвертичного периода. В это время во впадинах Алтая прекратилась озерная седиментация и стали преобладать аллювиально-пролювиальные процессы. Врезающиеся долины имели выраженный V-образный характер. Крутизна их склонов составляет 28–30°. Этот этап врезания был следствием блоковых движений, о чем свидетельствует формирование тектоногенных уступов, возникших в это же время в результате дифференцированных движений блоков по разломам, разнесшим на разные гипсометрические отметки фрагменты поверхности выравнивания и сопряженные с ними склоны пологих равнин первого этапа врезания.

В результате блоковых движений возникли все основные элементы современного рельефа территории. В поднятие были также вовлечены краевые части отложений межгорных впадин. Они при этом интенсивно дислоцировались, а затем срезались денудацией, образовав наклонные предгорные равни-

ны с уклоном 4–5°. Молодые V-образные долины получили широкое развитие на большей части юго-востока Алтая, за исключением участков, испытавших относительно слабое воздымание, где сохранились в малоизмененном виде пологосклоновые долины первого этапа врезания.

Крупным событием в истории развития рельефа юго-востока Алтая стали четвертичные оледенения, проявившиеся почти на всей территории. Характер оледенения в решающей степени определялся геоморфологическим фактором. В высоких горных хребтах и массивах, образовавшихся на месте приподнятых неотектонических блоков, развилось мощное горно-долинное оледенение, сопровождавшееся образованием глубоких V-образных долин. Горно-долинные ледники из-за больших продольных уклонов активно двигались по долинам, и хотя почти их не углубили, но придали им волнистый продольный профиль и расширили их. При этом объем вынесенного материала соизмерим с объемом выноса за обе предшествующие стадии врезания.

В пределах плоскогорий с пологими долинами первого этапа врезания сформировались полупокровные ледники, которые послужили, скорее, фактором консервации. При их таянии образовались лишь небольшие врезы в днища этих долин. Судя по распределению ледниковых отложений (см. гл. 4), ледники последнего оледенения полностью занимали высокогорные впадины (типа Сорлукульской, Тархатинской и Бертекской) и заканчивались на периферии впадин с более низкими гипсометрическими положениями днищ (типа Курайской и Чуйской). Покровные ледники также занимали значительные площади в северо-восточной части Алтая. В ходе сокращения последнего оледенения в межгорных впадинах сформировались обширные флювиогляциальные шлейфы, образующие наряду с моренными комплексами аккумулятивную часть их поверхности.

Как положительные, так и отрицательные формы макрорельефа рассматриваемой территории связаны с неотектоническими блоками разной конфигурации и вертикальной составляющей перемещения. Вероятно, все неотектонические блоки испытали воздымание на новейшем этапе. Даже реликты поверхности выравнивания в центральных частях межгорных впадин, погребенные под мощной толщей кайнозойских отложений, нередко находятся ныне на абсолютных высотах 500–700 м над уровнем моря. В пределах наиболее отставших в поднятии блоков сформировались межгорные впадины, на месте незначительно приподнятых над ними крупных изометричных блоков образовались плоскогорья, узкие протяженные возвышенные блоки послужили основой для образования горных хребтов, а небольшие возвышенные изометричные блоки дали начало формированию горных массивов.

7.2. Морфология и кинематика основных структурообразующих разрывных нарушений

Неэрозионный характер крупных речных долин Алтая отмечают практически все исследователи, начиная с В. А. Обручева [1915]. Склоны долин имеют слабую расчлененность, прямолинейность на большом протяжении и нали-

чие тектоногенных уступов. Для коренного ложа осадков долин характерны переуглубленные участки – «карманы», в которых в основном и выявляются бурением дочетвертичные аллювиальные образования. Все это можно объяснить только тесной связью заложения и формирования современных долин и зон кайнозойских разломов на всем протяжении истории их развития.

Большинство современных межгорных впадин имеют рамповый и полурамповый характер. С одной или с двух сторон на эти впадины по разломам надвигаются хребты. Такое строение характерно для Джулукульско-Сайгонышской, Чуйско-Курайской и Бертекско-Нарымской систем впадин. Надвиг Курайского хребта на Чуйскую и Курайскую впадины обнаружен еще в 30-е годы [Аксарин, 1938; Мухин, Кузнецов, 1939], а позднее изучался многими исследователями [Щукина, 1960; Лунгерсгаузен, Раковец, 1961б; Девяткин, 1962]. Наиболее полно его исследовал П. М. Бондаренко [Бондаренко и др., 1968б; Бондаренко, 1969, 1976].

Однако Курайская система надвигов не является для Алтая уникальной. Ее известность объясняется доступностью и вскрытием при проходке штолен в ходе разработки Акташского ртутного месторождения, расположенного в зоне разлома. Подобные структуры описаны для тектоногенных границ южных склонов Шапшальского и Теректинского хребтов [Шмидт, 1963], разломных ограничений северных склонов Ивановского, Коргонского, Тигирецкого и Нарымского хребтов [Киров, 1956; Чумаков, 1963]. В.П. Нехорошев [1966] рассматривал надвиги как характерную особенность блоковых перемещений в основную фазу кайнозойского орогенеза Алтая.

Современные представления о характере, параметрах и структурном рисунке внутриконтинентальных сдвиговых нарушений

А. В. Пейве [1945] введено понятие о глубинных разломах, характеризующихся большими размерами (длина – сотни и тысячи, ширина и глубина – десятки и сотни километров). Эти планетарные структуры имеют длительную историю существования, контролируют магматизм, рудообразование и осадконакопление [Пейве, 1956, 1960; Суворов, 1973, 1986; Хаин, 1973; и др.]. Подлинная роль этих структур стала ясна только в ходе разработки концепции плитной тектоники, которая базируется на представлениях о существовании в литосфере стабильных участков, от гигантских (плит) до сравнительно небольших (террейнов) [Ле Пишон и др., 1977; Кокс, Харт, 1989; Зоненшайн и др., 1990], разделенных мобильными поясами (зонами разломов) планетарного масштаба.

Внутриконтинентальные мобильные пояса развиты на границах плит и микроплит, сомкнувшихся при поглощении океанической коры в палеозое. К этому разряду относится и территория Алтая. Размеры таких зон составляют сотни–первые тысячи километров в длину, десятки и первые сотни километров в ширину, десятки, редко сотни километров в глубину. По результатам моделирования считается, что длина мобильных поясов в 3 раза и более

больше их глубины, а ширина в 1,5–2 раза больше их глубины [Шерман и др., 1983]. Подобные соотношения получены Р. М. Лобацкой [1987]. Средняя ширина и длина Алтая как зоны дробления укладываются в эти пропорции.

В последние десятилетия в связи с развитием тектоники плит заметно активизировались исследования разрывных нарушений. По современным представлениям разломы – это объемные тела с аномально высокой степенью раздробленности и дислоцированности пород по сравнению с окружающими относительно ненарушенными блоками. Одним из первых сложность строения разломных зон отметил А. В. Пейве [1945, 1956, 1960]. Разломные зоны являются объемными объектами и имеют определенную длину, глубину и ширину. Относительно глубины и ширины разломных зон у исследователей сложились разные точки зрения. Традиционно за ширину разлома принимается ширина зоны интенсивного дробления и динамометаморфических преобразований пород, которая у крупных разломов может достигать 10 км [Otsuki, 1978].

Представители нового поколения исследователей шириной разлома считают ширину всей области динамического влияния, в пределах которой выделяют область активного динамического влияния [Шерман, 1977; Шерман и др., 1983; Лобацкая, 1987]. Предлагается включать в разломную зону помимо главного разрыва, областей дробления и милонитизации также целики нераздробленных пород, сохранившиеся между разрывами (тектонические клинья) [Тектонические разрывы..., 1982]. Исходя из этих представлений, всю территорию Алтая можно рассматривать как зону одного глобального разлома, разделяющего крупные тектонические плиты, в пределах которой наблюдаются блоки, разделенные разрывными нарушениями меньшего порядка. В пределах любой крупной зоны разлома наблюдаются магистральный, подчиненные и оперяющие разрывы, участки трещиноватости, тектонические клинья. В зависимости от характера ориентации в пространстве оси напряжения возможны три основные кинематические разновидности разломов: сбросы и раздвиги, взбросы и надвиги, сдвиги [Структурная геология..., 1991]. Две последние развиваются в ситуации горизонтального сжатия, а первая – в условиях растяжения, поэтому преобладание среди кайнозойских разрывных структур Алтая взбросов и сдвигов со всей очевидностью свидетельствует о ситуации общего сжатия региона.

Поскольку в ходе сжатия неизбежно возникают зоны растяжения, в пределах Алтая в подчиненном количестве развиты сбросы и раздвиги. Значительную роль они играют только в северо-восточной части территории, где оперяют поворачивающиеся к западу основные сдвиговые структуры. Зоны разломов разных кинематических типов обладают характерными рисунками составляющих их разрывных нарушений в плане и разрезе [Муди, Хилл, 1960; Пейве, 1960; Лукьянов, 1965; Штрейс и др., 1980; Lowell, 1985]. Главными индикаторами режима растяжения являются системы рифтогенных структур [Зоненшайн и др., 1981; Jackson, White, 1989]. В пределах Алтая они находятся, как правило, в зачаточном состоянии. Единственный хорошо проявленный морфологически грабен растяжения (раздвиг) – впадина Телецкого озера.

Парагенезисы структур режима сжатия широко известны в складчатых областях по периферии платформ. Наиболее хорошо изучены структуры, развитые на месте инверсированных бассейнов седиментации, примерами которых могут служить Альпы и Скалистые горы [Руттен, 1972; Lowell, 1985]. В горных сооружениях этого типа выделяют корневую, внутреннюю, чешуйчато-надвиговую и складчато-надвиговую зоны. Фиксируются развитие шарьяжей и сокращение земной коры по оси сжатия на сотни километров [Lowell, 1985].

Значительно хуже изучены структуры, возникающие на фоне сжатия в областях, испытавших сильное региональное сжатие после продолжительного континентального периода развития. Наличие в их пределах относительно мощной и прочной коры континентального типа не позволяет широко развиваться складкам и шарьяжам. Основными структурами таких областей являются сдвиги и взбросы. Первые широко развиты в самых разных геологических обстановках и, вероятно, являются самыми распространенными на Земле структурами [Бениофф, 1966]; их анализу посвящено множество работ [Муди, Хилл, 1960; Буртман и др., 1963; Лукьянов, 1965; Wilcox et al., 1973; Harding, 1974; Стоянов, 1977; Sylvester, 1988; и др.] (рис. 43).

В парагенезис сдвигов входит целый ряд структур. Вначале развиваются синтетические и антитетические сколы. Первые ориентированы под острыми (15–30°) углами к поверхности магистрального разрыва и направлены навстречу движениям блоков, они имеют то же направление сдвига, что и магистральный разрыв. Вторые перпендикулярны магистральному разрыву и имеют знак, противоположный главному смещению. В парагенез сдвиговых структур входят складки волочения, косо ориентированные к плоскости магистрального разрыва и вытянутые по ходу движения блоков. В этих же зонах присутствуют трещины отрыва, перпендикулярные складкам волочения. На поздних этапах развития сдвигов возможны продольные и обратные косые синтетические сколы [Стоянов, 1977; Sylvester, 1988].

Все отмеченные дислокации располагаются кулисообразно относительно поверхности магистрального разрыва. На его изгибах возникают миндалевидные в плане сгущения оперяющих структур с преобладанием обстановок сжатия (транспрессионные изгибы) или растяжения (транстенсионные изгибы). В зонах последних иногда формируются особые формы грабенов (сдвиго-раздвиги [Хаин, Соколов, 1993], ромбочазмы [Оллиер, 1984], пулл-апарт впадины [Sylvester, 1988]). Присутствие таких структур в пределах Алтая пока не доказано, но, возможно, некоторые из небольших вытянутых вдоль магистральных разрывов впадин центральной части Монгольского Алтая и северной части Русского Алтая имеют такой механизм образования.

Особенностью сдвиговых структур Алтая является то, что транспрессионные структуры образуются не только в зонах изгибов магистральных разрывов, но и на значительном протяжении вдоль основных структур. При этом формируются симметрично или асимметрично выдавливающиеся по обе стороны от основного разлома тектонические пластины с выполаживанием в верхней части оперяющих разрывов. Такие структуры в англоязычной лите-

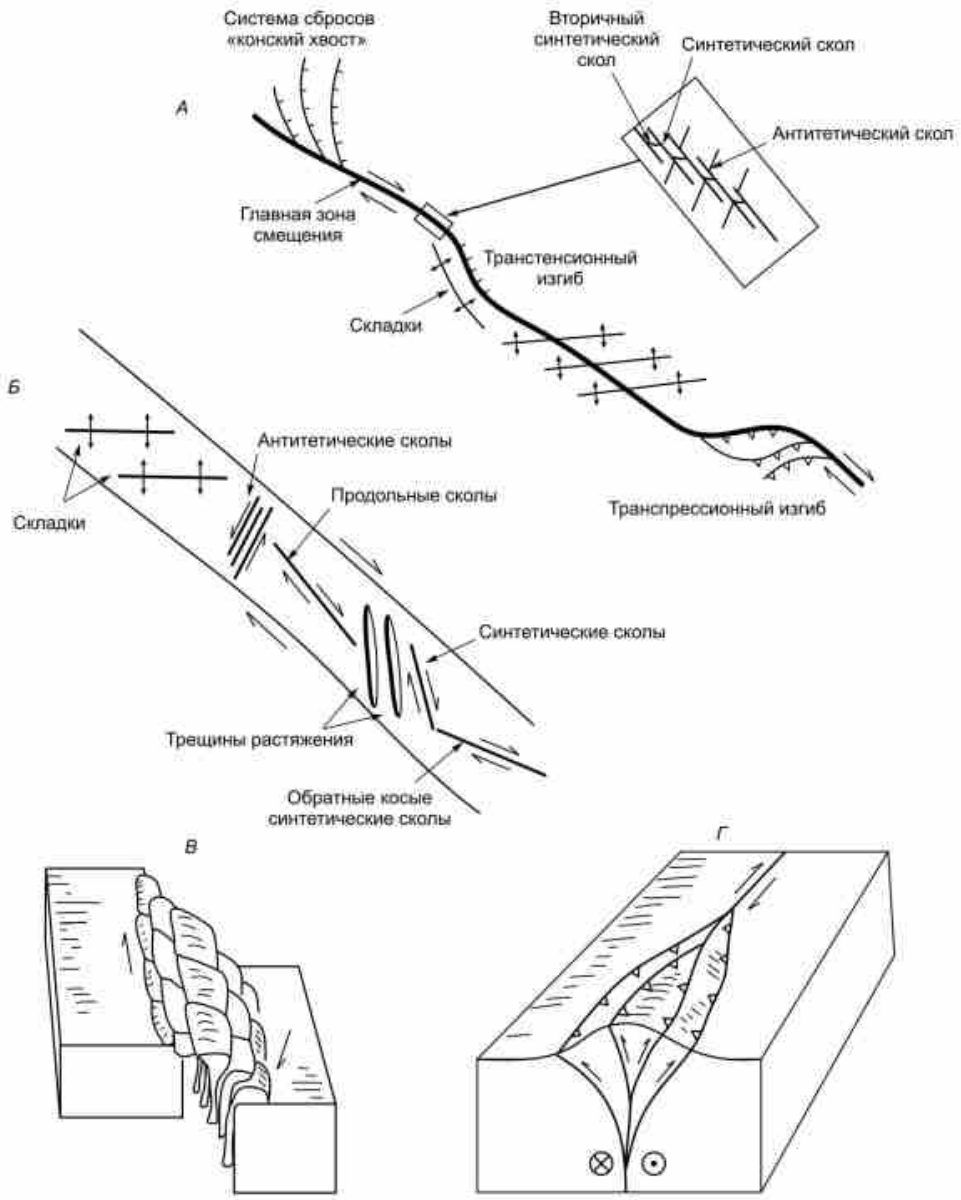


Рис. 43. Пространственные парагенезы сдвиговых зон.

А — по [Silvester, 1988]; *Б* — по [Стоянов, 1977]; *В* — по [Lovell, 1972], palm tree structure; *Г* — по [Cunningham et al., 1996] flower structure.

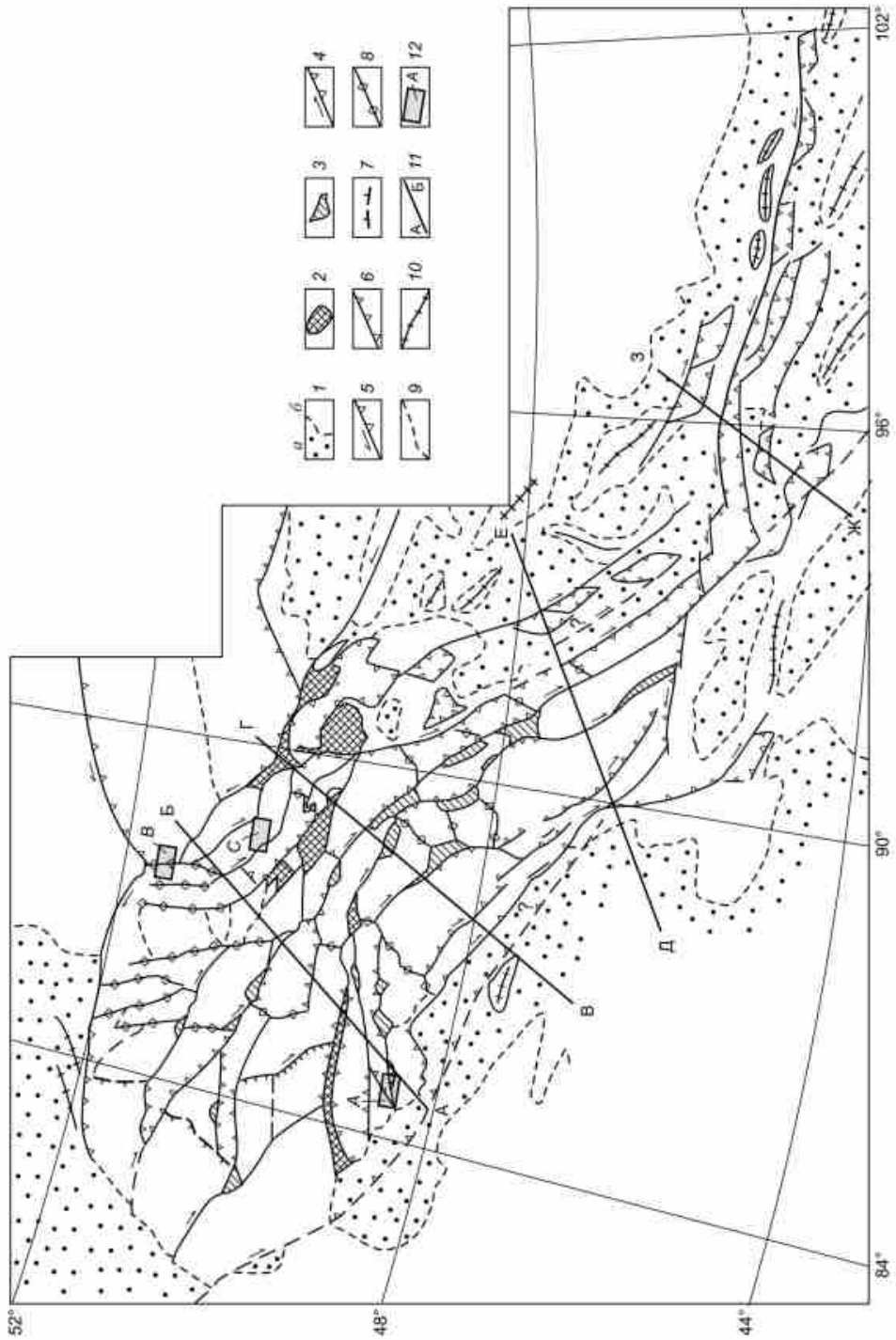
ратуре называются palm tree structure [Sylvester, 1988] или flower structure [Cunningham et al., 1996a]. Ближайшим по смыслу отечественным термином является «клин выпирания» [Флоренсов, 1965], но он выделен на материале Забайкалья, соответствует структурам умеренного сжатия на фоне общего растяжения и не является синонимом этих терминов.

Употребляемый нами иногда термин «чешуйчатый клин выпирания» нельзя признать удачным, но он более точно соответствует по смыслу исходным терминам. Для отдельных сдвигов характерны прямолинейность и субвертикальность поверхности магистрального разрыва и сужение зоны разлома с глубиной. В зависимости от времени существования увеличиваются количество и размеры оперяющих структур [Harding, Lowell, 1979]. В районах, подобных Алтаю, с линейным строением, сильным поперечным сжатием и сокращением земной коры плоскости магистральных сдвиговых зон в поперечном разрезе веерообразно расходятся.

Фиксируемая геоморфологическими и геологическими методами система активных разломов Алтая имеет плановый рисунок, отчетливо свидетельствующий о сдвиговом характере дислокаций (рис. 44). Это не позволяет согласиться с мнением Г. Ф. Уфимцева, который, анализируя морфологию рельефа Монгольского Алтая, пришел к выводу, что в его пределах происходит простое сокращение литосферы по оси сжатия, без горизонтального смещения блоков [Уфимцев, 1995]. В пределах Русского и Монгольского Алтая основу структуры составляют четыре субпараллельные магистральные сдвиговые зоны с правосторонним характером смещения, прослеживающиеся практически на всем протяжении горной системы. На многих участках разломов фиксируется отчетливая взбросовая составляющая.

Гобийский Алтай представляет собой более простую зону дислокаций, связанную с левосдвиговыми перемещениями по Богдинскому разлому. В пределах Русского Алтая происходит расщепление основных сдвиговых зон, имеющих общее северо-западное простирание. Оперяющие разломы северного простирания носят характер сбросов и раздвигов, а западного и юго-западного простирания – преимущественно взбросами. Таким образом, здесь наблюдается достаточно редкий случай, когда реализуются обе из возможных двух структур окончания сдвиговых зон. Участки земной коры, заключенные между двумя соседним зонами правостороннего смещения, разбиты антитетическими и вторичными синтетическими сколами на ромбовидные блоки, создающие тектоническую основу основных орографических единиц территории.

Новейшая тектоническая структура Русского Алтая характеризуется сложным сочетанием областей сжатия, сдвига и растяжения. Наряду с преобладающими структурами, относящимися к сдвиго-взбросам в его пределах, можно наблюдать практически чистые взбросовые, сдвиговые и раздвиговые структурные ансамбли. Разностороннее изучение этих структур представляется нам важным, поскольку в их пределах соотношение новейшей тектонической структуры, геологического строения палеозойского основания и современного рельефа земной поверхности определяется однозначно и выявленные при этом закономерности помогают разобраться в сложных промежуточных вариантах.


52°
48°
44°
84°
90°
96°
102°
А
Б
В
Г
Д
Е
Ж
З
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

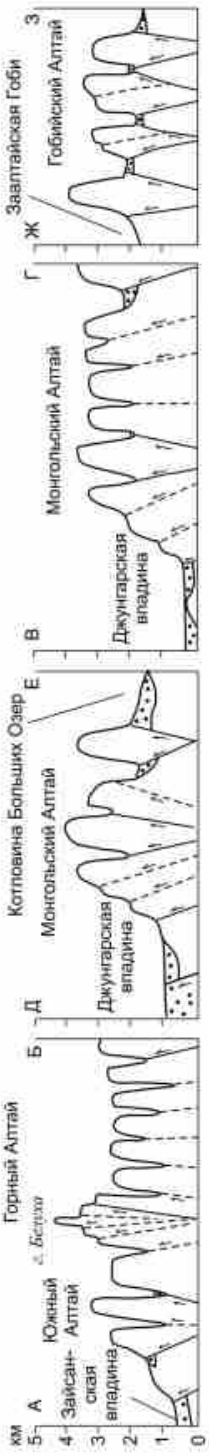


Рис. 44. Схема новейшей тектоники Алтая.

1 — области седиментации кайнозойских отложений в понижениях блоков обрамления (*а*) и области выходов на поверхность докайнозойского основания (*б*); *2*, *3* — впадины мобильной зоны: *2* — позднеплиоценового заложения, *3* — позднеплиоценового заложения; *4–9* — разрывные нарушения мобильной зоны: *4* — правые сдвиги и взбросо-сдвиги, *5* — левые сдвиги и взбросо-сдвиги, *6* — взбросы и надвиги, *7* — сбросы, *8* — раздвиги, *9* — нарушения неясной кинематики; *10* — новейшие антиклинальные структуры; *11* — разрезы; *12* — участки, показанные на рис. 45–47.

Район Курчумского хребта как пример области развития транспрессионных изгибов на окончании сдвиговой зоны. Курчумский хребет (рис. 45) расположен в примыкающей к Зайсанской впадине части Алтая, которая часто в литературе называется Южным Алтаем. В геологическом строении его докайнозойского основания в равной степени участвуют позднепалеозойские осадочные, метаморфические и интрузивные породы. Осадочные породы представлены песчаниками, сланцами и алевролитами пугачевской и кыставкурчумской свит. Судя по фауне в редких прослоях известняков, осадконакопление происходило в мелководно-морских условиях. Осадки собраны в узкие изоклинальные складки северо-западного простирания с углами падения крыльев от 50 до 90°.

Метаморфические образования района относятся к амфиболитовой фации метаморфизма и отделены от области развития осадочных отложений зоной крупного разлома северо-западного простирания. Маркирующие прослои амфиболитов в метаморфических породах также имеют северо-западное простирание. Интрузивные образования представлены крупными телами и мелкими дайками гранитоидного состава. Последние – преимущественно северо-западного простирания. Относительно немногочисленные докайнозойские разрывные нарушения имеют западное и северо-западное простирание.

Кайнозойские осадки района развиты незначительно. Они сосредоточены в рамповой Май-Копчегайской впадине, расположенной у юго-восточной границы Курчумского новейшего горста, имеющего взбросовые

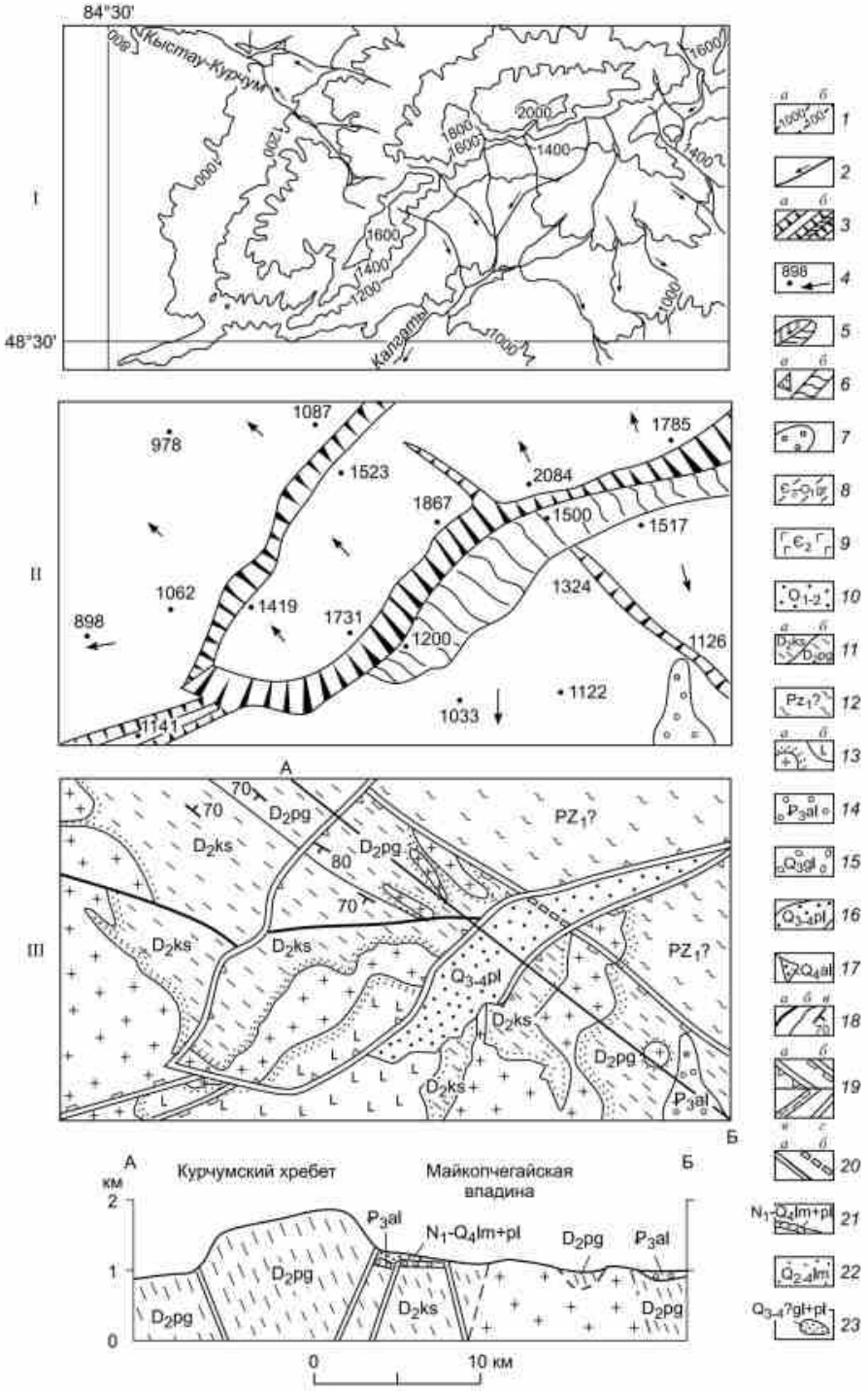

84°30'
48°30'
I
II
III
Кыстау-Курчум
Капаонты
1800
2000
1600
1400
1200
1000
978
1087
1523
1785
2084
1867
1500
1517
1062
1419
1731
1324
898
1200
1126
1122
1033
1141
A
Б
70
80
D2pg
D2ks
PZ1?
Q3-4pl
P3al
Курчумский хребет
Майкопчегайская впадина
км
2
1
0
N1-Q4lm+pl
0
10 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

Рис. 45. Схема территории Горного Алтая с режимом сжатия (I — топографическая, II — геоморфологическая, III — геологическая, IV — разрезы).

Здесь и далее на рис.46 и 47:

1 — изогипсы дневной поверхности (*а*) и дна водоемов (*б*); *2* — реки; *3* — тектоногенные уступы (*а*) и ложбины (*б*); *4* — фрагменты доорогенного рельефа с гипсометрическими отметками и направлениями наклона; *5* — эрозионные долины; *6* — аккумулятивные конусы (*а*) и шлейфы (*б*); *7* — аккумулятивные равнины; *8* — песчаники и алевролиты горно-алтайской серии кембро-ордовика; *9* — среднекембрийские туфы и лавы основного состава; *10* — раннесреднеордовикские песчаники и алевролиты; *11* — песчаники и алевролиты кыставкурчумской (*а*) и пугачевской (*б*) свит среднего девона; *12* — раннепалеозойские(?) породы метаморфизованные до амфиболитовой фации; *13* — граниты (*а*) и гранит-порфиры (*б*); *14* — олигоценовые галечники; *15* — позднеплейстоценовые моренные отложения; *16* — плейстоцен-голоценовые пролювиальные отложения; *17* — голоценовый аллювий; *18* — разломы (*а*), стратиграфические границы (*б*), элементы залегания (*в*); *19* — неотектонические разрывные нарушения (*а* — взбросы, *б* — сбросы, *в* — раздвиги, *г* — сдвиги); *21* — неоген-четвертичные пески, глины и галечники Майкопчегайской впадины; *22* — среднеплейстоцен(?)-голоценовые илы впадины Телецкого озера; *23* — позднеплейстоцен-голоценовые ледниково-пролювиальные отложения «террасы» Беле.

границы. Основание разреза впадины образовано верхнеолигоценовыми аллювиальными галечниками, а верхняя часть – неоген-четвертичными озерными и пролювиальными отложениями. Отложения, аналогичные основанию разреза впадины, развиты также в отдельных понижениях рельефа.

Рельеф рассматриваемой территории достаточно прост. Его основу составляет выработанная в породах палеозойского основания в мел-палеогеновое время поверхность выравнивания. Практически неизмененная, лишь слегка наклоненная в разных направлениях, она образует базисное плато с высотами 900–1300 м и вершинные плато новейших поднятий с отметками 1500–2000 м. Тектоногенные уступы, связанные с вертикальными перемещениями по новейшим разломам, имеют два направления простирания. Небольшие уступы северо-западного простирания образовались в результате обновления древнего тектонического шва, ограничивающего область развития метаморфических образований. Наиболее значительные уступы, имеющие высоту более 500 м, связаны с новейшими нарушениями северо-восточного простирания, ограничивающими Курчумский новейший горст.

Эта структура развивается по типу клина выпирания с падением плоскостей сместителей новейших разломов под поднятие. Уступы, возникшие в результате движения по новейшим разломам, представляют собой яркую орографическую характеристику территории, остается только удивляться, каким образом эти разломы не были выявлены при среднемасштабном геологическом картировании и при составлении более поздних карт [Гелогическая карта..., 1976, 1980]. Рассмотренная новейшая структура интересна тем, что, являясь взбросовым окончанием протягивающейся из Монгольского Алтая сдвиговой зоны, связанной с общим простиранием палеозойских структур, она по отношению к ним полностью несогласна и пересекает их практически под прямым углом. На фоне горизонтального сжатия наряду с клиньями выпирания развиваются и рамповые впадины, формирующиеся вдоль взбросовых границ.

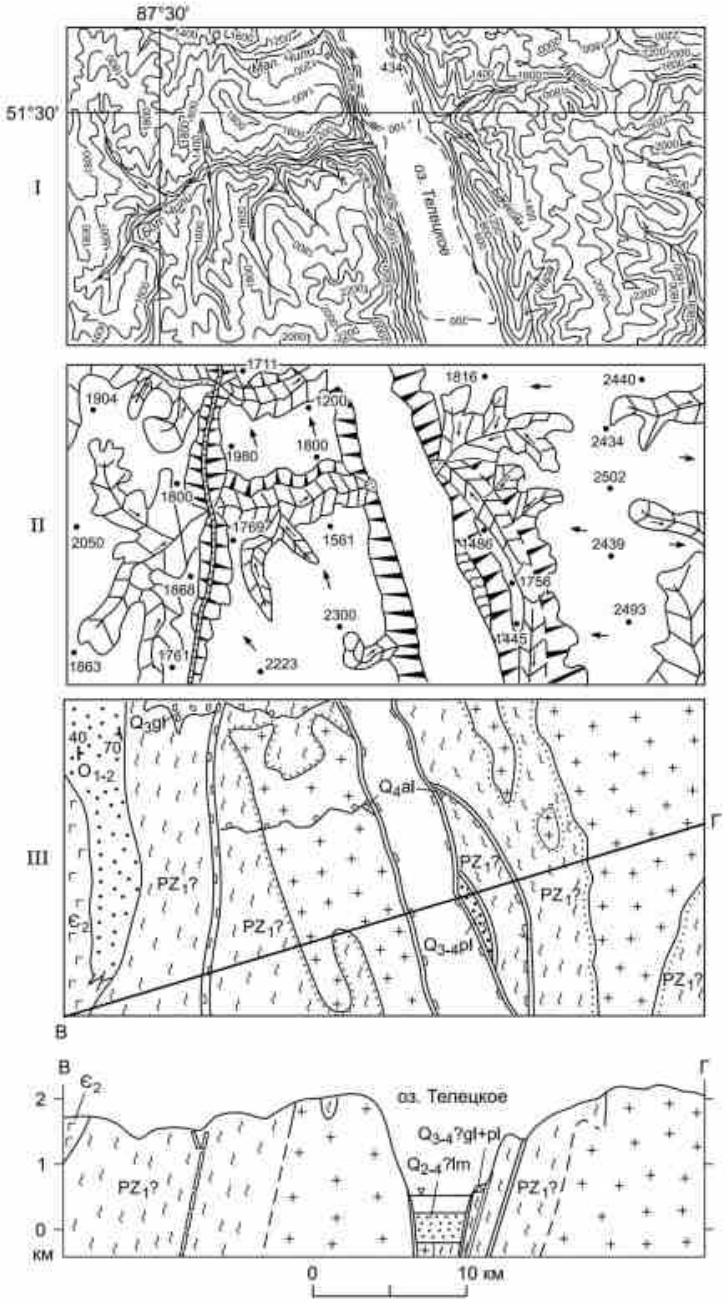


Рис. 46. Схема территории Горного Алтая с режимом растяжения.

Усл. обозн. см. на рис. 45.

Район Телецкого озера как пример области, находящейся в режиме растяжения. Телецкое озеро расположено на крайнем северо-востоке Алтая (рис. 46). Его впадина – часть тектонической границы мобильной зоны Алтая с Тувинским блоком и Западно-Саянской мобильной зоной. Характер новейших движений по этой границе изменяется по простиранию. Если у подножия Шапшальского хребта движения имеют правосдвиговый характер с вертикальной амплитудой более 1500 м [Дергунов, 1972], то севернее, в Сайгонышской впадине, вертикальное смещение не превышает 150 м [Девяткин, 1965], а в районе Телецкого озера фиксируется уже режим чистого растяжения, при котором формируется новейший грабен и вертикальные подвижки наблюдаются только на границах грабена в отседающих блоках [Неотектоника..., 1988].

Рассматриваемый район средней части впадины Телецкого озера сложен метаморфизованными до амфиболитовой фации палеозойскими породами, интрузиями гранитоидов и небольшими грабенами, выполненными раннепалеозойскими эффузивно-осадочными породами. Все структуры палеозойского основания, включая массивы гранитоидов, вытянуты в субмеридиональном направлении, и простирание новейшего грабена Телецкого озера можно считать отчасти связанным со структурой основания. Новейшие отложения имеют крайне ограниченное распространение и представлены маломощными моренными осадками.

В геоморфологическом отношении рассматриваемый район представляет собой разбитое на крупные блоки плато, вершинную поверхность отдельных блоков которого образуют уплощенные реликты доорогенного рельефа, часто довольно сильно наклоненные. Эрозионные долины по большей части достаточно неглубоко врезаны. Исключение составляют интенсивно врезающиеся участки долин, примыкающие к новейшей впадине, глубина которых превышает 1000 м. Небольшая протяженность глубоковрезанных участков долин, быстро сменяющихся вверх по течению пологосклонными мелкими долинами, а также малые размеры подводных конусов выноса в их устьях и быстрое выклинивание в северном направлении толщи озерных осадков [Селезнев и др., 1995] однозначно свидетельствуют о крайней молодости впадины Телецкого озера. Вероятно, еще в среднем плейстоцене на ее месте располагалась обычная для северной части Алтая эрозионная долина, выработанная в зоне зачаточного раздвига.

Район Улаганского плоскогорья как пример области преобладания сдвиговых перемещений. Улаганское плоскогорье находится на юге Северо-Восточного Алтая (рис. 47). Рассматриваемая территория расположена в междуречье Башкауса и Чулышмана. В геологическом отношении она достаточно однообразна, сложена преимущественно песчаниками и алевролитами горноалтайской серии. Эти отложения собраны в изоклинальные складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев 60–85°. Отмечаются также небольшие блоки пород амфиболитовой фации метаморфизма и мелкие гранитоидные тела. В средней части территории расположен узкий грабен северо-восточного простирания, выполненный девонскими красноцвет-

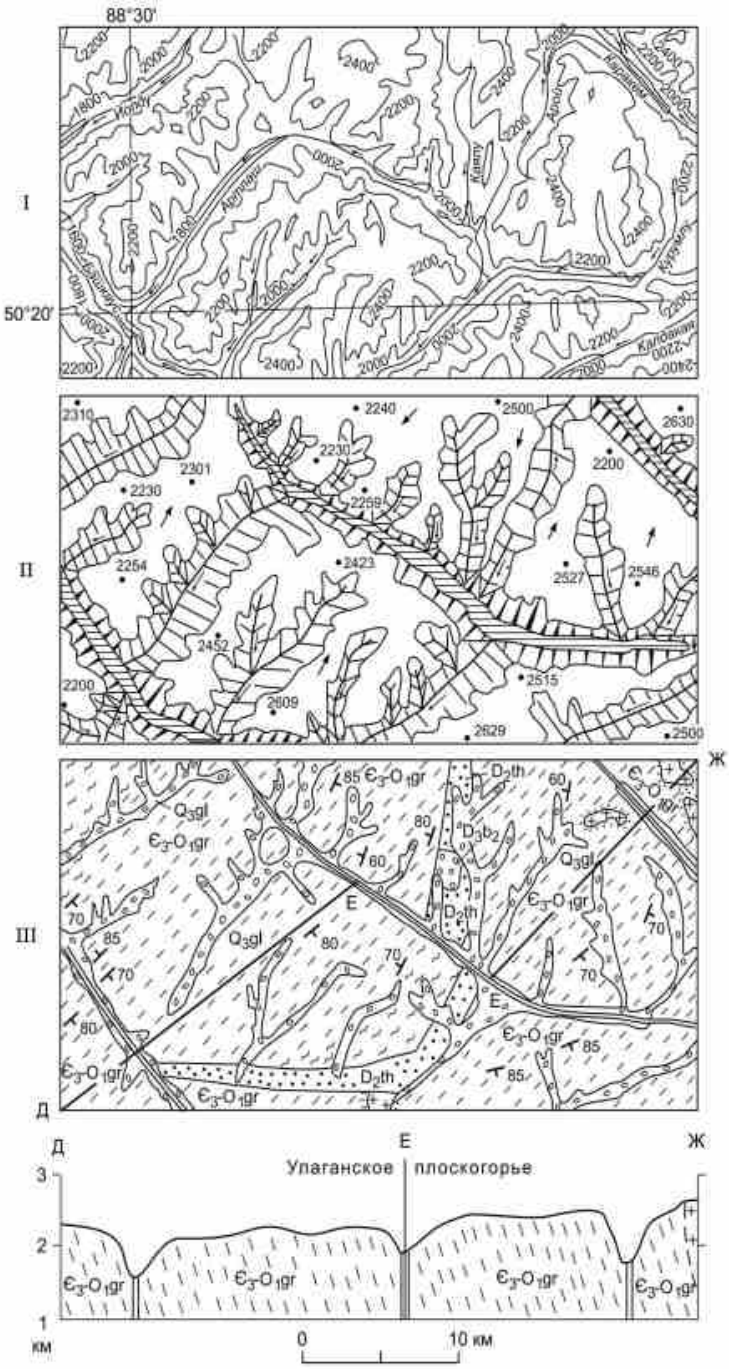


Рис. 47. Схема территории Горного Алтая с режимом сдвига.

Усл. обозн. см. на рис. 45.

ными терригенными породами ташантинской и бар-бургазинской свит девона. Более молодые геологические образования практически полностью отсутствуют, за исключением маломощных позднечетвертичных моренных отложений, локализованных в придонных частях речных долин.

Рельеф территории образован при эрозионном расчленении поверхности выравнивания, которая сохранилась в виде обширных участков вершинной поверхности плато. Высота водораздельного плато плавно колеблется от 2200 до 2600 м. Долины преимущественно прямолинейные, ориентированные в северо-западном или северо-восточном направлениях. Первые обычно углублены на 800–1000 м и имеют ящикообразный поперечный профиль. Вторые – меньшей глубины (обычно 300–500 м) с V-образным поперечным профилем. Территория неоднократно испытывала покровное или полупокровное оледенение и местами долины приобрели форму трогов.

Долины разделяют рассматриваемый участок Улаганского плоскогорья на ромбовидные блоки, слабо наклоненные, судя по уклонам вершинной поверхности. Отчетливая приуроченность эрозионных долин к одному из двух направлений и резкие перегибы долин при переходе от одного направления к другому свидетельствуют об их приуроченности к зонам разломов. Ромбовидная форма блоков и отсутствие вертикальных перемещений по разломам свидетельствуют о преобладании горизонтальных перемещений. Долины северо-западного простирания отличаются большой протяженностью, в то время как участки северо-восточного простирания образуют отдельные перемычки между ними. Особенно интересно долинообразное понижение северо-западного простирания, расположенное в осевой части Улаганского плоскогорья. Оно используется рядом притоков Башкауса, которые меняют простирание в его пределах с северо-восточного на северо-западное, покидая его вновь на северо-восточное.

Учитывая вышеперечисленное, а также то, что структуры северо-восточного простирания надстраивают с севера магистральные правосдвиговые нарушения Монгольского Алтая, можно утверждать что эрозионные долины этого простирания выработаны в зонах правых сдвигов. Долины северо-восточного простирания, скорее всего, связаны с сопряженными с ними зонами растяжения. Для наиболее крупных долин типа Башкауса и Каракема амплитуды горизонтальных перемещений установить сложно. Значительно проще устанавливаются амплитуды перемещений по второстепенным сдвигам, смещающим правые притоки Башкауса (рис. 48). Предполагается, что первоначально между главными сдвиговыми зонами, по которым формировались водотоки первого порядка, по зонам растяжения сформировались их притоки, смещенные впоследствии второстепенными сдвигами того же простирания и знака, что и основные сдвиговые нарушения. Амплитуды горизонтального смещения водотоков по рассматриваемой сдвиговой зоне составляют около 9 км, следовательно, по основным сдвигам они должны быть несколько больше. Исследования, проводившиеся по сопредельным районам Монгольского Алтая, позволяют оценить их в первые десятки километров [Jian-bang Shi et al., 1984; Неотектоника..., 1988; и др.].

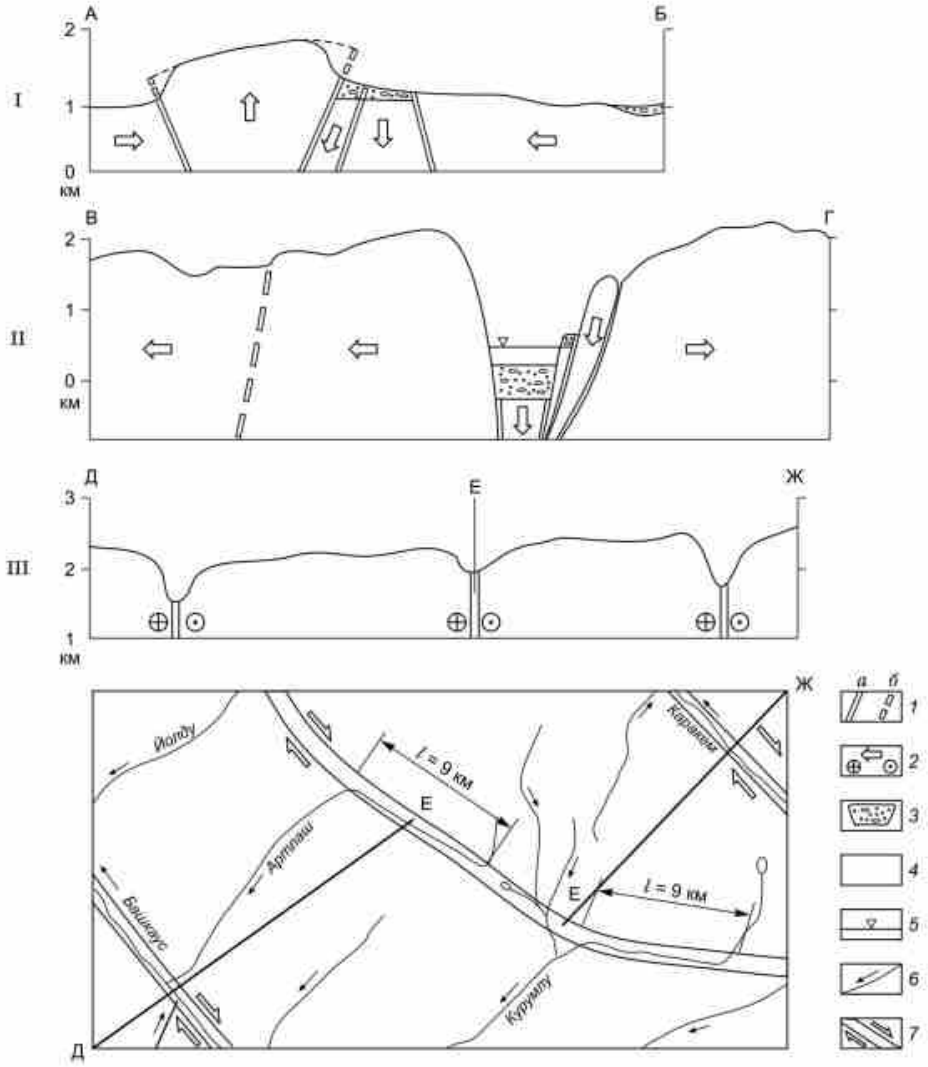


Рис. 48. Схемы относительного перемещения блоков в зонах сжатия (I), сдвига (II) и растяжения (III).

1 — новейшие разломы (*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые), *2* — направления движения блоков; *3* — кайнозойские отложения неотектонических впадин; *4* — образования докайнозойского основания; *5* — водная поверхность озерных бассейнов во впадинах; *6* — элементы гидросети; *7* — сдвиговые зоны.

Следует отметить, что рассмотренная второстепенная зона сдвига явно наследует докайнозойскую структуру того же простирания. Судя по смещению пересекаемого ею грабена, выполненного девонскими отложениями, смещение по ней носило левосторонний характер. Можно предположить, что формирование этой структуры относится к юрскому этапу тектонической активизации. На наш взгляд, видимое несоответствие направления смещения по разрывной зоне геоморфологических и геологических элементов объясняется тем, что современные правосторонние перемещения происходят по древней (юрской?) зоне левостороннего сдвига, постепенно, но еще не до конца компенсируя ранее произошедшее смещение девонского грабена. Этот пример показывает, что к определению характера современных перемещений по характеру смещения ими структур палеозойского основания следует относиться с большой осторожностью и всегда проверять полученные выводы геоморфологическими методами.

Морфотектоника зон сочленения (на примере Чуйской впадины и Курайского хребта)

В ходе полевых работ 1995 г. по проекту INTAS 93–134 «Continental Rift Tectonics and Evolution of Sedimentary Basins», в которых автор принимал участие, детально изучены состав, строение и структурное положение кайнозойских осадков, а также тектонические нарушения на северной границе Чуйской впадины. Полученные данные характеризуют строение и геодинамическую эволюцию взбросового окончания сдвиговой зоны, заложившегося между двумя стабильными блоками на месте палеозойской зоны разлома. Судя по имеющимся описаниям, этот тип границ между блоками новейшей структуры характерен для всего Алтая, включая Монгольский и Гобийский [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Cunningham et al., 1996a,b, 1997; Cunningham, 1998; и др.]. Это свидетельствует о едином механизме формирования Алтайской горной области в ходе кайнозойской тектонической активизации на фоне общего сжатия территории.

Геологическое и геоморфологическое картирование ключевых участков в зонах перехода от впадины к горным сооружениям северного (Курайский хребет) и западного (Чаган-Узунский горный массив) обрамлений выявило основные черты морфотектоники. Существуют отчетливые различия в строении северной и западной границ впадины. Северная граница образована системой взбросов субширотного простирания. В рельефе Курайского хребта, отделенного от впадины пограничным взбросом, отчетливо выражена серия субпараллельных тектонических уступов, нарушенная более поздними разломами субмеридионального простирания, по которым развиты основные речные долины. Выраженные уступами кайнозойские разломы, ориентированные преимущественно параллельно осевой линии хребта, хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках и крупномасштабных космоснимках. В рельефе Курайского хребта помимо тектоногенных уступов и склонов долин сохранились уплощенные участки древнего рельефа, разнесенные на разные гипсометрические уровни.

Все эти уплощенные участки часто ошибочно относят к реликтам палеогеновой 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 свидетельствуют перекрывающие их мощные пролювиальные шлейфы. Понятно, что под пролювиальными шлейфами погребены остатки древнего доорогенного рельефа и палеоген-неогеновые осадки, но фактически рельеф этих участков представляет собой приподнятую предгорную равнину. Таким образом, для Курайского блока можно считать доказанным разрастание от центра к периферии хребта с вовлечением в поднятие предгорных равнин. Подобное строение хребтов Курчумский, Южный Алтай, Южно-Чуйский и Катунский (которое в современных англоязычных публикациях именуется flower structure) дает возможность предположить сходный механизм их формирования.

Надвиговый характер движения по разломам, ограничивающим с юга Курайский хребет, хорошо виден в обнажениях. На границе Курайского хребта давно описаны надвиги палеозойских пород на кайнозойские осадки впадины с интенсивными дислокациями последних. Сама линия фронта надвига отчетливо выявляется при обработке дистанционных материалов и при анализе рельефа земной поверхности. В настоящее время южный склон Курайского хребта представляет собой огромную лестницу, ступени которой образованы реликтами единой в прошлом поверхности выравнивания и вовлеченными в воздымание древними предгорными равнинами, а уступы между ними расположены по линиям активных в кайнозое разломов (рис. 49).

Иная картина зафиксирована в западной части впадины. Здесь впадину ограничивает Чаган-Узунский горстовый массив. На его плоской вершине раннекайнозойские отложения аналогичны осадкам нижней части кайнозойского разреза Курайской и Чуйской впадин. Это свидетельствует о том, что в раннем кайнозое плоская вершина Чаган-Узунского горста лежала на одном гипсометрическом уровне с основанием Курайско-Чуйской впадины [Девяткин, 1965]. Северной границей этой впадины с конца неогена служил разрастающийся Курайский хребет, южной – Северо-Чуйский, Южно-Чуйский хребты и Сайлюгемский свод.

Проведенные полевые работы показали высокую сходимость результатов выявления новейших структур методами геоморфологического картографирования и непосредственного полевого наблюдения. Во всех случаях, когда условия обнаженности позволяли это сделать, выявлены молодые тектонические нарушения на месте отдешифрированных тектоногенных уступов. Это касается как тектоногенных границ между отложениями кайнозоя и палеозоя, так и молодых разрывных нарушений внутри палеозойских отложений. В молодых разломных зонах в пределах палеозойских образований местами развиты зоны дробления и интенсивного приразломного преобразования пород, а также следы молодой гидротермальной деятельности в виде линз травертинов, впервые выявленные в ходе крупномасштабной геологической съемки территории в конце 80-х годов и описанные В. В. Бутвиловским [1993].

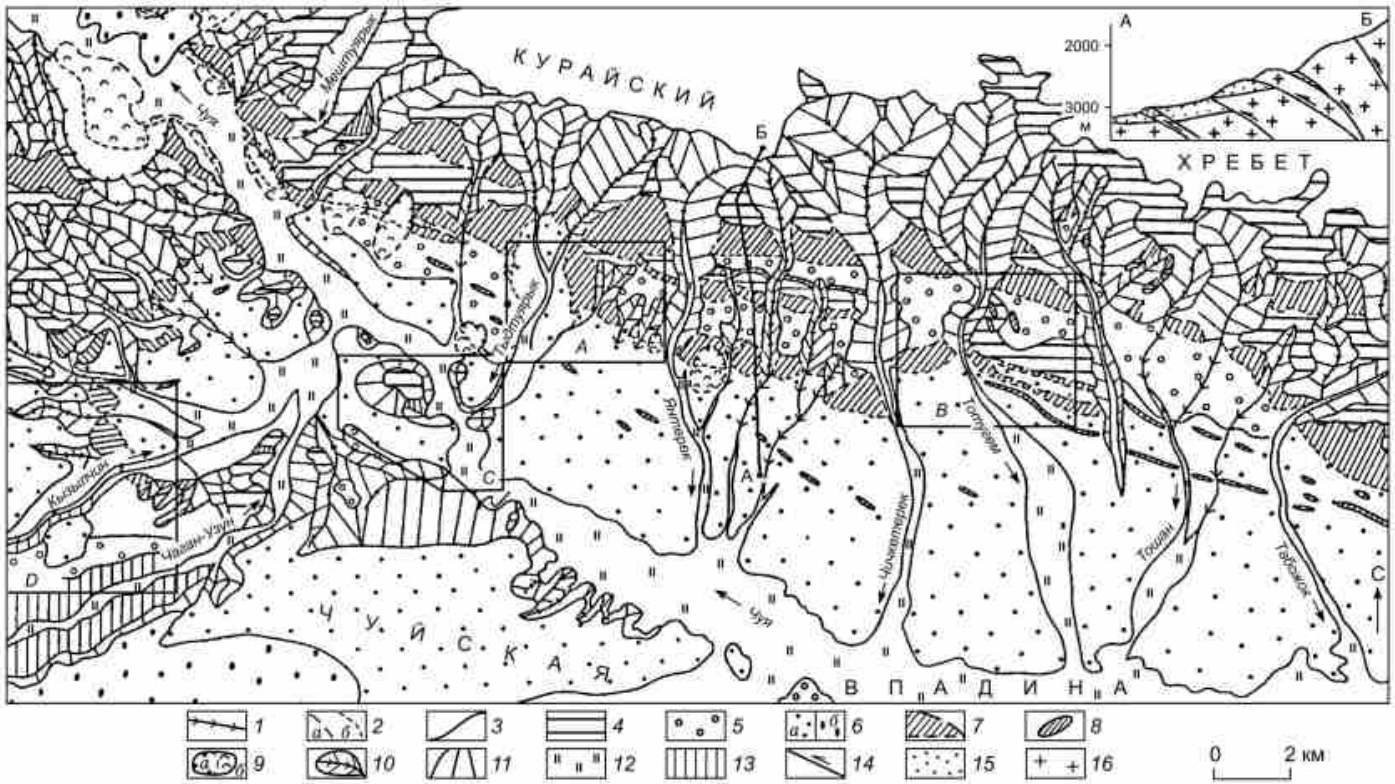


Рис. 49. Морфологическая схема южного склона Курайского хребта и северо-западной части Чуйской впадины.
1–3 — геоморфологические границы: *1* — тальвеги, *2* — бровки (*а*) и линии сочленения (*б*), *3* — бровки, гребни и линии сочленения нерасчлененные; *4–13* — элементарные геоморфологические поверхности: *4* — фрагменты пологого доорогенного рельефа, *5* — фрагменты дочетвертичных предгорных шлейфов, вовлеченные в поднятие хребта, *6* — четвертичные предгорные шлейфы, *7* — тектоногенные уступы, *8* — невыражающиеся в масштабе мелкие тектоногенные уступы, нарушающие предгорные шлейфы; *9* — стенки отрыва (*а*) и тела сейсмообвалов (*б*), *10* — эрозионные формы, *11* — денудационные склоны, *12* — современные поймы и террасы, *13* — поверхность озерной равнины; *14* — моренные поля; *15* — кайнозойские отложения нерасчлененные; *16* — палеозойские образования нерасчлененные. *A–D* — участки детального исследования (*A* — Туерык, *B* — Тотугем, *C* — Красная Горка, *D* — Кызылчин).

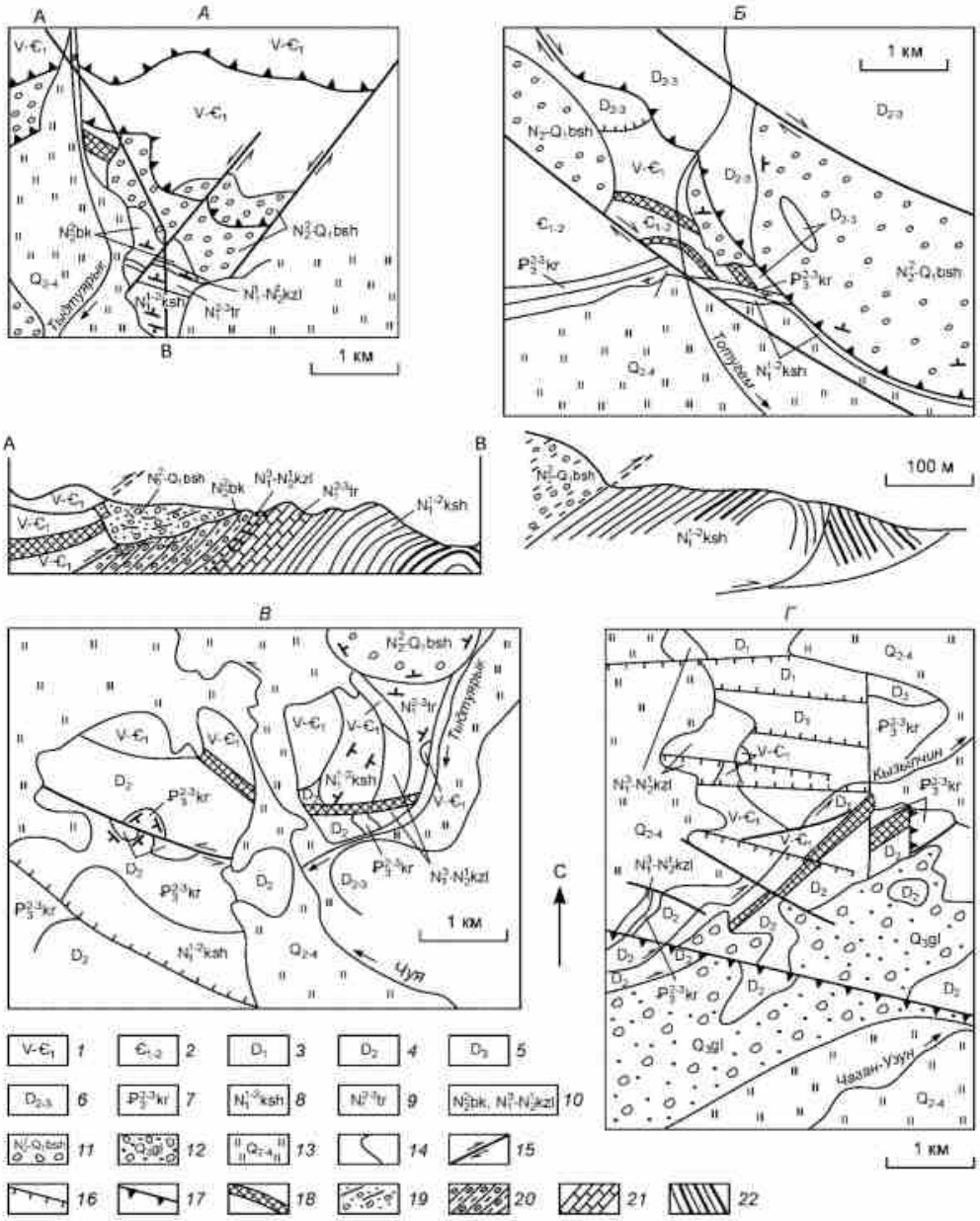


Рис. 50. Геологические схемы участков детального изучения Туерык (*А*), Тотугем (*Б*), Красная Горка (*В*), Кызылчин (*Г*) (по [Буслов и др., 1999]).

1–6 — палеозойские отложения: *1* — вендско-раннекембрийские, *2* — ранне-среднекембрийские, *3* — раннедевонские, *4* — среднедевонские, *5* — позднедевонские, *6* — средне-позднедевонские нерасчлененные; *7–13* — кайнозойские отложения: *7* — позднепалеогеновые (карачумская свита),

8, 9 — ранненеогеновые (*8* — кошагачская, *9* — туерыкская свиты), *10* — поздненеогеновые (кызылгирская и бекенская свиты), *11* — поздненеогеновые–раннечетвертичные (башкаусская свита), *12* — позднечетвертичные (моренные), *13* — среднечетвертично-голоценовые нерасчлененные; *14–18* — геологические границы: *14* — стратиграфические, *15–18* — тектонические (*15* — сдвиги, *16* — сбросы, *17* — надвиги и взбросы, *18* — зоны тектонического меланжа); *19–22* — обозначения на разрезах: *19* — валунники; *20* — валунно-галечные отложения; *21* — мергельно-глинистые отложения; *22* — глины с прослоями бурых углей.

При изучении зон контактов между палеозойскими и кайнозойскими отложениями выделено шесть их типов: 1) стратиграфический несогласный, 2) опрокинутый стратиграфический несогласный, 3) надвиговый, 4) сдвиговонадвиговый, 5) сдвиговый с вращением блоков, 6) взбросовый и сбросовый [Буслов и др., 1999]. За стратиграфическую основу неоген-четвертичных отложений Чуйской депрессии принята схема Е. В. Девяткина [1965]. В разрезах выявлена следующая стратиграфическая последовательность свит: карачумская (P_3^{2-3}), кошагачская (N_1^{1-2}), туерыкская (N_1^{2-3}), кызылгирская ($N_1^3-N_2^1$), бекенская (N_2^1), башкаусская ($N_2^2-Q_1$). В пределах рассматриваемой территории два типа зон перехода от впадины к горному обрамлению: к первому типу относится система взбросов, надвигов и сдвигов, по которым Чуйская впадина граничит с Курайским хребтом; ко второму – сложно построенная мозаично-блоковая зона, по которой впадина граничит с Чаган-Узунским выступом. Зона сочленения первого типа изучена по двум пересекающим ее долинам рек Туерык и Тотугем (рис. 50) [Буслов и др., 1999].

В левом борту Туерыка, при выходе из Курайского хребта во впадину, неогеновые отложения образуют крупную антиклинальную складку с более обнаженным северным крылом. Осадки башкаусской свиты слагают мульду в предгорьях Курайского хребта. Осадки северного крыла мульды несогласно залегают на палеозойских образованиях и круто погружаются на юг под углами в 60–70°. На северное крыло мульды выше по склону Курайского хребта надвинуты палеозойские породы. Надвиг хорошо выражен в рельефе протяженным крутым тектоногенным уступом.

Структура Тотугемского участка состоит из нескольких блоков, ограниченных правосторонним сдвигом и сдвиго-надвигом. Правосторонний сдвиг с амплитудой смещения кайнозойских слоев почти в 300 м отчетливо картируется в обнажениях долины р. Тотугем. По простиранию на юго-восток сдвиг 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 простирание, согласное простиранию слоистости кайнозоя Тотугемского участка. Северо-восточное крыло складки имеет углы наклона 30–40°, тогда как юго-западное – более крутопадающее (60–70°) – осложнено взбросом. На антиклинальную структуру надвинута башкаусская свита.

Зона перехода от впадины к горным сооружениям Чаган-Узунского горста характеризуется более сложным мозаично-блоковым строением. Она изучалась в районе Красной Горки и в бассейне р. Кызылчин. Участок Кызыл-

чин характеризует северо-запад Чуйской впадины на границе с Чаган-Узунским блоком. Здесь обнаружены проявления активной тектоники и блоковые перемещения пород по разломам различной морфологии. По возрасту разломы разделяются на позднепалеогеновые, ранненеогеновые и голоценовые.

На рассматриваемом участке не обнаружены отложения кошагачской и туерыкской свит. Клавишная структура участка хорошо видна по изгибам русла Кызылчина и распределению по площади кайнозойских отложений. Клавиши ограничены взбросами и сбросами, меняющими закономерно простирание от субширотного до северо-западного. Эту закономерность можно трактовать как результат небольшого вращательного движения Чаган-Узунского блока против часовой стрелки [Буслов и др., 1999]. О направлении движения свидетельствуют многочисленные малоамплитудные сдвиги, которые наблюдались нами по правому берегу Кызылчина на границе вендско-раннекембрийских карбонатно-кремнистых пород баратальской свиты и среднедевонских красноцветных отложений. Граница является позднепалеозойским разломом субмеридионального простирания, который смещен серией сдвигов субширотного простирания. Система сдвигов хорошо выражена в рельефе многочисленными изгибами границы позднепалеозойского разлома и указывает на правостороннее смещение.

Другая закономерность связана с тем, что кайнозойские отложения сохранились на восточных (опущенных) крыльях клавишных структур. Судя по возрасту взбросов, их простиранию, геометрии клавишных структур, формирование Чаган-Узунского блока в дочетвертичное время происходило с постепенным его подъемом по системе сбросов и с разворотом по часовой стрелке. В позднечетвертичное время восточная часть блока (в том числе и ледниковые отложения) была разделена взбросами субширотного простирания на несколько ступенчатых структур с более приподнятыми южными ступенями. В правом борту Кызылчина хорошо видно, что уровень подошвы ледниковых отложений в соседних блоках различается более чем на 60 м.

Геологическое строение северной части Чуйской впадины указывает, что интенсивный рост Курайского хребта начался в конце плиоцена. Одновременно с надвиганием хребта на осадки Чуйской депрессии происходило накопление слабосортированных и плохоокатанных грубообломочных пород башкаусской свиты. Время ее накопления отвечает периоду максимального роста Курайского хребта в позднем плиоцене–раннем плейстоцене. В это время формируются три типа структур: 1) надвиговые, 2) валообразные на фронте напора и 3) сдвиго-надвиговые. Надвиговые структуры широко проявлены в основании Курайского хребта, в зоне столкновения его с Чаган-Узунским блоком. Валообразная структура расположена в междуречье Туерык–Тотугем. Ее ядро состоит преимущественно из кембрийских магматических пород таджилинского комплекса. С северо-запада и северо-востока магматические породы ограничены сдвигами. С юга они имеют опрокинутый стратиграфический контакт с кайнозойскими отложениями Чуйской депрессии, местами осложненный надвигами. Сдвиго-надвиговые структуры распространены в бассейне р. Тотугем и к северо-востоку от нее.

В западном обрамлении Чуйской депрессии на границе с Чаган-Узунским блоком наблюдались совершенно иная история осадконакопления и иные неотектонические структуры. Здесь отмечены перерывы в осадконакоплении, разновозрастные сдвиговые, взбросовые и сбросовые деформации палеоген-четвертичных отложений [Буслов и др., 1999].

Перерывы в осадконакоплении и блоковые перемещения свидетельствуют об интенсивной тектонической деятельности в западной части Чуйской депрессии в ходе неоген-четвертичного осадконакопления, что происходило в результате регионального сжатия со сдвигом, при котором блоки испытывали вращательные движения. При этом в неогене формировались как сдвиговые дугообразные разломы, так и система клавишных структур с радиально-лучистым расположением разломов на краю Чаган-Узунского блока. Более молодые позднечетвертичные взбросы закартированы только в юго-западной части Чуйской депрессии и характеризуют этап поднятия Северо-Чуйского хребта. Здесь они совпали по времени с последним оледенением, и тектонические уступы подпруживали ледниковые долины, что фиксируется следами обработки пород ледниками [Агатова, 1999].

Неотектонические структуры (надвиги, сдвиги, взбросы и сбросы) указывают на различные по направлению условия сжатия осадков Чуйской депрессии в плиоцен-раннеплейстоценовое время. 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 палеоген-неогеновыми породами. В результате давления Чаган-Узунский блок поворачивается против часовой стрелки, и в его юго-восточной части (бассейн р. Кызылчин) формируется радиально-лучистая система разломов.

Сдвигово-надвиговые структуры Тотугемского участка свидетельствуют о малоамплитудном правостороннем перемещении блока девонских пород Курайского хребта вдоль северо-восточной окраины депрессии по реактивированному крупному позднепалеозойскому разлому. Южная граница палеоген-неогеновых отложений с палеозойскими толщами Южно-Чуйского хребта скрыта под позднечетвертичными отложениями. Учитывая, что в открытых местах четко прослеживается унаследовательность структуры древнего фундамента, можно предполагать сложное сдвигово-надвиговое строение этой части депрессии. Древний фундамент представлен здесь разнородными блоками девонских и кембрийских пород, расположенных в зоне позднепалеозойского Чарышско-Теректинского сдвига [Буслов и др., 1999].

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 целом можно отметить полное совпадение результатов при выде-

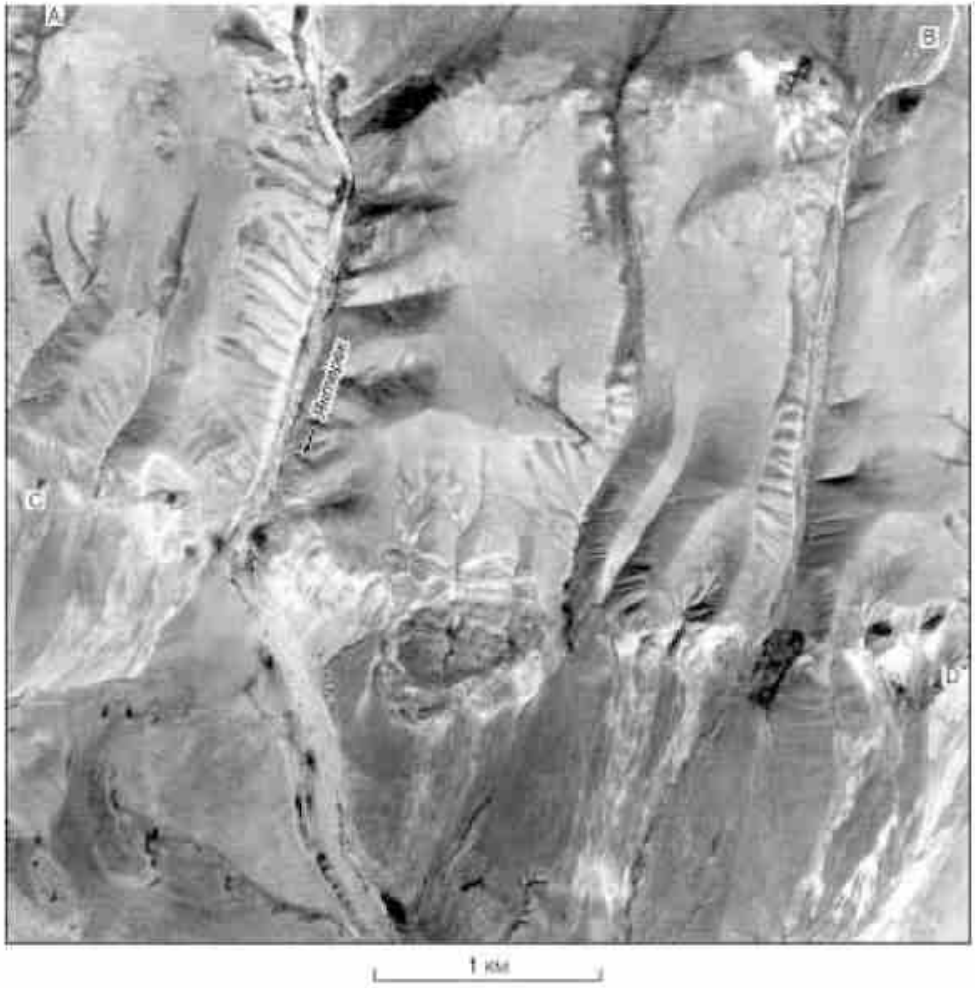


Рис. 51. Фрагмент Курайской зоны взбросо-надвигов (A–B, C–D), являющейся северным транспрессионным завершением Кобдинской правосдвиговой зоны (аэрофотоснимок масштаба 1:30000).

лении новейших разломов как по геологическим, так и по геоморфологическим данным, причем фактор выраженности в рельефе является зачастую решающим в определении возраста последнего перемещения по разломам.

Новейшая структура Чуйской депрессии имеет сложное строение, частично обусловленное реактивизацией палеозойской структуры. Она может быть охарактеризована как сложно построенный рамп, сформированный в зоне сочленения Чарышско-Теректинского и Кубадринского разломов. Общее сжатие по оси северо-восточного простирания [Дельво и др., 1995] активизировало

древние разрывные системы в основании отложений Чуйской депрессии, что привело к формированию различно ориентированных локальных зон сжатия и к разворотам структур. Произошло также значительное преобразование палеозойского структурного плана за счет формирования разрывов субмеридионального простирания.

Давно уже установлено, что северная граница Чуйской впадины образована системой взбросо-надвигов субширотного простирания. На границе Курайского хребта и впадины повсеместно закартировано надвигание палеозойских пород на кайнозойские осадки впадины с развитием интенсивных дислокаций [Девяткин, 1965]. Южный склон Курайского хребта представляет собой огромную лестницу, где площадки ступеней образованы реликтами единой в прошлом поверхности выравнивания и вовлеченными в воздымание древними предгорными шлейфами, а уступы между площадками связаны со взбросо-надвигами (рис. 51). Иная картина наблюдается в западной части впадины. Здесь ее ограничивает Чаган-Узунский горный массив, сформированный после начала поднятия Курайского хребта [Девяткин, 1965].

Проведенные исследования, охватившие пограничные области кайнозойского бассейна седиментации и его горное обрамление, позволили благодаря исключительно хорошей обнаженности и слабому эрозионному расчленению исходной тектонической структуры выявить основные закономерности строения кайнозойских тектонических границ, разделяющих неотектонические блоки первого порядка (хребты и впадины). Поскольку вся область сформировалась в ходе раздавливания участка литосферы в результате взаимных перемещений микроплит и блоков Внутренней Азии, такие границы должны иметь широкое распространение.

7.3. Основные характеристики неотектонических блоков и морфотектоническое районирование Алтая

Первым специалистом, высказавшим определенное мнение о природе макрорельефа Горного Алтая, был П. А. Чихачев, который считал, что современные горные сооружения этой территории возникли в результате складчатости в конце девонского периода [О сочинении..., 1845; Tschihatcheff, 1845]. Такие представления существовали до начала XX в., когда В. А. Обручев [1915] предположил, что горы Алтая возникли в результате вертикальных дифференцированных блоковых движений более молодого времени. Тогда же были представлены доказательства сводового характера воздымания [Granö, 1915]. После дискуссии по этому поводу на страницах геологических изданий к 30-м годам XX в. установилось мнение, что общее сводовое воздымание предшествовало дифференцированным блоковым движениям.

Такая точка зрения установилась надолго. Характер тектонических движений более не обсуждался. Значительно конкретизировались лишь представления о новейшей блоковой структуре и времени ее формирования, в результате были составлены карты новейшей тектоники, основой которых стала топография [Девяткин, 1965; Богачкин, 1981]. Движения по разломам счита-

лись исключительно сбросовыми по субвертикальным сместителям. Надвиговые перемещения, наблюдаемые во многих частях горной страны, в тот период считались следствием «расползания» на впадины растущих в вертикальном направлении под воздействием сил гравитации горных сооружений [Ерофеев, 1969].

Следующий этап представлений о механизмах формирования горных сооружений Алтая достигнут в результате изучения последствий Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963]. Участник этих исследований Н. А. Флоренсов сформулировал новые положения о механизмах орогенеза [1965, 1968, 1978]. Он первым указал на решающую роль горизонтальных перемещений в образовании горного рельефа региона. Выделенные им «байкальский» и «гобийский» типы горообразования были противопоставлены по принципу доминирования: при байкальском типе горообразования расширение межгорных впадин идет за счет окружающих гор на фоне растяжения; при гобийском типе, напротив, расширение горных сооружений происходит за счет вовлечения в поднятие периферии межгорных и предгорных впадин на фоне сжатия.

В последнем случае признаками гобийского типа горообразования признавались предгорные равнины – «бэли» и системы передовых хребтов – «форбергов». Впоследствии эти идеи получили полное признание и были использованы в работах многих отечественных исследователей [Девяткин, 1974; Тимофеев, Чичагов, 1974; Тимофеев, 1975; Уфимцев, 1989; и др.]. Почти все горные сооружения Алтая попадают в гобийский тип этой классификации. На протяжении 90-х годов автором с несколько иных позиций в ряде работ [Новиков, 1992а,б, 1994, 1996а, 1998; Новиков и др., 1995, 1998; Новиков, Парначев, 2000; и др.] разрабатывались проблемы транспрессионного горообразования на территории Алтая и подчеркивалась ведущая роль сдвигов и сопряженных с ними взбросов в этом процессе.

Алтай в сечении с юго-запада на северо-восток имеет резко асимметричное строение. Это отмечали уже первые исследователи региона [Потанин, 1948; Сапожников, 1949а]. Асимметрия проявляется в различном гипсометрическом положении и равнин Джунгарии (500–800 м), и Котловины Больших Озер (1200–1300 м). Юго-западный макросклон Монгольского Алтая относительно однороден на всем протяжении. Он ступенями снижается к Джунгарии. Северо-восточный макросклон вообще не имеет формы склона. Он представлен скоплением горных хребтов примерно равной высоты, северо-восточная цепь которых отделена от равнин Котловины Больших Озер коротким отчетливым уступом.

По линейным размерам и абсолютным высотам ограниченные кайнозойскими разломами блоки Алтая отчетливо разделяются на группы, что связано с их позицией в морфотектонической структуре (рис. 52). Распределение неотектонических блоков по длине и ширине имеет два пика. Первый образует подавляющее большинство элементов. Второй – малочисленная группа аномально длинных и широких объектов. По нашему мнению, это области с неоформившейся еще блоковой структурой, недавно вовлекшиеся в возды-

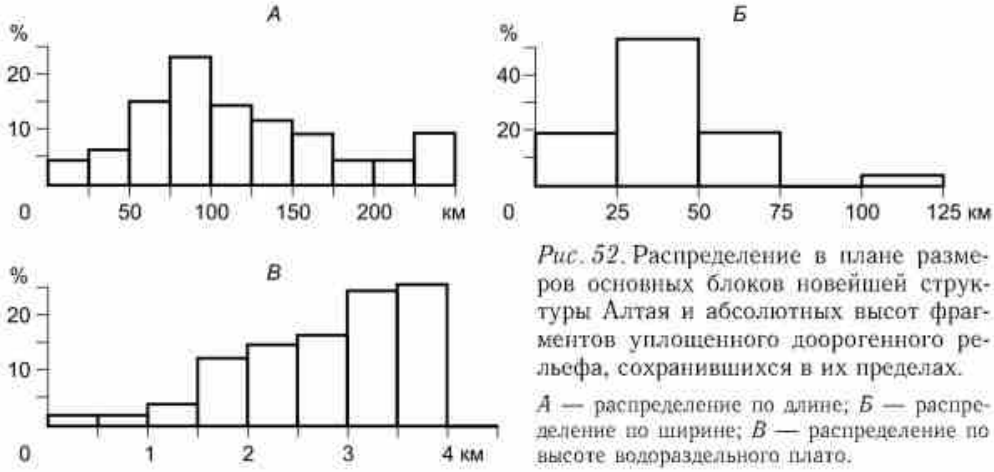


Рис. 52. Распределение в плане размеров основных блоков новейшей структуры Алтая и абсолютных высот фрагментов уплощенного доорогенного рельефа, сохранившихся в их пределах.

А — распределение по длине; *Б* — распределение по ширине; *В* — распределение по высоте водораздельного плато.

мание. Расположены они на северо-западной и юго-западной окраинах Алтая. Распределение блоков по высоте образует три отчетливые ступени. Самая малочисленная имеет высоты в диапазоне 500–1500 м. Ее образуют вышеупомянутые элементы, имеющие необычно большие линейные размеры. Вторая и третья группы образованы элементами с высотами 1500–3000 и 3000–4000 м. Последняя наиболее многочисленна.

Абсолютные высоты блоков стандартной конфигурации (длина 50–175, ширина 25–50 км) в равной степени принадлежат к группам со средними и большими абсолютными высотами. Это связано с неодновременностью вовлечения блоков в поднятие или с различной силой сжатия. Отсутствие блоков с усредненными высотами более 4000 м говорит о наличии лимитирующего фактора. Можно предположить, что сжимающее усилие в регионе недостаточно для обеспечения «выдавливания» клиновидных в поперечном разрезе блоков определенных размеров и конфигурации на большую высоту.

По форме, размеру и характеру границ между блоками территория неоднородна. Это позволяет выделить в новейшей структуре территории фронтальную зону, зоны правого и левого фланга и тыловую зону (рис. 53).

Фронтальная (Джунгарская) зона расположена на границе с Джунгарской микроплитой. Пространственно она совпадает с юго-западным макросклоном Монгольского Алтая, расположенным на территории Китая. Зона образована всего несколькими крупными блоками. В кайнозойское время в ее пределах была сформирована чешуйчатая структура за счет последовательного вовлечения в воздымание периферических частей пододвигающейся под Алтай Джунгарской микроплиты. Поперечное сечение макросклона хребта имеет ступенчатый профиль, где площадки ступеней образованы участками умеренно измененного доорогенного рельефа, а уступы соответствуют фронтальным частям взбросов и надвигов. Поскольку Джунгарская плита сама перемещается и к северо-западу по отношению к Алтаю, там фиксируются и сдвиговые составляющие перемещений по основным разломам.

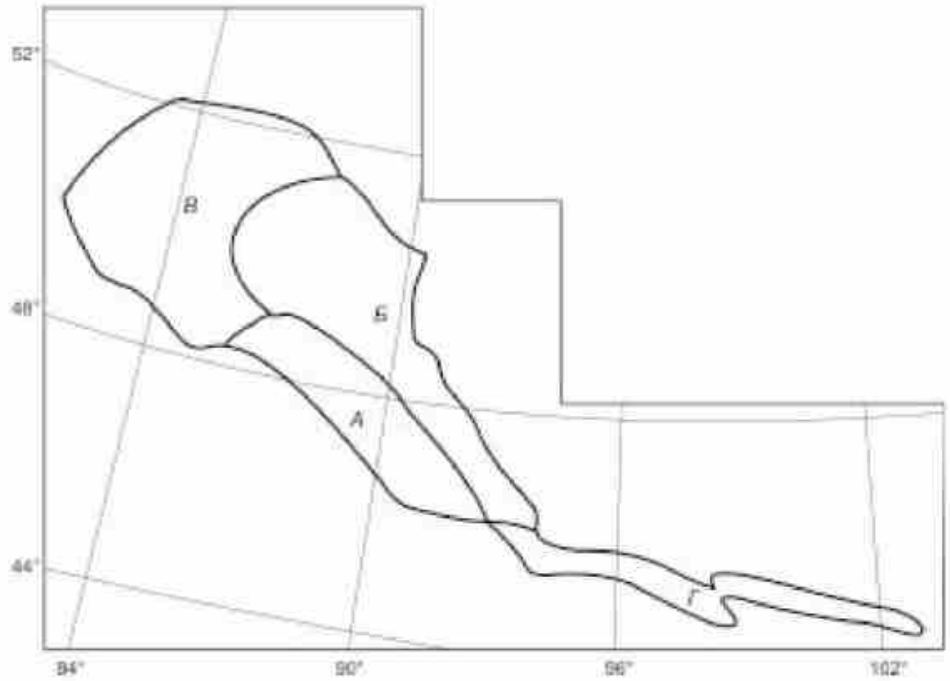


Рис. 53. Схема расположения основных морфотектонических зон Алтая.

А — фронтальная (Джунгарская); *Б* — тыловая (Монгольская); *В* — правофланговая (Горно-Алтайская); *Г* — левофланговая (Гобн-Алтайская).

Тыловая (Монгольская) зона является областью ярко выраженных правосдвиговых перемещений. Именно в ее пределах сосредоточены основные амплитуды сдвиговых перемещений при «косой коллизии» Тувино-Монгольской и Джунгарской микроплит. Вертикальная дифференциация рельефа в ее пределах минимальна. Большинство блоков имеет абсолютные высоты в диапазоне 2000–4000 м и лишь небольшая их часть погружена за счет надвигания на них соседних блоков и образует межгорные впадины. Территориально зона охватывает северо-восточный макросклон Монгольского Алтая и юго-восточную часть Русского Алтая.

В пределах зоны земная кора раздроблена на многочисленные ромбовидные в плане блоки, ограниченные протяженными сдвиговыми зонами северо-западного простирания и локальными зонами растяжения северо-восточной и восточной ориентации. Расположенные между двумя соседними сдвиговыми зонами цепочки блоков образуют зоны линейного коробления. Зона образована при дроблении Тувинской и Монгольской микроплит. Судя по тому, что в пределах отделяющей ее от Хангайского поднятия Котловины Больших Озер

идет формирование цепочек хребтов, сходных по механизму орогенеза и морфологии с морфотектоническими единицами зоны, она наращивается за счет дробления примыкающих к ней микроплит.

Правофланговая (Горно-Алтайская) зона включает в себя значительную часть Русского Алтая. В ее пределах происходит поворот основных правосдвиговых зон Монгольского Алтая к западу. Это связано с близостью Западно-Сибирской плиты, не позволяющей реализовываться сдвиговым перемещениям, и только незначительная часть горизонтальных амплитуд гасится за счет надвигания по северному фасу Алтая на Бийско-Барнаульскую впадину, а большая часть горизонтальной амплитуды перемещения компенсируется поворотом правофланговой зоны против часовой стрелки. При этом в загнутых к западу окончаниях сдвиговых зон преобладают уже взбросовые подвижки.

Блоки в этой зоне имеют разнообразную в плане форму, а на границе с Западно-Сибирской плитой расположена зона перехода, представляющая собой крупные слабо раздробленные блоки с высотами менее 2000 м, отделяющие зоны линейного коробления от прилегающих устойчивых блоков Сибири и Казахстана. В результате поворота сдвиговых структур в пределах данной зоны наряду с правосдвиговыми нарушениями широко развиты области растяжения, с которыми связаны сбросы и узкие грабены северного простирания. Из них наиболее известен грабен Телецкого озера.

Левофланговая (Гоби-Алтайская) зона включает область левосторонних сдвиговых перемещений, территориально совпадающих с восточным окончанием Монгольского Алтая и Гобийским Алтаем. Левосторонние сдвиги этой зоны налагаются на правосторонние сдвиговые структуры, образующие морфотектоническую основу большей части Алтая в районе Барун-Хурайской впадины. Блоки этой зоны пространственно разобщены, имеют форму, абсолютные высоты и линейные размеры, сходные с таковыми блоков тыловой зоны. Принципиальным отличием является противоположное движение по сдвиговым нарушениям. Рассматриваемая зона формируется в результате перемещения территории Гоби к востоку относительно Хангая и образует структурную зону, самостоятельную в геодинамическом плане по отношению к остальной части Алтая.

Морфология и морфотектоника типичных для новейшей структуры Алтая блоков (на примере Курайского хребта)

Большинство неотектонических блоков Алтая имеют ромбовидную форму и относительно слабо дифференцированы по высоте и линейным размерам. Курайский блок, выраженный в рельефе в виде одноименного хребта, вместе с примыкающими к нему блоками представляет структуру, типичную для большей части Алтая. Южный макросклон Курайского хребта, ограничивающий с севера Чуйско-Курайскую систему впадин, имеет сложное строение, характерное для всех надвиговых контактов хребтов и впадин в пределах Алтая [Новиков и др., 1998]. Основу новейшего структурного плана Юго-Во-

сточного Алтая составляют кайнозойские разломы. Они имеют дугообразную форму, их простирание меняется с северо-западного на юге до субширотного на севере. Южная граница Курайского и примыкающих к нему блоков образована при обновлении южного окончания палеозойского Курайско-Телецкого глубинного разлома. Курайский хребет образует водораздел между бассейнами Чуи и Башкауса. В неотектоническом отношении он не является однородным (рис. 54).

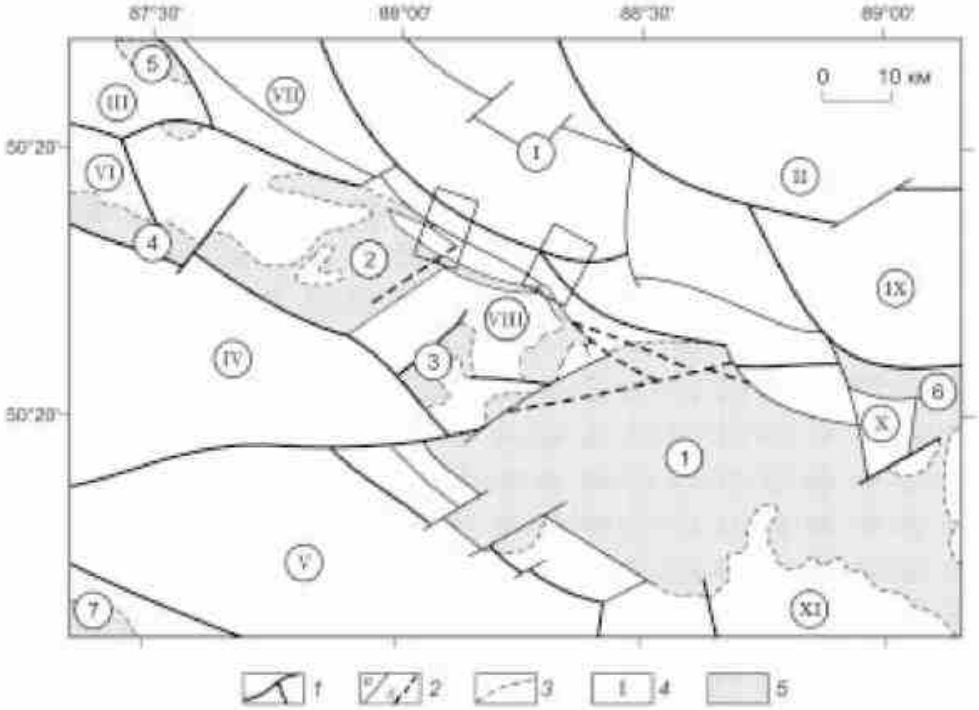


Рис. 54. Неотектоническая схема Курайско-Чуйской системы впадин и их горного обрамления (названия структур по [Новиков, 1992] с дополнениями).

1 — основные разломы; *2* — второстепенные разломы (*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые под покровом позднекайнозойских отложений); *3* — границы бассейнов кайнозойской седиментации на месте отрицательных структур; *4* — блоки палеозойского основания, выраженные в рельефе в виде положительных структур: I–V — хребты (вытянутые блоки) (I — Курайский, II — Чулышманский, III — Айгулакский, IV — Северо-Чуйский, V — Южно-Чуйский), VI–X — горные массивы (изометричные мелкие блоки) (VI — Эстулинский, VII — Кубадринский, VIII — Чаган-Узунский, IX — Башкауский, X — Кызылчинский), XI — плато (изометричные крупные блоки) (Сайлюгем); *5* — блоки палеозойского основания, выраженные в рельефе в виде отрицательных структур: 1–7 — впадины (бассейны седиментации кайнозойских осадков) (1 — Чуйская, 2 — Курайская, 3 — Йлдыскельская, 4 — Ештыкольская, 5 — Сорлукольская, 6 — Кокуринская, 7 — Самахинская).

Четырехугольниками выделены участки, показанные на рис. 55, 56.

Центральная часть Курайского хребта образована одноименным блоком, имеющим ромбовидную в плане форму и вытянутым в северо-западном направлении. С запада и востока блок ограничен сложно построенными сдвиговыми зонами, по которым к нему примыкают соответственно Кубадринский и Башкаусский горные массивы, образованные приподнятыми изометричными неотектоническими блоками. В современном рельефе границы между хребтами представлены глубокими сквозными долинами, выработанными в зонах сдвигов. С северо-востока и юго-запада Курайский блок ограничен системами надвигов и взбросов, образующих классический клин выпирания.

Основными геоморфологическими элементами хребта являются северный и южный макросклоны, заложившиеся на ранних стадиях деформации исходного пенеплена. Позднее, при росте хребта и их расчленении, сформированы остальные геоморфологические элементы. Северный макросклон сильно расчленен долинами, затушевывающими основные неотектонические черты, поэтому мы сосредоточим внимание на южном макросклоне. Южный макросклон Курайского хребта имеет отчетливо ступенчатую форму (рис. 55). Площадки ступеней представляют собой участки доорогенного рельефа, состоящего из фрагментов поверхности выравнивания, обрамленных пологими склонами. Уступы ступеней выражены крутыми тектоническими склонами. Ступенчатая основа подвергалась достаточно сильному расчленению. Между долинами сохранились обширные участки, где отчетливо видно исходное тектоногенное строение макросклонов.

Среди выработанных форм рельефа преобладают ледниковые долины. Их молодые борта состоят из почти отвесного скального склона, обрамленного снизу осыпным шлейфом. Часто такие склоны осложнены стенками отрыва молодых обвалов. Сами тела обвалов имеют вид изометричного поля размером 0,5–1 км в поперечнике. Все выявленные обвалы моложе моренных отложений (перекрывают их) и, судя по значительным размерам и удалению от стенок отрыва, не могли образоваться в ходе простого обваливания под воздействием гравитации. Для их образования была затрачена дополнительная энергия, и мы полагаем, что они связаны с землетрясениями [Новиков и др., 1998]. Обломочный материал, вынесенный из ледниковых долин, концентрируется на поверхности опущенных блоков, образующих впадину, и реже – блоков промежуточного положения. Относительно опущенные тектонические блоки часто полностью перекрыты рыхлыми отложениями, вынесенными в ходе расчленения воздымающихся вокруг них блоков. Их центральная часть обычно занята озерно-аллювиальной равниной, сменяющейся к периферии флювиогляциальными шлейфами и моренными полями.

Моренные отложения образуют обширные поля с характерным бугристым микрорельефом и валами стадиальных морен, фиксирующих стационарное положение ледников. По характеру микрорельефа моренные отложения делятся на три основные группы. Первая – это интенсивно бугристые отложения малой ледниковой эпохи, проявленной в Курайском хребте только в долинах северного макросклона, вторая и третья – это слегка и сильно сглаженные более

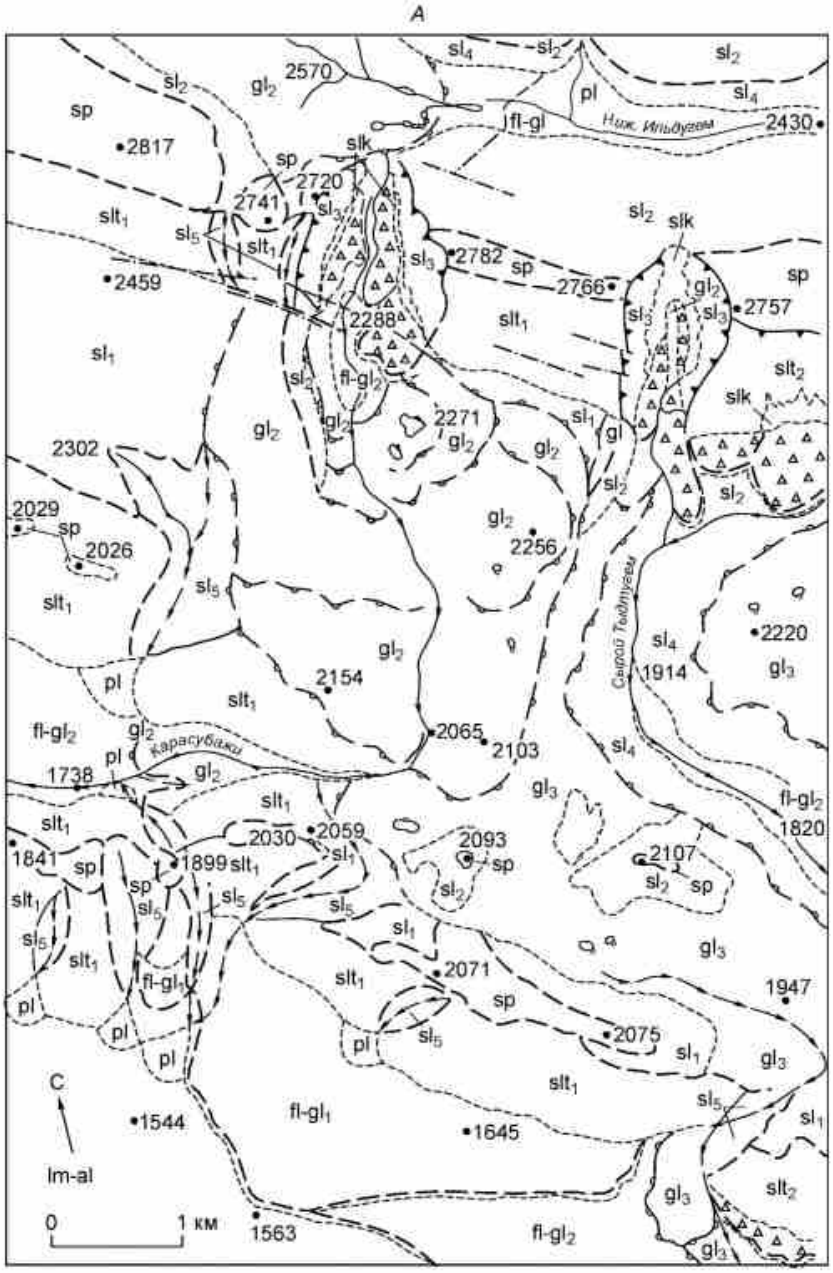
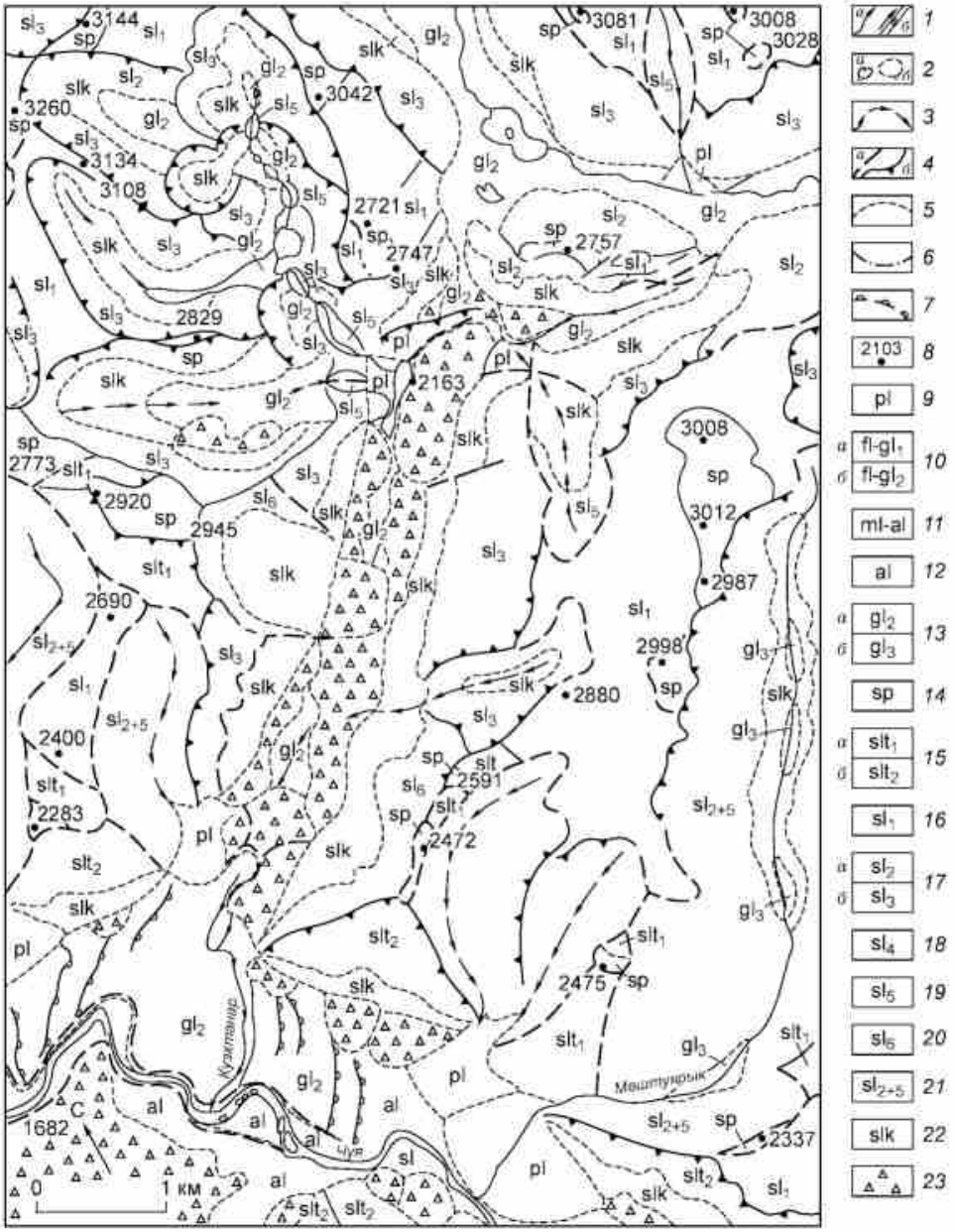


Рис. 55. Геоморфологическая карта западного (*А*) и восточного (*Б*) участков детального изучения южного макросклона Курайского хребта (по [Новиков и др., 1998] с изменениями).

1, 2 — элементы гидросети: *1* — реки (*а* — мелкие, *б* — крупные), *2* — озера (*а* — постоянные, *б* — пересыхающие); *3–5* — геоморфологические границы: *3* — тальвеги водотоков, *4* — бровки (*а* — скругленные, *б* — обрывистые), *5* — тыловые швы; *6* — линии молодых разрывных нарушений; *7* — границы развития моренных отложений и стадиальные моренные валы; *8* — абс.отметки,м; *9* — пролювиальные конусы выноса; *10* — флювиогляциальные шлейфы (*а* — древние со следами древних абразионных террас, *б* — молодые); *11* — озерно-аллювиальные равнины;



12 — аллювиальные террасы; *13* — моренные поля (*а* — стадий деградации позднеплейстоценового оледенения, *б* — максимума позднеплейстоценового оледенения); *14* — фрагменты поверхности выравнивания; *15* — склоны крутые приразломные (*а* — средней крутизны, *б* — крутые, осложненные стенками отрыва обвалов); *16* — склоны пологие привершинные; *17* — склоны ледниковых долин и останцов обтекания (*а* — пологие, *б* — крутые, осложненные стенками отрыва обвалов); *18* — склоны флювиогляциальных врезов; *19* — склоны эрозионных долин; *20* — стенки отрывов обвалов; *21* — склоны ледниковых долин, переработанные флювиогляциальными процессами; *22* — склоны осыпных шлейфов; *23* — тела обвалов.

древние моренные отложения, принадлежащие ранним стадиям позднеплейстоценового оледенения. В их пределах моренные валы фиксируют стадии деградации позднеплейстоценового оледенения, развитые повсеместно в долинах.

Постледниковая эрозия происходит в пределах рассматриваемой территории относительно слабо. Характерной формой является эрозионная рытвина с конусом выноса в устье. Более широко проявилась деятельность талых вод, высвободившихся в ходе дегляциации. Она фиксируется как по обширным флювиогляциальным шлейфам, по меньшей мере, двух генераций (одна осложнена следами абразионных террас древнего ледниково-подпрудного озера, другая сформировалась после его исчезновения), так и по глубоким долинам, прорезающим моренные поля, расположенные на уплощенных участках южного склона Курайского хребта.

Соотношение исходного тектоногенно-блокового рельефа и результатов его расчленения указывает на то, что к концу плейстоцена, когда последнее оледенение максимально распространилось, все детали блоковой тектоники уже сформировались. Широкое распространение тектоногенных обвалов и молодых разрывов, смещающих позднеплейстоценовые формы рельефа (борта каров последнего оледенения), свидетельствует о непрекращающейся тектонической активности.

Анализ геоморфологического строения участков детальных исследований позволяет выявить основные элементы неотектонического строения, каковыми являются блоки, разделенные разломами. Хотя они сильно расчленены ледниковой и водной эрозией, в их пределах сохранилось достаточно фрагментов древнего рельефа, чтобы оценить вертикальные составляющие перемещений по разломам, разделяющим блоки, а также характер деформаций внутри самих блоков. Выбранные нами эталонные участки характеризуют западную и восточную части южного склона Курайского хребта (рис. 56).

Западный участок характеризуется закономерным неотектоническим строением и является фрагментом гигантской лестницы, образованной вертикальным перемещением древнего слаборасчлененного субгоризонтального рельефа по системе разломов северо-западного простирания, падающих под хребет. Ширина ступеней составляет от 1 до 5 км, а высота разделяющих их уступов – от 100 до 400 м. Абсолютные высоты ступеней повышаются от периферической части к центру от 1800 до 2850 м. Плоскости основных разломов смещаются более молодыми поперечными разломами. Основные разломы, детально изученные при исследованиях Акташского рудного узла, имеют характер сдвиго-взбросов [Бондаренко, 1969], молодая генерация разломов относится к простым сбросам.

Восточный участок имеет более сложное неотектоническое строение в связи с расщеплением в его пределах основной зоны разлома на две ветви. Наряду со ступенчатой структурой здесь в северной части развиты замкнутые треугольные тектонические понижения в пределах высоких ступеней. Абсолютные высоты площадок тектоногенных ступеней южного склона Курайского хребта не выдержаны по простиранию вдоль хребта и плавно изменяются. Это полностью исключает возможность их формирования по типу

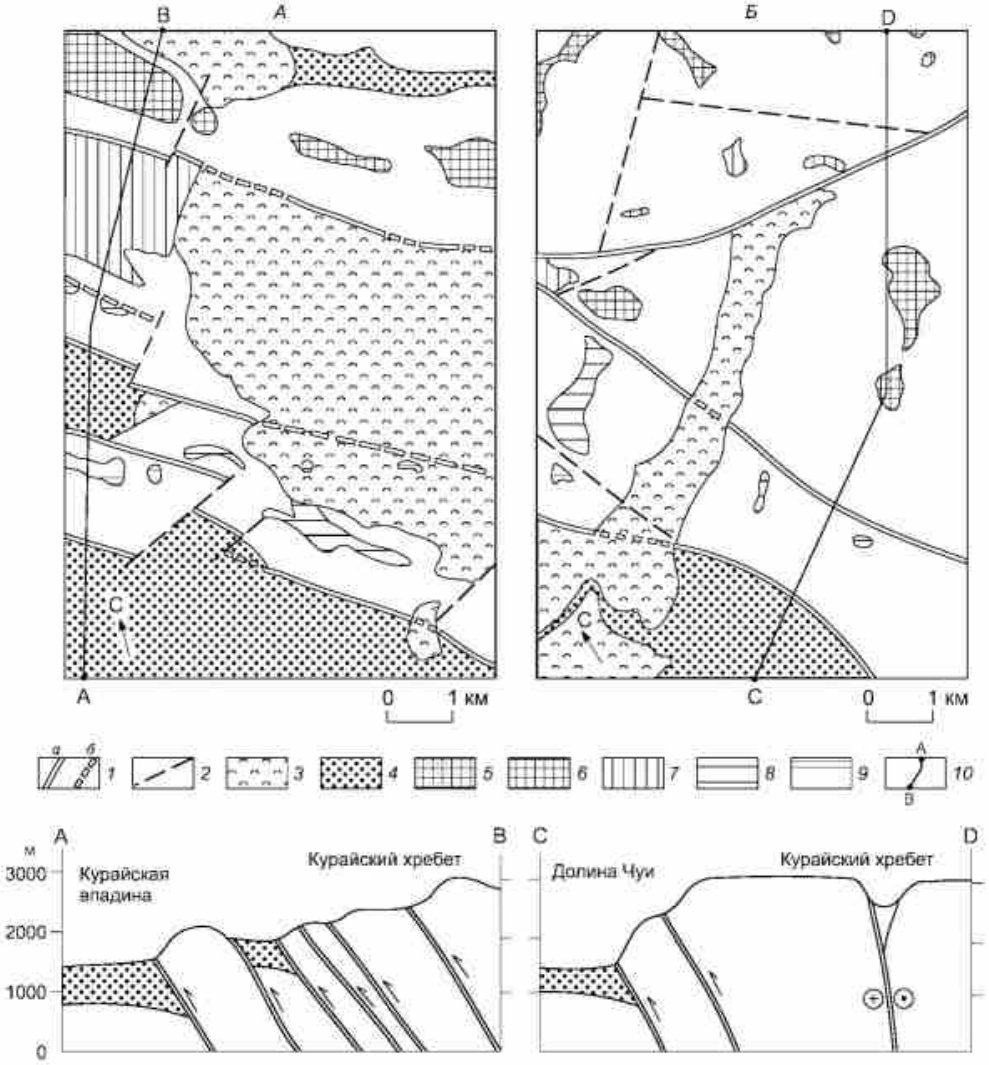


Рис. 56. Неотектоническая схема западного (*А*) и восточного (*Б*) участков южного склона Курайского хребта (по [Новиков и др., 1998] с изменениями).

1 — основные разломы (*а* — выраженные уступами, б — перекрытые рыхлыми отложениями); *2* — второстепенные разломы; *3*, *4* — рыхлые отложения в денудационных и тектоногенных понижениях: *3* — моренные и обвальные, *4* — водные и водно-ледниковые; *5—9* — поверхности тектонических ступеней: *5* — первая верхняя — 3150–3200 м (*Б*), *6* — вторая верхняя — 2750–2850 м (*А*), 3000–3050 м (*Б*), *7* — средняя — 2300–2450 м (*А*), 2750–2850 м (*Б*), *8* — первая нижняя — 2000–2100 м (*А*), 2400–2600 м (*Б*), *9* — вторая нижняя — 1800–1900 м (*А*), 2200–2300 м (*Б*); *10* — профили.

педиментов за счет отступания склона. В пределах восточного участка абсолютные высоты площадок ступеней повышаются к центру с 2200 до 3200 м. Высоты разделяющих их уступов составляют 100–200 м.

Важной особенностью пространственного положения фрагментов древнего рельефа являются субгоризонтальность низких и верхних площадок тектоногенных ступеней и наклонность от центра к периферии площадок среднего уровня. Это отчетливо выражается в разбросе абсолютных высот в их пределах (100 м и менее для первой группы и 200 м и более для второй). Это подтверждает давно высказанное нами положение о существовании в Юго-Восточном Алтае на ранних стадиях новейшего орогенеза плавных валообразных межсдвиговых воздыманий, расположенных на месте современных приподнятых блоков [Новиков, 1992а]. Блоковая структура возникла при более поздних дифференцированных движениях по разломам в ходе последовательного развития чешуйчатых клиньев выпирания после преодоления предела пластичности в процессе продолжающегося регионального сжатия.

Информация о современном поле напряжений может быть получена из последней сводки по механизмам очагов землетрясений [Жалковский и др., 1995]. В Курайско-Чуйском районе анализ механизмов четырех очагов землетрясений из шести дает сдвиговый тип тензора напряжения с механизмом основных осей напряжения ССВ и горизонтальный минимум, направленный на ЗСЗ–ВЮВ. Серия из пяти тензоров палеонапряжений была получена в результате обработки замеров сдвиговых трещин в позднеплиоценовых–плейстоценовых осадках вдоль восточной части южного склона Курайского хребта [Новиков и др., 1998]. Эти данные соответствуют движениям по разломам вдоль северной границы Чуйской впадины. Они свидетельствуют о сжатии по горизонтальной оси северо-северо-восточного простирания, совпадающем с современным направлением основного сжатия.

В западной части Чуйской впадины, вдоль границы Курайского блока, поле напряжений, зафиксированное в позднеплейстоценовых осадках, характеризуется растяжением. Это свидетельствует о том, что поле высоких напряжений концентрируется вдоль зоны Курайского разлома, на границе устойчивого Курайского блока, что находит отражение внутри самого бассейна. Таким образом, современное поле напряжений, восстановленное при анализе сдвиговых трещин, имеет высокую сходимость в региональном масштабе с полем напряжений, полученном при анализе механизмов очагов землетрясений.

Как морфоструктурные данные, так и данные о кинематике разломов указывают на то, что новейшая тектоническая активность в Курайско-Чуйской зоне межгорных впадин контролируется северо-северо-восточной ориентировкой оси горизонтального сжатия, проявляющейся в активизации разломов и наклоне блоков. Движения по разломам северо-западного простирания вдоль южного склона Курайского хребта варьируют между сдвигово-взбросовыми вдоль главного разлома и, реже, надвиговыми. Эти черты типичны для положительных ступенчатых структур, формирующихся на фоне общего сжатия при развитии клиньев выпирания на всей территории Алтая. Сбросовые движения происходят вдоль перпендикулярных к основным сдвиго-взбросам разломов, субпараллельных основной оси сжатия. Западная часть Чуйской впадины, гра-

ничащая с Курайским хребтом, развивается как полурамповая структура с наклоном поверхности блоков на юг. Чуйский ступенчатый полурамп активен вдоль северной границы, в то время как на юге, где впадина ограничена Сайлюгемским сводом, симметричная структура отсутствует [Добрецов и др., 1995; Дельво и др., 1995].

Анализ палеонапряжений, детали блоковой неотектонической и тесно с ней связанной геоморфологической структур Курайского блока показывают, что он является характерным фрагментом зоны линейного коробления, возникшей в результате дробления и горизонтального течения литосферных блоков на фоне косого горизонтального сжатия. Имея в плане линзовидную форму, он ограничен с запада и востока сдвиговыми зонами без существенной относительной вертикальной составляющей в перемещениях по ним смежных блоков. С юго-запада блок ограничен системой сдвиго-взбросов, характерной для границ клиньев выпирания. Развитие аналогичного ступенчатого рельефа на северо-восточном макросклоне хребта позволяет предположить там существование подобной симметричной структуры. Таким образом, Курайский блок является характерной неотектонической структурой выпирания на фоне регионального сжатия, аналогичной описанным в регионах, расположенных к западу и востоку от Алтая [Уфимцев, 1989].

Морфология и морфотектоника блоков, испытавших относительное погружение и выраженных в рельефе в виде межгорных впадин (на примере Курайско-Чуйской системы)

Особенности морфотектонической эволюции Алтая обусловили наличие в его пределах систем крупных межгорных впадин рампового типа. Причиной погружения блоков, образующих их основания, по всей видимости, послужило надвигание на них блоков обрамления. В количественном отношении их примерно в четыре раза меньше, чем возвышенных блоков, с которыми они имеют сходные линейные размеры. Большинство впадин ограничено со всех сторон хребтами, они дренируются узкими долинами, зажатыми высокими горными массивами. Все это приводит к тому, что в результате неоднократного перегораживания выходов из впадин на протяжении плейстоцена в них возникали крупные озерные бассейны. Типичный пример таких структур – Курайско-Чуйская система межгорных впадин. На определенной стадии функционирования палеоозер этой системы происходили прорыв подпруды и мощное обводнение расположенных ниже участков долин Чуи и Катуни, что нашло отражение в распространенных там необычных отложениях и формах рельефа.

Курайская впадина представляет собой крупную межгорную депрессию, ограниченную с юга и северо-востока Северо-Чуйским и Курайским хребтами. С северо-запада впадину замыкают Эстулинский, Айгулакский и Кубадринский горные массивы. Впадина имеет ромбовидную форму, характерную для впадин со взбросо-сдвиговыми тектоническими границами. Восточная ее часть представляет собой бассейн кайнозойской седиментации, выраженный в рельефе в виде равнины, плоской в центральной части и наклонной вблизи хребтов. В западной части впадины палеозойский фундамент выходит на поверхность.

А
Б
Нижн. Итрыгем
Сухой
Чуя
Курайка
Ортолык
Таджилу
Кыскытубек
Верх. Карасу
Нижн. Карасу
Балтыраан
Тюлте
Актуру
Кокдоо
Кумир-тау
Мадыгем
Чибитка
Балгабаш
Ештыкол
Сонгабаш
Кужтанар
Нижн. Тюлтюгем
Нижн. Гоу
Аргаш
0 4 км
С
1
2
3
4
5

Рис. 57. Гидрографическая (*А*) и геоморфологическая (*Б*) схемы Курайской впадины и ее горного обрамления.

1 — денудационные элементы: 1 — реликты поверхности выравнивания и примыкающие к ним пологие нерасчлененные склоны (а — в пределах впадины, б — на склонах хребтов, в — на вершинах хребтов), 2 — тектоногенные уступы, 3 — борта ледниковых долин и их осыпные нерасчлененные шлейфы, 4 — борта V-образных долин, 5 — борта ящикообразных долин, 6 — экзарационные участки днищ ледниковых долин и ледоемов; 2 — аккумулятивные элементы: 7 — моренные поля (а — отчетливо бугристо-грядовые, б — умеренно бугристо-грядовые, в — сглаженные), 8 — озерно-аллювиальная равнина, 9 — пролювиальные конусы выноса, 10 — флювиогляциальные шлейфы (а — доозерной генерации, б — послеозерной генерации, в — доозерной генерации с наложенной рябью течения), 11 — флювиогляциальные равнины, 12 — камовые террасы, 13 — наледные поляны, 14 — ледники и фирновые поля, 15 — осадки разного генезиса с наложенной рябью течения; *3* — тела обвалов; *4* — границы между поверхностями; *5* — участки, где сохранились волноприбойные озерные террасы.

Здесь он сводообразно изогнут и отделен с севера и юга от хребтов относительно небольшими Ештыкольским и Ярлыамринским прогибами. В осевой части свода образовалась система грабенов, использованная долиной Чуи. О надвигании горного обрамления на впадину наряду с деформацией фундамента свидетельствуют вытянутые вдоль подножий хребтов тектонические выступы, прорывающие кайнозойские отложения аккумулятивной части впадины и формирующие передовые хребтики, такие как «карбоновый горст» в междуречье Курайки и Сухого Тыдтугема и выступы междуречья Балтыргана и Ардыжана [Новиков, 1992а,б; Новиков, Парначев, 2000].

Третичные и раннечетвертичные породы практически нигде не выходят на поверхность в пределах впадины. Все многообразие аккумулятивного рельефа впадины образовано позднеплейстоценовыми и голоценовыми породами, слагающими сложно построенный комплекс ледниковых, водно-ледниковых, озерных и аллювиальных отложений (рис. 57). Наиболее древними отложениями, формирующими аккумулятивные формы рельефа рассматриваемой территории, являются позднеплейстоценовые ледниковые осадки максимума последнего оледенения, образующие в местах раскрытия долин во впадину моренные поля. На северном борту впадины хорошо выраженные небольшие моренные поля расположены на выходе во впадину долин Таджилу, Ортолыка и Курайки. Крупное моренное поле, отложенное на средней ступени Курайского хребта в междуречье Курайки и Сухого Тыдтугема ледником, спускавшимся по системе коротких долин с плато осевой части хребта в районе верховий Нижнего Ильдугема, достигает впадины только двумя незначительными языками. Моренные поля южного борта впадины более значительны по размерам. Самые крупные из них расположены на выходах во впадину долин Актуру и Тюте. Несколько меньшие поля расположены на окончаниях горных частей долин северного склона массива Биш-Иирду (Корумду, Куркурек и др.).

Все перечисленные моренные поля имеют резкие границы и сменяются по направлению к впадине слабонаклонными флювиогляциальными равнинами. Моренные поля в устьях долин Машея и Ярлыамры не выражены. Очевидно, их ледники сливались с выдвигавшимся по долине Чибитки из Сорлукольского ле-

доема языком ледника и заканчивались вблизи устья Бельгебаша, где расположено последнее вниз по долине Чуи хорошо морфологически выраженное моренное поле. Небольшие участки моренного рельефа развиты за бровками склонов долины Машея и брошенного участка долины Чуи, там, где ледник переваливался через край на резких поворотах долины. Никаких морфологических следов действия ледников за пределами хорошо выраженных моренных полей в денудационной части впадины между массивами Биш-Иирду и Кубадринским не обнаружено.

Очевидно, что предполагавшаяся здесь рядом исследователей [Окишев, 1982; Рудой, 1988; Бутвиловский, 1993; и др.] ледовая подпруда в позднеплейстоценовое время не существовала. Встречающиеся на поверхности плато Белькенек гранитоидные валуны в большинстве случаев несут на себе следы сильного выветривания, они не могли быть отложены позднеплейстоценовым ледником. В период максимального уровня озерного бассейна эту территорию занимало озеро, а единичные, встречающиеся здесь, хорошо сохранившиеся валуны гранитоидов Кубадринского массива, как и валуны в западной части впадины, следствие разноса плавающими льдами. Центральная часть впадины образована абсолютно плоской, если не считать неглубоко врезанной долины Чуи и бугров морозного пучения, аккумулятивной равниной. Являясь дном палеоозера, равнина имеет озерный генезис и лишь слегка изменена более поздними флювиальными процессами.

Следы волноприбойной деятельности Курайского палеоозера широко распространены в западной части впадины в диапазоне высотных отметок примерно от 1600 до 2150 м. Они представляют собой систему абразионно-аккумулятивных террас, фиксирующую удивительно однообразное прерывистое снижение уровня палеоозера в пределах указанного высотного диапазона. В период максимального наполнения оно представляло собой единое с Чуйским озеро, где максимальные озерные уровни также видны до 2150 м [Новиков и др., 1995]. Террасы развиты на скальных склонах хребтов и денудационных останцах во впадине, на части конечноморенных полей и на допозднеплейстоценовых флювиогляциальных шлейфах.

На крутых скальных склонах они сохранились очень фрагментарно, лучше сохранность озерных уровней в пределах моренных полей и очень хорошая в пределах древних шлейфов. В Курайской впадине существует три обширных участка шлейфов с озерными террасами. Первый, на южном борту впадины, на междуречье Балтыргана и Ардыжана, где они защищены от размыва поступающими с хребта потоками системой тектоногенных выступов и сохранились лучше всего. Второй, по правому борту Чуи ниже устья Сухого Тыдтугема, где склон Курайского хребта практически не расчленен. Третий, на северном борту впадины, между моренными полями Таджилу и Ортолыка, где террасы уверенно прослеживаются до отметок 2150 м.

Поскольку озерные террасы расположены на конечноморенных образованиях ледников последнего оледенения, можно утверждать, что период максимального наполнения озера приходится на самое начало дегляциации. В это время ледники, такие как Таджилу, Ортолык и Тюте, находящиеся в неблагоприятных физико-географических условиях, уже отступили и в их моренных

полях были выработаны террасы. Ледники массива Биш-Иирду (Куркурек, Корумду, Актуру) находились еще в стадии наступания и отлагали морены непосредственно в водный бассейн, о чем наряду с отсутствием на моренных комплексах волноприбойных террас свидетельствует некоторая размытость их очертаний. Подпруживание озера на этом этапе осуществлялось ледниками, выдвигавшимися по Бельгебашу и Чибитке из Сорлукольского ледоема, при незначительном участии Машейского ледника, поскольку для достижения максимального уровня озера достаточно перегораживания долины Чуи в районе устья Бельгебаша. Определенную роль в образовании подпруды играла также тектоническая преграда, подпиравшая ледник, остатки которой до сих пор сохранились в виде останцовой возвышенности в долине Чуи ниже пос. Чибит (г. Бельгебаш).

Прерывистое снижение уровня озера с отметки 2150 м до отметки 1600 м (в Курайской впадине) сменилось периодом стабилизации. В это время оно распалось на два изолированных бассейна: Чуйский, более высокий, подпруженный Куэхтанарским ледником и, возможно, Сукорским обвалом, и Курайский, подпруженный отступившими до приустьевых частей Машейским и Чибитским ледниками. Именно тогда произошло катастрофическое опорожнение этих, все еще больших, озерных бассейнов, приведшее к широко известным геологическим и геоморфологическим эффектам во впадинах и долинах Катуни и Чуи. Самым наглядным морфологическим эффектом быстрого движения больших масс воды в Курайской впадине является формирование на флювиогляциальных отложениях двух крупных полей гигантской ряби течения и нескольких более мелких участков по обе стороны долины Чуи, в приустьевых частях Баратала и Машея. Гидрологические расчеты, наиболее достоверные, поскольку проведены специалистом в этой области, показывают, что слой текущей воды при формировании ряби не превышал 50 м, а скорость потока 5–8 м/с [Carling, 1996a,b].

Имеющиеся геологические и геоморфологические данные, касающиеся вопросов функционирования озерных бассейнов в Курайской и Чуйской впадинах Горного Алтая и спуска их вод по долинам Чуи и Катуни, позволяют сделать следующие выводы.

В долинах Чуи и Катуни присутствуют геологические и геоморфологические свидетельства не менее семи катастрофических паводковых событий, связанных с прорывом вод палеоозер, существовавших во впадинах Юго-Восточного Алтая [Парначев, 1999]. Размеры одного паводка (количество воды и ее скорость) были как минимум на порядок меньше, чем предполагали первооткрыватели этого явления на Алтае. В Курайско-Чуйской системе впадин геоморфологически выражены следы существования только последнего палеоозера. Позднеплейстоценовое сформировалось на ранних стадиях дегляциации, быстро и прерывисто снизилось с отметки 2150 м до отметок 1600–1750 м, распавшись при этом на два отдельных бассейна, которые затем подверглись быстрому спуску. В подпруживании озера решающую роль играл ледник, выдвигавшийся из Сорлукольской котловины по долине Чибитки в сочетании с тектонической преградой, созданной позднеплейстоценовыми блоковыми движениями в районе западного окончания Курайско-Чуйской системы межгорных впа-

дин. История развития позднеплейстоценовых озер Юго-Восточного Алтая свидетельствует о непрекращающихся тектонических подвижках в это время.

Чуйская впадина расположена на крайнем юго-востоке Русского Алтая. Это самая большая по площади впадина всей горной системы. Она вытянута в субширотном направлении более чем на 70 км, а ширина ее уменьшается с 30 км на западе до 12 км на востоке. В восточной части с ней соединяются небольшие Кокоринская и Богутинская впадины, образующие ее раздвоение. Эти восточное и северное продолжения впадины имеют ромбовидную форму и размеры в поперечнике до 20 км.

Границы впадины с обрамляющими ее горными сооружениями фиксируются не только сменой уплощенного днища крутыми склонами хребтов, но и сменой рыхлых кайнозойских осадков, выполняющих впадину, скальными докайнозойскими породами, что отчетливо заметно даже на мелкомасштабных космоснимках. Этот принцип проведения границ впадины не выдерживается только в ее северной части, где кайнозойские осадки вздернуты новейшими движениями на склоны Курайского хребта. Здесь граница проводится по подножию ближайшего к днищу впадины тектоногенного уступа. Таким образом, приведенные выше размеры касаются уплощенного днища современной межгорной котловины, но не впадины как бассейна кайнозойской седиментации. Если рассматривать впадину как отрицательную форму рельефа, то ее размеры по внешним краям (бровкам) макросклонов или водоразделам обрамляющих впадину хребтов 50–60 км в ширину и 90 км в длину.

Днище впадины имеет слабо вогнутую форму. В центральной ее части абсолютные отметки составляют 1750–1850 м, а по периферии – около 2000 м (в северной части до 2150 м). Со всех сторон впадину ограничивают высокие горные сооружения: с севера – Курайский хребет с абс. отм. водоразделов 3200–3400 м; с запада – восточное окончание Северо-Чуйского хребта с абс. отм. 2900–3200 м; с юга – Южно-Чуйский хребет с абс. отм. водоразделов 3300–3900 м и плато Сайлюгем с высотами 2900–3000 м. Максимальный перепад высот в районе Чуйской впадины составляет более 2000 м, что обусловливает интенсивный вынос продуктов разрушения пород хребтов в пределы впадины.

В. А. Обручев первым высказал предположение о разломном характере границ хребтов и впадин Алтая [1915]. Изучение Чуйской впадины продолжилось в начале 30-х годов, когда сотрудники ЗСГУ начали здесь планомерные геологические исследования. В результате детальных работ с проходкой горных выработок были обнаружены многочисленные подтверждения положений В. А. Обручева: надвиги пород хребтов на кайнозойские отложения впадин у подножия Курайского хребта [Мухин, Кузнецов, 1939], дислокации третичных пород по северному борту Чуйской впадины [Аксарин, 1938].

Благодаря тому, что на большей части территории сохранились остатки древнего доорогенного рельефа, называемого еще предельной равниной или пенепленом, по разнице в современных абсолютных высотах этих остатков есть возможность оценивать вертикальные амплитуды перемещений по новейшим разломам, а по изгибам поверхности доорогенного рельефа регистри-

ровать плавные деформации. Анализ пространственного распределения реликтов доорогенного рельефа, сохранившихся в пределах рассматриваемой территории практически повсеместно, за исключением участков с абсолютными высотами около 4000 м, где они практически уничтожены в результате интенсивного ледникового расчленения, позволяет легко выявить основные черты новейшего тектонического плана.

Чуйская межгорная впадина представляет собой относительно опущенный блок, обрамленный блоками, испытавшими воздымание. Территория опущенного блока является бассейном седиментации кайнозойских осадков, скрывающих его внутреннюю неотектоническую структуру. Характерная черта впадины – ярко выраженная асимметрия ее субмеридионального профиля. С юга впадину обрамляют Южно-Чуйский и Сайлюгемский блоки – части древнего неотектонического вала субширотного простирания. Об этом свидетельствует плавное снижение абсолютных высот в пределах блоков от осевых частей к периферии. Сайлюгемский блок до настоящего времени практически сохранил однородность. Фрагменты древнего доорогенного рельефа в его пределах почти не претерпели изменения и, постепенно снижаясь с 3000 м в осевой части блока до 2000 м в его северной части, погружаются под осадки впадины, образуя замысловатую в плане границу с ней.

Южно-Чуйский блок отделен от Сайлюгемского неотектоническим уступом с вертикальной амплитудой смещения более 600 м. По его подножию выработана долина р. Тархаты. В ходе неотектонической эволюции исходный вал в его пределах разбит на отдельные блоки, в вершинных поверхностях которых сохранилась тенденция к снижению от центра к периферии. В осевом блоке высоты реликтов древнего рельефа постепенно снижаются с 3900 до 3200 м, а в обрамляющем его с севера вытянутом блоке с 2500 до 2000 м, и почти везде денудационная поверхность докайнозойских пород плавно погружается под осадки впадины. Выходы дочетвертичных кайнозойских пород не характерны для юго-восточной периферии впадины. В юго-западной части их значительно больше. Единичные обнажения расположены в понижениях Сайлюгемского блока и на границе Южно-Чуйского и Северо-Чуйского блоков уже за пределами впадины, что свидетельствует о том, что на ранних этапах своего развития она имела бо́льшие, чем сейчас, размеры. Возможно, она соединялась широкими проливами с соседними впадинами Русского Алтая.

В отличие от замысловатой в плане южной границы северная граница впадины имеет отчетливое взбросо-надвиговое происхождение и характеризуется прямолинейностью. Южная граница как орографический объект впадины практически совпадает с границей распространения кайнозойских отложений, проходящей по изогипсе 1900 м. В северной части впадины эти отложения подняты на склоны хребта до отметок 2500 м и участвуют в строении его нижней ступени. Несовпадение геологической границы впадины как бассейна седиментации с орографической границей ее как отрицательного элемента макрорельефа свидетельствует о разрастании хребта по площади за счет вовлечения в воздымание периферии впадины. С севера Чуйскую впадину ограничивает Курайский блок, вытянутый с юго-востока на северо-запад и представляющий собой характерную неотектоническую взбросо-надвиговую структуру.

В пределах рассматриваемой территории на ее южном склоне, граничащем с Чуйской впадиной, наблюдаются три ступени. Реликты доорогенного рельефа нижней ступени имеют отметки около 2000 м, средней – 2500, верхней – 3400 м. Плоскости сместителей новейших разломов, разделяющих ступени, полого падают в сторону осевой части Курайского блока. Угленосные отложения кошагачской свиты вблизи границы с Курайским блоком интенсивно дислоцированы с образованием запрокинутых складок. Выведенные на дневную поверхность продолжающимися неотектоническими движениями палеоген-неогеновые отложения Чуйской впадины образуют вдоль ее северной границы полосу естественных обнажений, где располагается большинство стратотипических разрезов свит этого возраста.

С северо-запада Чуйская впадина замыкается восточным окончанием Северо-Чуйского блока, называемым Сукорским выступом. Абсолютные отметки в его пределах составляют 2500–3000 м. С юго-востока впадина замыкается Тапдуайрским выступом, имеющим трехступенчатое строение, с высотами вершинных поверхностей ступеней 2200–2400, 2800–3300 и 3400–3500 м. Характерной особенностью неотектонических выступов, замыкающих Чуйскую впадину, является наличие в понижениях древнего доорогенного рельефа в их пределах не только ледниковых четвертичных отложений, но и дочетвертичных кайнозойских пород, сходных по всем параметрам с породами основания разреза отложения впадины.

Анализируя закономерности новейшей структуры и распространения кайнозойских осадков района Чуйской впадины, можно предложить следующую принципиальную модель ее развития на протяжении кайнозоя. На первом этапе неотектонического развития территории происходила плавная деформация доорогенного рельефа в результате постепенного сжатия по оси субмеридионального простирания. Образовавшийся при этом желоб стал бассейном седиментации, обрамленным с севера и юга валами, куда сначала переотлагались породы коры выветривания, затем отлагались терригенные осадки, формировались прослои органогенного материала, карбонатные породы.

По мере роста абсолютных высот обрамляющих бассейн горных сооружений в его прибортовых частях отлагались все более грубые осадки. Происходила закономерная смена тонкозернистых осадков на грубообломочные породы, характерные для межгорных впадин. Судя по распространению дочетвертичных пород, размеры бассейна в палеоген-неогеновое время намного превышали современные размеры Чуйской впадины. Он был вытянут в северо-восточном направлении, включал территорию современной Курайской впадины и, вероятно, соединялся с другими впадинами юго-востока Русского Алтая. По характеру разреза кайнозойских отложений очевидно, что значительная расчлененность рельефа достигнута только в конце неогена, когда отлагались грубообломочные туерыкская и бекенская свиты.

Важная морфотектоническая перестройка произошла в конце неогена–начале четвертичного периода, когда единый до того момента желоб разделили на отдельные бассейны перемычки. На наш взгляд, это могло произойти только в результате левостороннего сдвига вдоль границ, обрамляющих же-

лоб горных сооружений по достижению предела пластической деформации территории. В результате сдвига были повернуты и выдавлены в пределах желоба блоки (Сукорский и Тапдуайрский выступы), сохранившие до настоящего времени во впадинах своей вершинной поверхности остатки палеоген-неогеновых отложений. О сдвиговом характере свидетельствует и структура типа «конского хвоста», развитая в Акташском узле.

Результаты детальных геоморфологических исследований, сопровождавшихся построением геоморфологических карт, подтверждают предложенную схему. Нами выделено 14 типов элементов, образующих структуру мезорельефа (рис. 58). Наиболее древними элементами рельефа района Чуйской впадины являются выработанные в складчатых породах палеозоя в ходе предшествующей эпохи выравнивания субгоризонтальные поверхности. В зависимости от современных абсолютных отметок они условно подразделяются на три категории: субгоризонтальные денудационные поверхности низшего уровня, покрытые остатками площадной коры выветривания (1в); среднего уровня, где сохранились лишь остатки линейных кор выветривания, приуроченных к зонам разломов (1б); высшего уровня, покрытые лишь маломощными продуктами физического выветривания (1а).

Линейные размеры этих реликтов древнего выровненного рельефа редко превышают в осевых частях горных сооружений 1–2 км, а углы наклона 2–3°. В пределах плоскогорий и в нижних частях макросклонов хребтов местами встречаются участки существенно большего размера, но они всегда наклонены в результате тектонических деформаций и изменены наложенными процессами. Наряду с анализом деформаций кайнозойских осадков впадин изучение закономерностей пространственного распространения этих элементов рельефа создает основу всех местных региональных неотектонических построений.

Второй по возрасту элемент рельефа – денудационные склоны средней крутизны, подразделяемые в зависимости от современного высотного положения на привершинные (2а) и придолинные (2б). Они имеют наклон до 12° и являются следами ранних этапов расчленения территории в ходе начальных пликативных этапов ее деформации. Они пространственно тяготеют к реликтам поверхности выравнивания и обрамляют их по периметру там, где фрагменты поверхности выравнивания не сохранились, высотные отметки этих склонов позволяют оценить их былое положение. Большинством исследователей эти склоны долин раннего этапа расчленения включаются в поверхность пенеплена, что приводит к значительным ошибкам при оценке вертикальных амплитуд неотектонических перемещений. Разрозненные остатки этих склонов редко тянутся более чем на 2–3 км, но в местах широкого развития древнего рельефа (плато Укок и Сайлюгем), где они один из основных элементов, могут простираться на десятки километров.

Третий по времени формирования элемент рельефа территории – тектоногенные склоны. Они развиты по тектоническим уступам на границах разновысотных неотектонических блоков, в неизмененном виде имеют крутизну около 30° и разделяют ступени хребтов (3а). Вблизи днища впадины они подверглись среднему (3б) или сильному (3в) изменению, и их крутизна снижает-

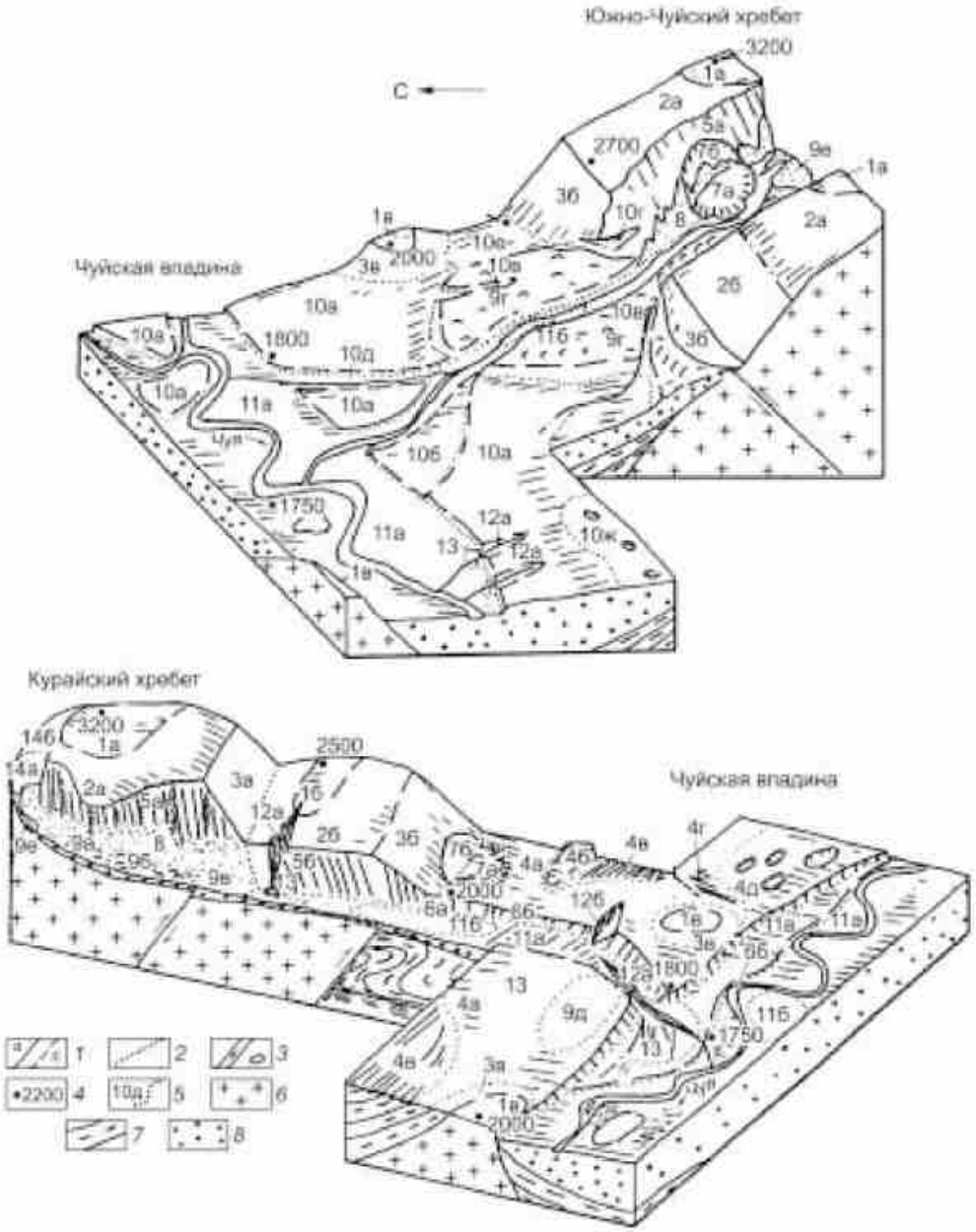


Рис. 58. Основные элементы мезорельефа северного и южного бортов Чуйской впадины (по [Новиков и др., 1995]).

1, 2 — геоморфологические границы: *1* — бровки и гребни (*а* — отчетливые, *б* — скругленные), *2* — линии подножий; *3* — элементы гидросети; *4* — абс. отметки, м; *5* — элементы мезорельефа (см. текст); *6–8* — элементы геологического строения: *6* — докайнозойские отложения, *7* — кайнозойские дочетвертичные отложения, *8* — четвертичные отложения.

ся до 15–20°. Тектоногенные уступы частично разрушены в ходе более поздних эрозионных эпох и сохранились фрагментарно, трассируя линии древних разломов. Иногда они совпадают с долинами крупных рек и тогда сильно преобразованы; чаще тектоногенные уступы ориентированы поперек простирания современных долин, заложившихся уже после их формирования, и сохранились в виде характерных тектоногенных фасет. Выявленные в ходе геоморфологического картирования фрагменты тектоногенных уступов являются наиболее надежными индикаторами новейших разломов.

В результате вовлечения в воздымание третичных отложений впадин в них выработаны наклонные предгорные равнины, составляющие периферическую часть днища впадины там, где они не перекрыты более поздними отложениями. Углы их наклона в ненарушенном состоянии не превышают 3–4° (4а). По характеру более поздних изменений выделяются фрагменты предгорных равнин, смещенные тектоническими движениями (4б), покрытые сериями абразионных террас спущенных приледниковых озер (4в), расчлененных эрозионными рытвинами (4г) и термокарстовыми котловинами (4д).

Наиболее поднятые неотектонические блоки подверглись на протяжении четвертичного периода мощному горно-долинному оледенению, которое почти полностью уничтожило в их осевых частях все более древние поверхности. Морфологически выделяются свежие склоны ледниковых долин, имеющие углы наклона более 40° (5а), с неизмененным осыпным шлейфом крутизной около 30° в основании (8), измененные склоны ледниковых долин, почти скрытые под осыпями, имеющие крутизну 30–35° (5б). Во внеледниковых частях территории с меньшими абсолютными высотами позицию ледниковых занимают эрозионные долины со склонами крутизной около 28° (6а) и около 25° (6б); углы наклона бортов долин не зависят от состава коренных пород и связаны только с интенсивностью эрозионного процесса.

Большинство долин района Чуйской впадины ориентировано поперек линий главных новейших разломов. Часто видно смещение этих линий. Следовательно, они связаны с более поздней системой разломов, активизировавшихся на последних стадиях неотектонического развития территории. Свидетельством того, что подвижки по разломам не прекращаются, являются крупные обвалы, имеющие в поперечнике 1–2 км, и, вероятно, сейсмически индуцированные. Выделяются тела обвалов (7а) и стенки отрыва (7б). Обвалы развиты как в скальных породах палеозоя (обвалы долин Куэхтанара, Сукорский), так и в поднятых на склоны хребта третичных породах (вдоль северного борта Чуйской впадины).

Эволюция последнего оледенения достаточно полно зафиксирована в морфологии днищ ледниковых долин, где сверху вниз сменяются экзарационные днища (9а) днищами с отдельными моренными грядами (9в), моренными полями, которые фиксируют максимальные продвижения позднеплейстоценовых ледников (9г). Выделяются также сильно измененные моренные поля, частично перекрытые флювиальными осадками (9д) и, возможно, принадлежащие более ранним оледенениям, и каменные глетчеры – молодые постгляциальные сползания моренного материала в виде отдельных языков (9е). Судя

по распределению конечноморенных образований, ледники последнего оледенения остановились на выходе из гор по южной периферии впадины. Ледники Курайского хребта вообще не достигли ее, что обусловлено помимо микроклиматических особенностей склонов хребтов северной и южной экспозиции еще и разницей в площадях ледосборных бассейнов, которые на крутом южном склоне Курайского хребта в несколько раз меньше, чем на более пологом северном склоне Южно-Чуйского хребта.

Гигантское количество воды, высвободившееся при таянии ледников последнего оледенения, сформировало обширные шлейфы (10а), конусы выноса (10б) и равнины (10с), сложенные валунными галечниками. Эти формы обрамляют конечноморенные поля и образуют всю южную половину днища Чуйской впадины. Они осложнены сингенетичными формами: ложбинами (10в), площадками (10г), уступами (10д) и термокарстовыми котловинами (10ж). Эрозионные долины, имеющие большие продольные уклоны и V-образный облик в обрамляющих Чуйскую долину нижних ступенях хребтов, в пределах впадины обретают ящикообразный облик с характерными аллювиальными террасированными днищами, в которых выделяются простые поймы (11а), поймы с наледными полянами (11б), площадки террас (11в). Склон предгорной равнины местами осложнен мелкими долинами постоянных (12а) и временных (12б) водотоков, в устьях которых образуются конусы выноса (13). Последним типом рассматриваемых элементов изорельефа являются фирновые поля (14б), покрывающие реликты поверхности выравнивания, пологие склоны древних долин и питаемые ими ледники.

Геоморфологическая структура территории подчеркивает ее полурамповое строение с пологим погружением южного борта впадины под кайнозойские осадки и надвиганием по системе субпараллельных взбросов северного борта.

7.4. Морфология и морфотектоника тыловой (Монгольской) зоны (на примере юго-восточной части Русского Алтая)

Морфотектоническая эволюция Тянь-Шаня, Алтая и ряда других горных сооружений Центральной Азии происходила в кайнозое в процессе сокращения и утолщения литосферы под воздействием регионального сжатия по оси, ориентированной в северо-восточном направлении. После работ П. Молнара и П. Тапонье такие горизонтальные напряжения в Центральной Азии, и на Алтае в частности, принято объяснять сближением литосферных плит. Помимо линзовидно-ячеистой структуры, где «линзы» – это ромбовидные приподнятые блоки, служащие основой горных хребтов, а менее распространенные «ячейки» – погруженные блоки, в пределах которых формируются межгорные впадины, существуют и другие морфологические особенности Алтая, свидетельствующие о его формировании в ходе горизонтального сжатия. Во-первых, это разветвление типа «конского хвоста», образуемое системами хребтов на северо-западном окончании Алтая, свидетельствующее о значительной роли сдвигов в формировании современной морфотектонической структуры. Во-вторых, на границах горных хребтов и плоскогорий развиты разломы с паде-

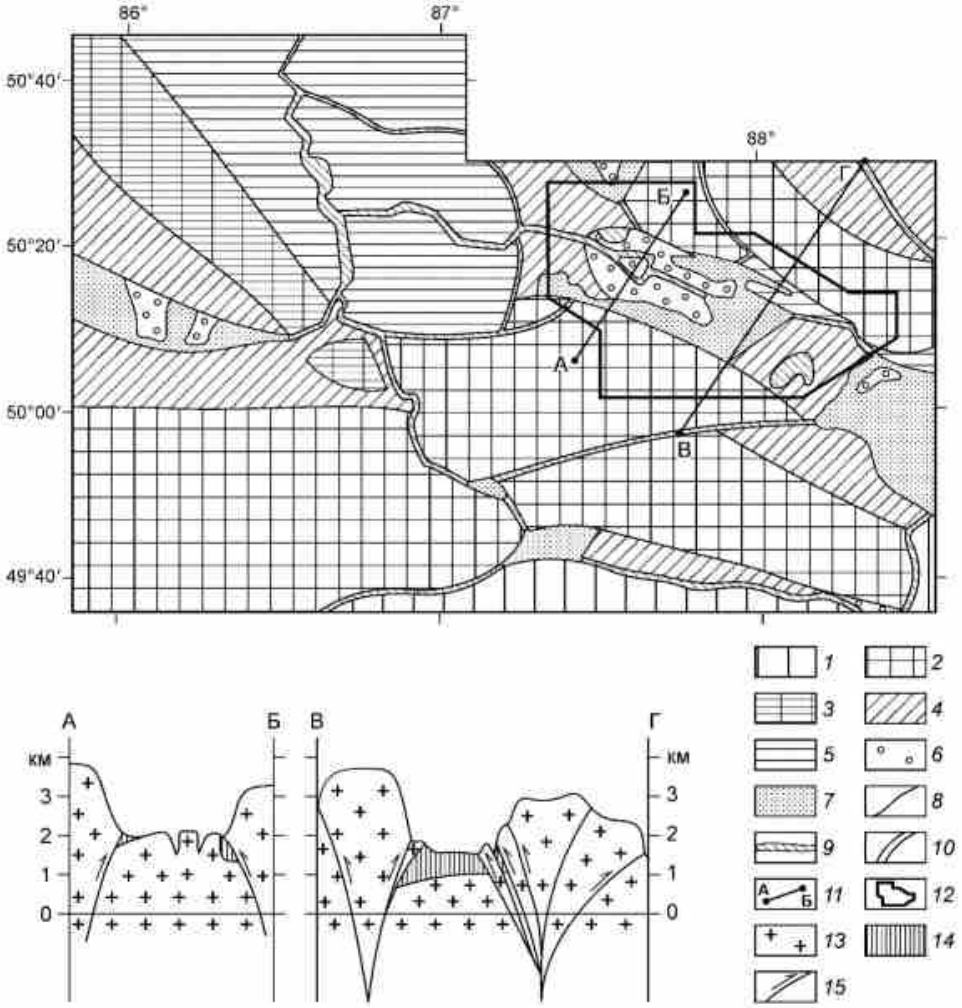


Рис. 59. Морфотектоническая схема Центрального Алтая.

1–5 — зоны линейного коробления: *1* — своды, *2*, *3* — осевые части клиньев выпирания (*2* — максимально приподнятые, *3* — умеренно приподнятые), *4*, *5* — крылья клиньев выпирания и отдельные блоки (*4* — максимально приподнятые, *5* — умеренно приподнятые); *6*, *7* — впадины рампового и полурампового типа: *6* — приподнятые части, лишенные чехла, *7* — опущенные части, выполненные кайнозойскими осадками; *8–11* — морфотектонические границы: *8* — между осевыми частями и крыльями клиньев выпирания, *9*, *10* — между клиньями выпирания (*9* — системы приразломных грабенов, *10* — сдвиговые зоны), *11* — линии разрезов; *12* — участок, показанный на рис. 57; *13–15* — обозначения на разрезах: *13* — палеозойские породы, *14* — кайнозойские отложения, *15* — тектонические нарушения.

нием под хребты, сходящиеся на глубине. Иногда в ходе выдавливания клина в его осевых частях происходит образование компенсационных узких грабенов, как, например, в осевой части Курайского хребта. По мере развития клина выпирания на каждой новой стадии происходит вовлечение в поднятие полосы предгорий, что обусловливает ступенчатое строение склонов большинства крупных хребтов Алтая.

Район нижнего течения Чуи и среднего течения Катуни расположен на стыке четырех зон линейного коробления (рис. 59). С юга его ограничивают Катунский и Северо-Чуйский клинья выпирания, а с северо-запада и северо-востока – Теректинский и Курайский. Основные зоны линейного коробления веерообразно расходятся к западу и северо-западу [Новиков, Парначев, 2000]. Образовавшийся между ними промежуток занимают морфотектонические элементы более мелкого порядка – Айлагушский, Айгулакский, Сальджарский, Шавлинский, Эстулинский и Кубадринский блоки, имеющие меньшие абсолютные высоты. Относительно низкие гипсометрические отметки этого района и ошибочное предположение об образовании высоких террас нижнего течения Чуи и среднего течения Катуни в результате локального прогибания привели к выделению его части в качестве «яломанской впадины» [Богачкин, 1981].

Эта впадина многократно упоминалась в работах, посвященных проблеме формирования высоких террас в долинах рек Алтая. В действительности никаких данных об относительном погружении значительных участков между Теректинским и Айгулакским хребтами нет. Более низкие гипсометрические отметки этой территории объясняются увеличением расстояния между основными зонами линейного коробления, что на фоне общего снижения абсолютных высот в северном направлении приводит к образованию «залива» со стороны северного пояса среднегорного рельефа в его высокогорной части. Комплекс высоких террас располагается на участках долин Чуи и Катуни, использующих системы узких приразломных грабенов, трассирующих границы зон линейного коробления на отдельных участках.

Основная часть тыловой зоны расположена в пределах Монгольского Алтая, куда протягиваются магистральные сдвиговые зоны. В пределах северо-восточной части Русского Алтая правые сдвиги также имеют широкое распространение и фиксируются по коленообразным перегибам элементов гидросети (рис. 60–62). (Исследования кайнозойской внутриконтинентальной орогении проводились в Монгольском Алтае с использованием современных методов структурной геологии и кинематического анализа [Cunningham et al., 1996a,b; Cunningham, 1998].) Землетрясения с правосторонним косым сдвигом на протяжении последних 30 лет многократно отмечались в Монгольском Алтае [Жалковский и др., 1995], где многие границы горных сооружений маркируются уступами активных разломов. Морфотектонический анализ рельефа территории проведен также Г. Ф. Уфимцевым [1995].

Основными разрывными структурами горной страны являются протяженные (более 200 км) правосторонние сдвиги северо-западного простирания. Выделяются три зоны, содержащие активные правосторонние сдвиги и взбросы,

Рис. 60. Коленообразные изгибы правых притоков р.Чулышман (Байдыш и др.) в районе пересечения ими зоны активного правого сдвига (А–В). (Здесь и далее монтаж аэрофотоснимков.)

Рис. 61. Коленообразный изгиб долины р. Кумурлу (правый приток Башкауса) в районе пересечения ею зоны активного правого сдвига (А–В).

Рис. 62. Коленообразные изгибы левых притоков р. Кокори в районе пересечения ими зоны активного правого сдвига (А–В).

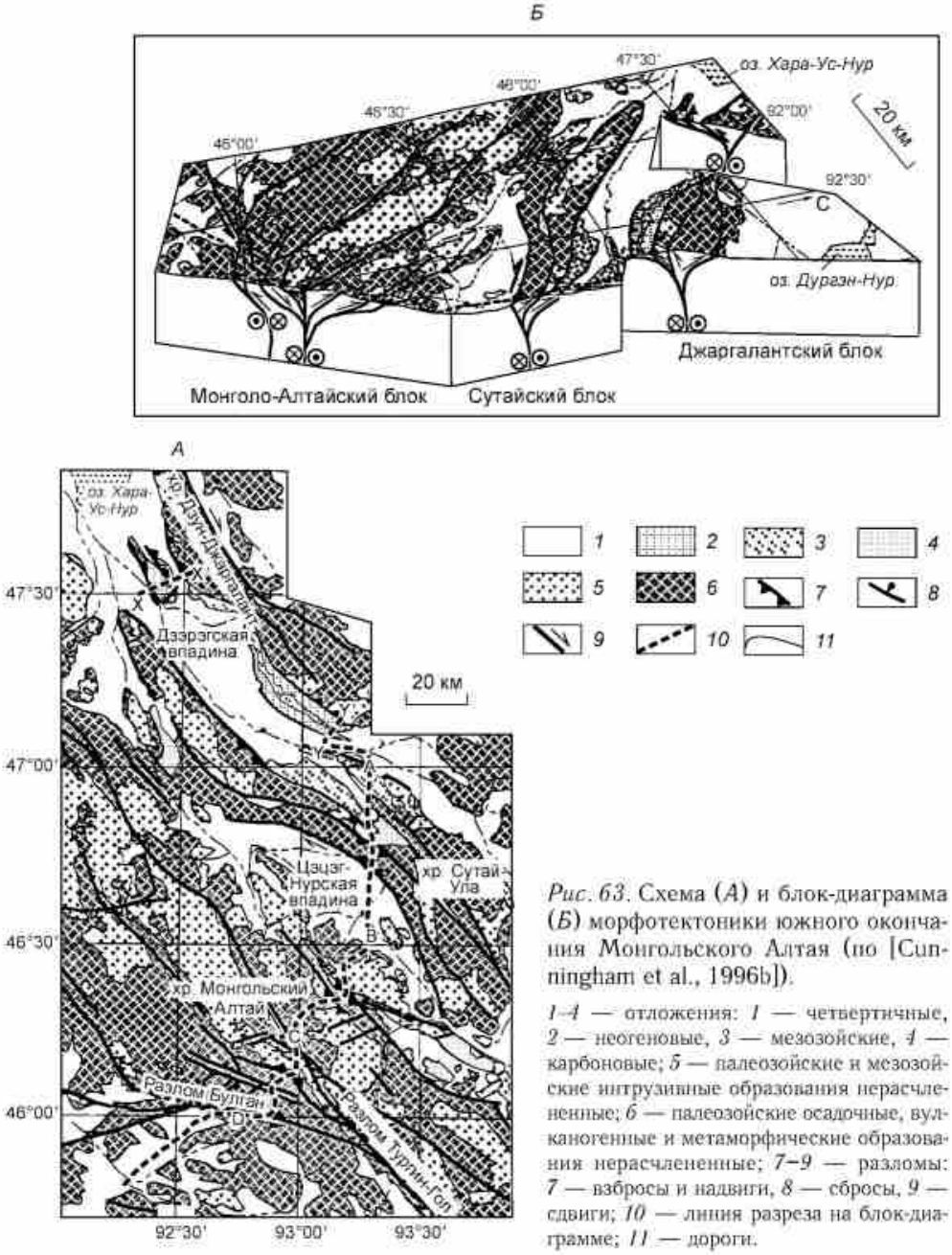


Рис. 63. Схема (*А*) и блок-диаграмма (*Б*) морфотектоники южного окончания Монгольского Алтая (по [Cunningham et al., 1996b]).

1–4 — отложения: *1* — четвертичные, *2* — неогеновые, *3* — мезозойские, *4* — карбоновые; *5* — палеозойские и мезозойские интрузивные образования нерасчлененные; *6* — палеозойские осадочные, вулканогенные и метаморфические образования нерасчлененные; *7–9* — разломы: *7* — взбросы и надвиги, *8* — сбросы, *9* — сдвиги; *10* — линия разреза на блок-диаграмме; *11* — дороги.

направленные в разрезе в противоположные стороны (рис. 63). Текущий режим деформаций связан с региональным сжатием и зональным смещением коровых масс в северо-западном направлении по отношению к Хангаю. Каждая зона образует в поперечном сечении асимметричный клин выпирания, и в поперечном сечении Монгольского Алтая выделяются три крупные flower structures. Ведущим механизмом горообразования территории является вертикальное и площадное разрастание чешуйчатых клиньев выпирания при движениях по разломам с правосторонне-сдвиговой и взбросовой составляющими.

Образующий южное ограничение горного пояса Булганский разлом формирует зону дробления шириной 3,5 км, по которой происходят левосторонние смещения. Таким образом, он подобен Богдинской (Долиноозерской) зоне левосторонних смещений, продолжающей его на востоке. Породы палеозойского основания представляют собой метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы палеозойских аккреционной призмы и островных дуг. В результате кайнозойского сжатия и воздымания Алтая как следствия Индо-Евразийской коллизии, локализованной в 2500 км южнее, произошло формирование вытянутой в северо-западном направлении системы правосторонних сдвигов, обновивших части древних разрывных структур. Все основные сдвиговые структуры Монгольского Алтая продолжаются и в Русском Алтае, где они расщепляются в северном и западном направлениях. Характер деформаций оперяющих разломов подтверждает правосдвиговый характер смещения по магистральным разломам.

7.5. Морфология и морфотектоника фронтальной (Джунгарской) зоны и области сжатия правофланговой (Горноалтайской) зоны (на примере Зайсанской впадины)

Рассматриваемая территория включает в себя южную часть горных сооружений Южного Алтая и северную часть Зайсанской впадины. Она имеет все характерные элементы зоны перехода от гор к краевому прогибу. Территория изучена в ходе полевых работ 1996 г. в рамках исследований по проекту INTAS 93–134 «Continental Rift Tectonics and Evolution of Sedimentary Basins». В отличие от всей остальной территории Алтая рассматриваемый район хорошо исследован в геоморфологическом отношении еще в 1950–1960-е гг. [Селиверстов, 1956, 1957, 1959а,б, 1960а,б, 1961а,б, 1966]. Территориальная ограниченность района исследований не позволила выявить его роль в общей структуре Алтая, однако все частные геоморфологические вопросы были решены.

В орографическом отношении территория отчетливо делится на три субширотные зоны. Север занимают горные сооружения хребтов Курчумского, Асутау и Матобай с абсолютными высотными отметками в диапазоне 1700–2250 м. Полоса мелкосопочного рельефа, отделенная от горных сооружений системой уступов, имеет абсолютные высоты 700–1150 м. Всю южную часть занимает слабонаклоненная равнина. Она отделена от полосы мелкосопочника отчетливым невысоким уступом. Абсолютные высоты равнины вблизи ее границы с мелкосопочником около 500 м, в южном направлении они ступенчато

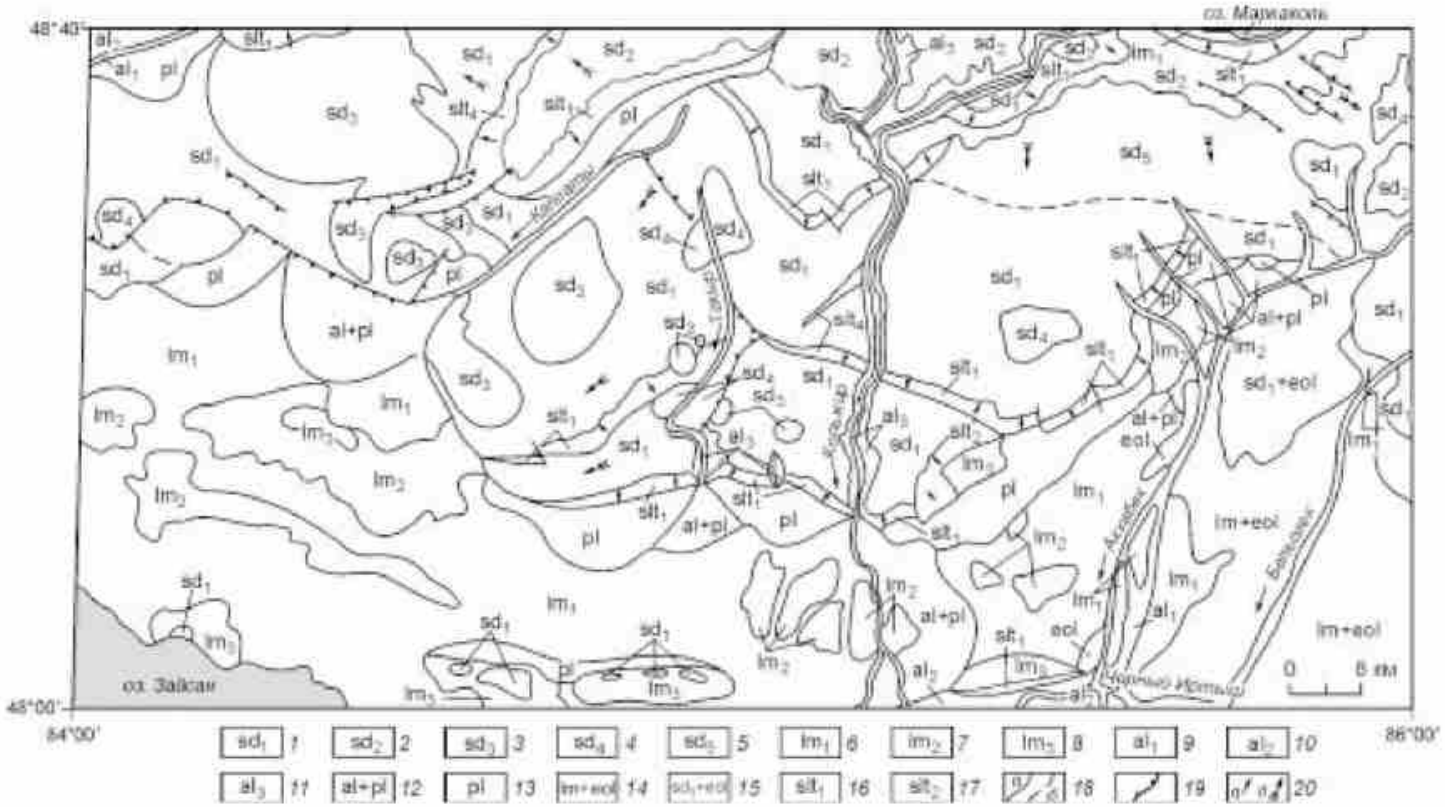


Рис. 64. Геоморфологическая схема северной части Зайсанской впадины и примыкающей к ней части Южного Алтая.

1–5 — поверхности выравнивания горного обрамления: *1* — слабо деформированная, выработанная в осадочных и метаморфических породах палеозоя, *2* — наклоненная, расчлененная, на вершинах новейших блоковых поднятий, *3* — выработанная в гранитоидах палеозоя, *4* — с понижениями, занятыми кайнозойскими осадками с остатками коры выветривания, *5* — сильно наклоненная, с интенсивным эрозионным расчленением; *6–8* — озерная равнина впадины, выработанная в верхнемеловых-кайнозойских осадках: *6* — с чехлом четвертичных осадков, *7* — сложенная непосредственно верхнемеловыми-плиоценовыми осадками, *8* — деформированная в ходе новейших блоковых поднятий; *9–*

17 — внезональные и переходные образования; *9–11* — аллювиальные (*9* — русло и пойма водотоков, нерасчлененные, *10* — пойма, выражающаяся в масштабе карты, *11* — крутые склоны эрозионных долин в пределах горного обрамления), *12* — аллювиально-пролювиальные (конусы выноса крупных водотоков), *13* — пролювиальные (слившиеся в шлейфы конусы выноса мелких эрозионных рытвин); *14*, *15* — наложенный рельеф бугристых эловых песков (*14* — на озерную равнину, *15* — на холмистую поверхность выравнивания); *16*, *17* — тектоногенные уступы (*16* — крутые, слаборасчлененные; *17* — средней крутизны интенсивно расчлененные); *18* — границы между типами рельефа: *а* — отчетливые, *б* — предполагаемые; *19* — тектоногенные уступы, не выражающиеся в масштабе; *20* — преобладающие уклоны поверхностей рельефа: *а* — тектоногенных уступов, *б* — поверхности выравнивания.

снижаются до 400 м. Вдоль южной границы территории протянулась цепочка холмов с относительным превышением от 100 до 300 м, осложняющих поверхность равнины (Шакельмес, Караберик, Жуанкара, Ушкара, Керши, Ащитас).

Вся гидросеть района относится к бассейну Иртыша. Верховье Иртыша носит название Черный Иртыш. Он протекает с востока на запад вдоль южной границы территории и впадает в оз. Зайсан. Самый крупный приток Черного Иртыша Кальжир берет начало в оз. Маркаколь, расположенном в северной части района (уровень воды 1447 м), и пересекает все его орографические элементы в направлении с севера на юг. Все остальные водотоки берут начало в горах северной части территории. Из них только Аккабек и Бельозек достигают Черного Иртыша, а остальные (Калгаты, Такыр и др.) теряются в пределах засушливой равнины. Помимо озер Зайсан и Маркаколь, в западной части района в пределах равнины и мелкосопочника развиты многочисленные мелкие озера. Все они занимают денудационные понижения в рельефе и являются бессточными. Вода в них соленая. У подножий уступов, отделяющих горы от мелкосопочника, а мелкосопочник от равнины, бьют многочисленные пресноводные источники.

Основные типы рельефа рассматриваемой территории, за исключением доорогенного денудационного рельефа, сформировались в результате морфотектонической активизации в кайнозойское время (рис. 64). Наиболее древние элементы имеют докайнозойский возраст – это сохранившиеся от расчленения участки поверхности денудационного выравнивания, формирование которой завершилось в начале палеогена.

Всю южную часть территории занимает наклонная равнина. От горных сооружений юга она отделена отчетливыми уступами с относительной высотой до 200 м. Абсолютные высоты равнины вблизи уступов – 430–480 м, а вблизи оз. Зайсан и Черного Иртыша – около 410 м. Эта равнина выработана в слабодислоцированных палеоген-неогеновых отложениях и имеет абразионное происхождение. В ее пределах развито несколько террасовых уровней с относительными превышениями 10–20 м [Селиверстов, 1960а]. Выделяются первичные участки абразионной озерной равнины, для которой характерно наличие чехла рыхлого галечного материала мощностью до 5–10 м. В результате денудации галечникового чехла образуются обширные участки равнины, где на поверхность выходят палеоген-неогеновые породы.

Два этих подтипа поверхности озерной равнины отчетливо различаются по фототону на снимках SPOT. Вдоль южной границы территории прослеживается цепочка молодых тектонических выступов. Морфологически они представляют собой плосковерхие возвышенности с относительными превышениями от 100 до 250 м. Наличие в центральных частях некоторых из них (горы Шакельмес, Караберик, Жуанкара и др.) ядер палеозойских пород с падением перекрывающих палеоген-неогеновых образований в разные стороны от центра доказывает, что это горст-антиклинали, возникновение которых связано с внедрением в кайнозойские отложения Зайсанской впадины блоков палеозойского основания. Местами, в районах моноклинального падения кайнозойских пород, развит куэстовый рельеф, а на многих участках – многочисленные эрозионные рытвины, образующие классический бедленд.

До поднятия уровня Зайсана в связи с заполнением Бухтарминского водохранилища вдоль озера наблюдалась молодая озерная равнина с пляжем, береговым обрывом, береговыми валами и косами. В настоящее время эти элементы в значительной степени затоплены, и оз. Зайсан, ставшее частью Бухтарминского водохранилища, во многих местах непосредственно граничит с древней абразионной равниной. В восточной части равнины наблюдается перекрытие ее бугристыми песками, образующими обширное поле, большая часть этой песчаной пустыни расположена на территории Китая, и лишь небольшие участки пересекают пограничную реку Алкабек.

По подножиям тектонических уступов, отделяющих ее от горных сооружений севера, наблюдаются пролювиальные шельфы увалистого облика шириной 4–6 км. Полоса шлейфов прерывается сухими дельтами, расположенными в местах выхода из гор наиболее крупных водотоков (Калгаты, Такыр, Кальжир). Эти дельты фиксируют последний этап повышенного увлажнения территории, предшествующий нынешнему засушливому периоду.

Вдоль всех крупных рек района развиты узкие полосы террасированных аллювиальных равнин. Аллювиальный комплекс обычно состоит из поймы и двух-трех террас высотой 2–5, 5–7, 10–15 м. Только у Черного Иртыша в масштабе карты можно разделить русло и пойму с террасовым комплексом. На большей части территории долины врезаны слабо. Лишь у Кальжира в горной части хорошо выработано ущелье с крутыми склонами, у остальных водотоков водораздельные поверхности полого снижаются к аллювиальному комплексу, который отделен от них невысоким уступом.

Для всей северной половины характерен денудационный рельеф, выработанный в скальных породах палеозоя. Наиболее широко развит древний пенеплен, который является исходным типом рельефа для всей рассматриваемой территории. В южной ее части он погребен под палеоген-неогеновыми осадками и обнажается лишь на плоских вершинах молодых поднятий. В северной части, в Курчумском горсте, в верховьях Кальжира и вдоль южного борта Маркакольской впадины он поднят на значительные высоты от 1500 до 2300 м, достаточно сильно расчленен и изменен криогенными процессами. К югу от Маркакольской впадины он наклонен и интенсивно расчленен эрозионными долинами.

Наиболее хорошо древний пенеплен представлен в полосе между Зайсанской впадиной и высокими горными сооружениями севера территории. Ширина полосы составляет от 20 до 40 км. Абсолютные высоты снижаются с востока на запад с 1250 до 600 м. Рельеф этой части имеет все признаки формирования в результате медленной площадной денудации. Для него характерна высокая степень препарировки геологической структуры. В областях развития палеозойских осадочных и метаморфических толщ развит грядовый и куэстовый микрорельеф. Относительные превышения гряд над межгрядовыми понижениями не более 30–70 м. На гранитных интрузиях развит хаотически-холмистый микрорельеф с относительными превышениями 50–60 м. Поверхность выравнивания практически лишена покрова рыхлых отложений. В ее пределах отдельные гранитные тела, пачки осадочных и метаморфических толщ легко распознаются на космоснимках по фототону. Для поверхности выравнивания, развитой на гранитных массивах, характерны бессточные понижения, занятые озерами. На возвышениях широко распространены причудливые формы выветривания в виде останцов и разнообразных ниш.

В пределах мелкосопочной поверхности выравнивания приразломных впадин сохранились участки с палеоген-неогеновыми осадками. Значительная часть поверхности выравнивания на ранних этапах новейшего орогенеза представляла собой дно впадины и перекрывалась кайнозойскими осадками. Лишь впоследствии древний рельеф был «откопан» по мере вовлечения в поднятие. Это объясняет его невероятно хорошую сохранность от расчленения. В восточной части имеются участки мелкосопочного рельефа с абсолютными отметками 750–920 м, перекрытые мигрирующими эоловыми песками. Внешне они похожи на огромные песчаные холмы, возвышающиеся над окружающей равниной на 300–400 м.

Тектоногенные уступы широко развиты на границах между впадиной и полосой мелкосопочника, а также между мелкосопочными горными сооружениями севера территории. Как правило, это четко выраженные склоны с крутизной 20–30°, реже они сильно расчленены и представлены полосами рельефа типа бедленда. Относительная высота уступов составляет от 100 до 400 м, реже (на границах Курчумского блока) она достигает 500–700 м. Помимо крупных тектоногенных уступов в пределах поверхности мелкосопочника среднего яруса рельефа встречаются более мелкие уступы с относительной высотой до 100 м, они фиксируют подвижки по разломам северо-западного и северо-восточного простирания.

В геологическом отношении территория отчетливо делится на две части (рис. 65). Южная – собственно впадина – сложена кайнозойскими осадками, которые связаны с характерными элементами рельефа. Большинство элементов аккумулятивные, представлены полностью сингенетичными отложениями (пролювиальные шлейфы, аллювиально-пролювиальные конусы выноса, аллювиальные элементы долин). Денудационно-аккумулятивная озерная равнина также перекрыта тонким чехлом озерных осадков. Дочетвертичные кайнозойские отложения связаны либо с тектоническими выступами в пределах озерной равнины, либо с эрозионными окнами. Благодаря различиям в окраске поверхностных отложений и в составе растительности, которая чутко реа-

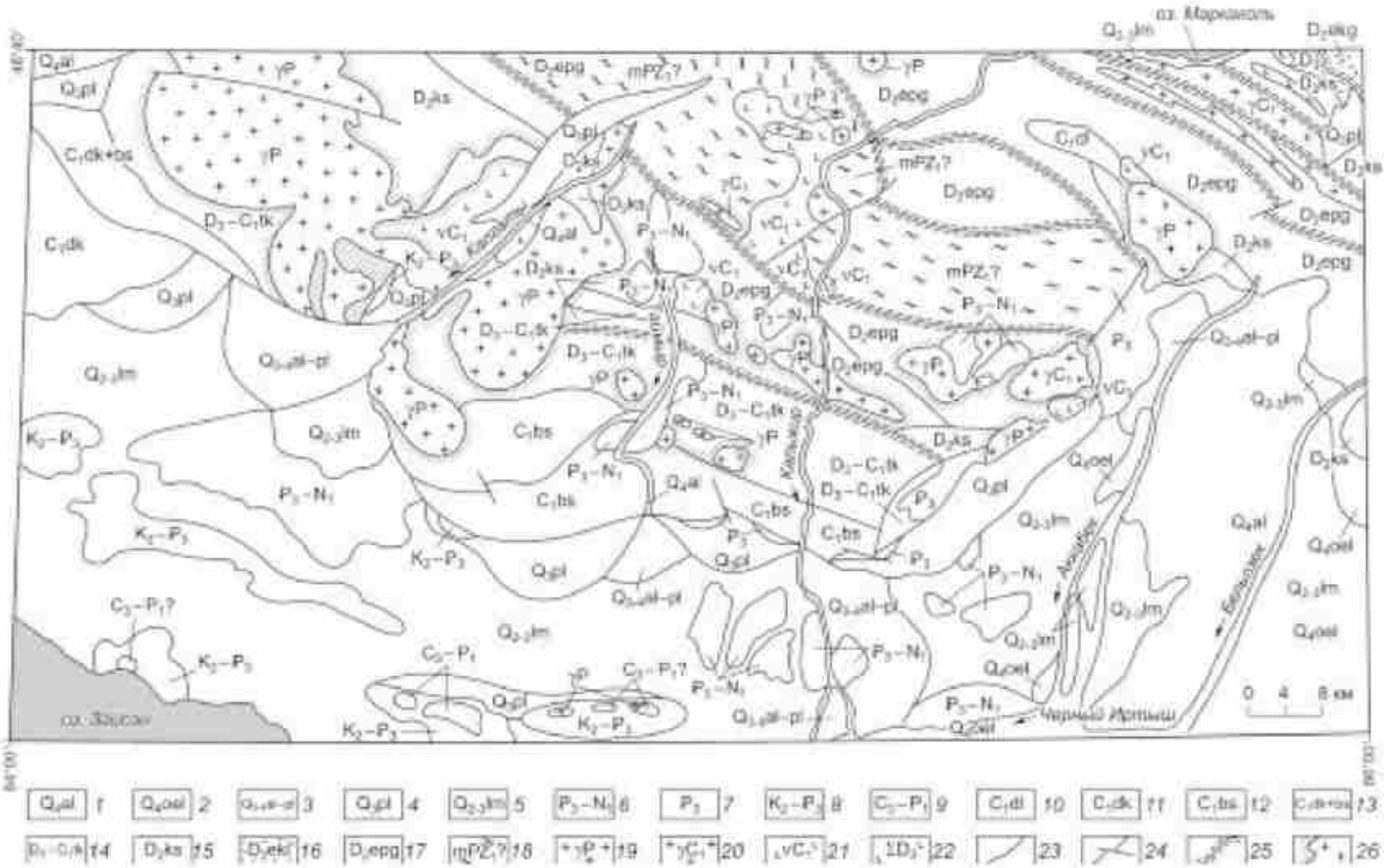


Рис. 65. Геологическая схема северной части Зайсанской впадины (на основе Геологической карты СССР м-ба1:200000).

1–8 — стратифицированные кайнозойские образования: *1* — голоценовые аллювиальные галечники и пески, *2* — голоценовые эоловые пески, *3* — позднеплейстоценовые и голоценовые аллювиально-пролювиальные пески и галечники, *4* — позднеплейстоценовые пески и суглинки, *5* — озерные пески, суглинки и глины, *6* — олигоцен-миоценовые нерасчлененные пестроцветные и белые глины, пески, *7* — олигоценовые красные и белые глины, желтые пески, угли, *8* — мел-палеогеновые пестроцветные каолиновые глины, алевриты, галечники; *9–18* — стратифицированные палеозойские образования: *9* — позднекаменноугольные–раннепермские(?) нерасчлененные конгломераты, гравелиты, песчаники, туфы, алевролиты, *10–13* — раннекаменноугольные (*10* — песчаники, алевролиты, конгломераты джалтырской свиты, *11* — песчаники, алевролиты даланкаринской свиты, *12* — песчаники, алевролиты байсумской свиты, *13* — отложения даланкаринской и байсумской свит нерасчлененные); *14* — позднедевонско-раннекаменноугольные черные глинистые сланцы, алевролиты, песчаники такырской свиты; *15–17* — среднедевонские (*15* — песчаники, алевролиты, известняки каскаькурчумской свиты, *16* — кислые туфы и лавы култабарской свиты, *17* — песчаники, алевролиты, сланцы, известняки пугачевской свиты); *18* — палеозойские породы, преобразованные в кристаллические сланцы, биотитовые, амфибол-биотитовые, роговообманковые и амфиболиты; *19–22* — интрузивные образования: *19* — пермские граниты биотитовые, биотит-роговообманковые (калбинский комплекс), *20, 21* — габбро, габбро-диориты и диориты (змеиногорский комплекс), *22* — позднедевонские габбро, габбро-диабазы и диабазы; *23–26* — геологические границы: *23* — стратиграфические, согласные и несогласные, *24* — простые тектонические, *25* — тектонические с зонами смятия, *26* — интрузивные с зонами ороговикования.

гирует в засушливом климате на изменения в литологии, все геологические и геоморфологические элементы южной части территории хорошо дешифрируются на дистанционных материалах.

Северную часть территории слагают палеозойские породы, на которых развиты мелкосопочник и горный рельеф. Все основные геологические тела вытянуты здесь в северо-западном направлении. Исключение составляют лишь некоторые интрузивные массивы западной и центральной частей района. Отложения представлены в основном сильно дислоцированными карбоновыми и девонскими породами. Оси складок имеют также северо-западное простирание. Территория разбита на серию протяженных блоков северо-западного простирания зонами разломов докайнозойского возраста с широкой полосой приразломного смятия и переработки пород. В центре района расположен блок метаморфических пород северо-западного простирания, ограниченный разломами.

Сравнивая палеозойскую тектонику с новейшей структурой рельефа, можно определенно сказать, что палеозойская структура в незначительной степени была использована в ходе новейшей активизации. Как правило, реактивации подверглись зоны крупных разломов на отдельных участках. Долины крупных рек, так же как и основные положительные структуры (Курчумский хребет), секут палеозойскую структуру практически под прямым углом. Таким образом, в ходе альпийского орогенеза территории произошло принципиальное обновление структурного плана, и преобладающими направлениями разрывных нарушений в этой части Алтая стали западное и северо-восточное. Однако граница Алтая с Зайсанской и Джунгарской впадинами совпадает пространственно и по простиранию с Иртышской зоной смятия, и очевидна связь между наиболее крупными палеозойскими и кайнозойскими структурными элементами.

Пассивная роль геологического основания в образовании деталей рельефа связана с разной устойчивостью пород к денудации и с их препарировкой в ходе постепенного площадного снижения поверхности. Для этого процесса требуются особые условия и значительное время, и структурный (т. е. с отпрепарированной древней геологической структурой) рельеф встречается только в области развития реликтовой докайнозойской поверхности выравнивания в пределах поля мелкосопочника и полностью разрушен в возвышенной части.

По соотношению геологического и геоморфологического строения территория делится на три субширотные зоны. В южной зоне (собственно впадине), где развиты кайнозойские осадки, четвертичный аккумулятивный рельеф сингенетичен отложениям, а эрозионный обнажает палеоген-неогеновые осадки. Центральная зона (полоса мелкосопочника между горами и впадиной) является древним денудационным рельефом с характерной препарировкой осадочных слоев и интрузивных тел. Северная (хребты Курчумский и Асутау) представлена молодыми формами, связанными с воздыманием блоков по кайнозойским разломам. В ее пределах палеозойская геологическая структура практически не находит отражения в строении. В рельефе проявлена лишь кайнозойская разломная тектоника, почти не наследующая старый структурный план.

Рассмотренная зона перехода от молодых коллизионных горных сооружений Алтая к краевому прогибу Зайсанской впадины (рис. 66) существенно отличается по характеру кайнозойских тектонических деформаций от центральной и юго-восточной частей Алтая [Новиков, 1996а], где на ранних этапах сжатия проявились плавные изгибы исходного пенеплена с образованием системы вытянутых на северо-запад валов и прогибов, которые подверглись затем раздроблению на блоки, испытавшие значительные перемещения как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. В ее пределах процесс раздробления изогнутого тектоническими движениями пенеплена находится еще только в самом начале. Судя по строению кайнозойских отложений Зайсанской впадины, деформации на южной границе Алтая начались в то же время, что и в его центральной части. Разрастание горных сооружений шло за счет вовлечения в поднятие частей предгорного прогиба.

Так, наиболее высокие хребты Курчумский и Асутау, расположенные вдоль северной границы территории, начали формироваться еще в палеогене. В это время вся область мелкосопочника, обрамляющая их с юга, еще была частью предгорного прогиба, о чем свидетельствуют многочисленные мелкие понижения с палеогеновыми и ранненеогеновыми осадками в ее пределах. Интенсивность эрозионного расчленения возвышенных блоков и мелкосопочного обрамления также свидетельствует об их разновременном вовлечении в поднятие. Наклоненные реликты пенеплена на вершинах блоков северного обрамления подверглись интенсивному эрозионному расчленению, в то время как эрозионная сеть мелкосопочника находится в зачаточном состоянии. Поскольку разница в количестве осадков в связи с различиями абсолютных высот объектов незначительна (в настоящее время менее чем в 1,5 раза),

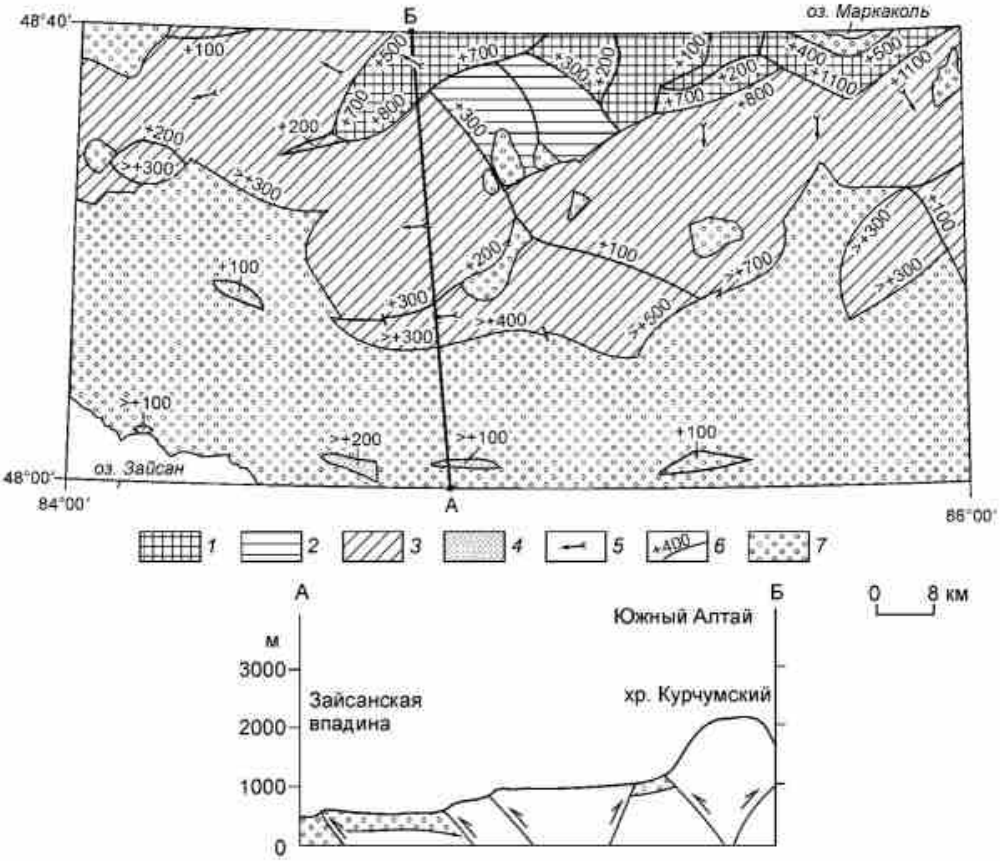


Рис. 66. Морфотектоническая схема северной части Зайсанской впадины и ее горного обрамления.

1–3 — блоки палеозойского основания, испытавшие перемещения в ходе кайнозойской активизации: *1* — наиболее приподнятые и расчлененные эрозией, *2* — умеренно приподнятые и расчлененные, *3* — слабо приподнятые; *4* — мелкие блоки палеозойских пород, прорывающие кайнозойские осадки; *5* — направление падения поверхности пенеплена в пределах блоков; *6* — основные кайнозойские разрывные тектонические нарушения (цифрами показаны относительно приподнятые границы блоков и вертикальная составляющая перемещения, м); *7* — кайнозойские бассейны седиментации в понижениях поверхности пенеплена и на месте относительно опущенных блоков.

главным фактором расчленения горных сооружений эрозией в этом регионе является время. Таким образом, горный рельеф северного обрамления территории древнее, поскольку дольше подвергается эрозионному расчленению.

Процесс вовлечения в образование горных сооружений Алтая элементов предгорного прогиба продолжается. В настоящее время вдоль северной границы Зайсанской впадины отмечается зона шириной от 20 до 40 км, отде-

ленная от основной ее части цепочкой поднятий вдоль правого берега Черного Иртыша, в которых уже выступили на поверхность породы палеозойского основания. По геофизическим данным [Ерофеев, 1969] мощность позднемеловых и кайнозойских осадков в этой зоне менее 300 м, в то время как в основной части впадины – более 1000 м. Поверхность зоны несет на себе следы начинающейся денудации: во многих местах чехол четвертичных осадков уже удален, и на поверхность выходят палеогеновые и неогеновые осадки.

Таким образом, призайсанская часть Алтая состоит из трех зон субширотного простирания. Северная, наиболее приподнятая, вовлечена в поднятие раньше других, средняя сравнительно недавно была «откопана» от покрова кайнозойских отложений, а южная еще только начала процесс воздымания и еще прикрыта чехлом палеоген-неогеновых осадков мощностью в первые сотни метров. Между собой выделенные зоны разделены сложным сочетанием тектоногенных уступов и реже изгибами первичной пенепленизированной поверхности.

Движущей силой морфотектонической эволюции территории явилось продолжительное региональное сжатие, об этом убедительно свидетельствуют деформации позднемеловых и палеогеновых осадков в обнажениях вдоль подножий тектоногенных уступов, разделяющих область мелкосопочника и Зайсанскую впадину. Так, в изученном нами обнажении, в 20 км к западу от выхода Такыра из гор, у подножия уступа, связанного с движениями по разлому, разделяющему мел-палеогеновые глинистые осадки и раннекаменноугольные песчаники, последние явно надвинуты на первые, причем падение слоистости мел-палеогеновых осадков к северу составляет до 80° [Новиков, 2000в]. Подобные деформации наблюдаются и по южному борту Зайсанской впадины, где в бортах эрозионных долин, дренирующих северный склон хр. Сайкан, обнажаются круто падающие к северу слои (до 80–90°) практически полного разреза осадков, выполняющих впадину [Борисов, 1963].

На границе горной системы Алтая с Зайсанской впадиной молодые орогенные движения проявились еще относительно слабо, и можно предположить, что перед нами природная модель рельефа центральной части Алтая конца неогенового периода. Здесь отчетливо фиксируется закономерность разрастания горных сооружений от центра к периферии. Южная зона пока еще входит в состав Зайсанской впадины, но, судя по начавшемуся сносу четвертичного чехла с абрадированных палеоген-неогеновых отложений и формированию цепочки горст-антиклиналей вдоль его южной границы, процесс вовлечения южной зоны в горообразовательный процесс уже начался. Если тенденция будет устойчивой, эта зона со временем превратится в подобие нынешней зоны мелкосопочника с реликтовыми мульдами, выполненными кайнозойскими осадками, а современная зона мелкосопочника будет подвержена раздроблению на блоки по уже наметившимся в виде тектоногенных уступов активизированным разломам. Об этом свидетельствует и тот факт, что единственное сильное, зафиксированное здесь, землетрясение связано с разломом, расположенным не на границе горных сооружений, а в осевой части Зайсанской впадины [Рогожин, Леонтьев, 1992а,б].

7.6. Морфология и морфотектоника области растяжения правофланговой (Горно-Алтайской) зоны (на примере района Телецкого озера)

Телецкое озеро расположено в северо-восточной части Горного Алтая. Его бассейн включает в себя зону перехода между Алтаем и Саянами, вытянутую с юго-востока на северо-запад более чем на 200 км при средней ширине 80 км. Максимальная ее ширина достигает 150 км. Бассейн имеет общий наклон в северо-западном направлении, что находит отражение в снижении высот обрамляющих хребтов с 3000–3400 м на юге и юго-востоке до 600–1300 м на крайнем северо-западе. С запада и северо-запада бассейн обрамлен хребтами Алтын-Ту и Сумультинским, с юго-запада – Айгулакским, с юга – Курайским и хр. Чихачева, с юго-востока и востока – Шапшальским и Абаканским, на севере бассейн замыкается хр. Торот. Перечисленные горные хребты являются естественными водораздельными границами между бассейном Телецкого озера, с одной стороны, и бассейнами рек Катунь, Чуя, Большой Абакан, Хемчик, Алаш, Могун-Бурень, Пыжа, Лебедь – с другой. В пределах бассейна горные хребты в основном вытянуты с юго-востока на северо-запад, однако на широте озера они меняют свое направление на северное и северо-восточное.

Чаша Телецкого озера располагается на северо-западе бассейна на высоте 434 м над уровнем моря. В плане озеро имеет коленообразную форму и состоит из двух частей: южной (меридиональной) протяженностью 50 км и северной (широтной) – около 28 км. Озеро имеет несколько заливов, из которых наиболее крупные Камгинский и Кыгинский. Средняя ширина озера 2,9 км при максимальной в 5,2 км.

Основная артерия, поставляющая водные массы в озеро, – р. Чулышман, на долю которой приходится от 62 до 71 % всего притока. Долина Чулышмана на первых 60-ти километрах от озера имеет трапециевидную форму и в тектоническом отношении является южным продолжением его грабена. Из рек бокового притока наиболее крупные Кыга, Челюш, Большие Чили, Малые Чили, Кокши, Камга, Колдор. Некоторые притоки не имеют хорошо выработанных долин в своей приустьевой части, поэтому впадают в озеро в виде водопадных каскадов. Более крупные реки имеют хорошо выработанные долины и выносят свои воды из каньоновидных ущелий. Такие реки, как Камга, Кыга и Колдор, на протяжении нескольких километров от устья имеют хорошо выраженные долины трапециевидной формы, затем, подобно Чулышману, они заключаются в V-образные долины. Реки бокового притока, занимая всего 15,7 % водосборного бассейна, поставляют, однако, порядка 30 % общего притока водных масс в озеро, что является следствием значительной увлажненности этой части бассейна. Сток воды из озера осуществляется единственной рекой – Бией.

Акватория окружена горными хребтами с высотами от 600–1300 м в широтной части до 1700–2400 м в меридиональной. Берега большей частью скальные, обрывистые, зачастую уходящие под урез воды или отделенные от нее узкой полоской берега. Заболоченные береговые участки имеют небольшое распространение и приурочены к дельтам рек Чулышман, Кыга, Камга,

Колдор, Самыш, Ойер. В прибрежной зоне выделяется ряд террасовидных площадок, которые поднимаются над зеркалом воды на высоту до 250 м. Наиболее крупные из них Яйлю, Ежон и Беле. Их образование связано с отседанием значительных береговых блоков по листрическим разломам [Деев и др., 1995]. По строению дна и глубинам на Телецком озере выделяются два плеса. Первый (основной) простирается от мыса Караташ до устья Чулышмана, включая всю меридиональную и 3/5 широтной части, и имеет глубины от 100 до 325 м. Второй (северо-западный мелководный) распространяется от мыса Караташ до истока Бии и характеризуется глубинами от 10 до 40 м.

Вопрос о происхождении Телецкого озера длительное время был предметом острых дискуссий. За преобладающее значение тектонических деформаций в генезисе озера высказывались В. П. Нехорошев [1932, 1958, 1959], С. А. Яковлев [1916, 1939], Л. И. Семихатова [1934], В. М. Сенников [1958], П. М. Бондаренко [1967]. За ведущую роль ледниковых процессов в формировании котловины озера выступали Г. И. Гране [1916], Н. Л. Бубличенко [1939, 1946], А. И. Москвитин [1946], Н. А. Ефимцев [1961а,б]. Явный прогресс в морфотектонических исследованиях Алтая окончательно прояснил ситуацию: котловина Телецкого озера является плейстоценовым грабеном. Данная структура формируется в зоне растяжения на границе между Алтайской и Саянской горными системами в результате подвижек микроплит, происходящих в ходе последних этапов кайнозойской тектонической активизации [Деев и др., 1995; Дельво и др., 1995; Лукина, 1991, 1996; Селезнев и др., 1995; и др.].

Стратиграфический разрез изучаемого района включает отложения рифея, кембрия, ордовика, девона и перми. Породы в различной степени подверглись метаморфизму. Наиболее распространены серо-зеленые хлоритовые, хлорит-кварцевые, хлорит-карбонат-кварцевые, эпидот-серицит-хлоритовые, эпидот-актинолит-хлоритовые и другие разновидности метаморфических сланцев. В геологическом строении значительную роль играют интрузивные образования. В пределах Прителецкого района располагаются крупные массивы (Садринский, Абаканский, Кокшинский, Челюшский, Алтынтаусский) и ряд мелких интрузивных тел. Породы массивов представлены преимущественно гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, гранито-гнейсами, плагиогранито-гнейсами, гранодиорито-гнейсами.

Район Телецкого озера характеризуется значительным разбросом абсолютных отметок, достигающих 2067 м (высшая точка – гора Баскон (2502 м), низшая – уровень Телецкого озера (434 м)). Реально, с учетом глубины озера, разброс превышает 2500 м. Расстояние по горизонтали между низшей и высшей точками около 10 км. Такие резкие перепады абсолютных отметок характерны только для районов, испытавших в позднем кайнозое интенсивные дифференцированные блоковые движения.

Геоморфологическая структура территории представляет собой закономерное сочетание элементарных поверхностей, каждая из которых принадлежит к определенному генетическому типу, характеризующемуся своими углами наклона, морфологией микрорельефа, рыхлыми отложениями и современными рельефообразующими процессами. Элементарные поверхности рельефа являются главными объектами при геоморфологическом картировании. Поскольку

это изоградиентные поверхности, от смежных элементов они отделены линиями перегиба склона, независимо от того соседствуют они с поверхностями однотипными или же с поверхностями иного генетического типа. Закономерная геоморфологическая структура нарушается даже при незначительных движениях, и поверхности либо плавно деформируются, либо разрываются с образованием уступов, выявление кайнозойских тектонических нарушений не представляет проблем. Чем больше времени прошло с момента тектонической деформации, тем меньше она выражена в рельефе, и в большинстве случаев докайнозойские тектонические структуры фиксируются только в геологическом строении.

В геоморфологическом строении района Телецкого озера отчетливо выделяется 12 типов элементарных поверхностей, резко различающихся по углам наклона.

Вершинные поверхности имеют углы наклона от 0 до 2°. Их обрамляют привершинные склоны с углами наклона до 10–12°. Склоны долин имеют несколько характерных углов наклона: один тип склонов имеет вогнутый профиль, углы наклона 40–50° и более в верхней части; другой – прямой профиль и углы наклона 30–35°; третий имеет слабовыпуклый профиль и углы наклона 15–20°. Отдельный тип образуют борта ящикообразных долин, характеризующиеся прямым поперечным профилем и углами наклона 40–45°. Днища таких долин представляют плоские поверхности с углами наклона до 1°, повышающимися в местах примыкания к ним боковых долин до 4°. В рельефе территории присутствует еще один тип склонов, прямо не связанных с речными долинами. Это борта впадины Телецкого озера и уступы, пересекающие более пологие склоны долин. По морфологии они близки к бортам ящикообразных долин. Днища мелких долин имеют обычно незначительную ширину, и их соседние борта разделены линией тальвега, лишь в верховьях они расширяются и характеризуются бугристым микрорельефом и усредненными углами наклона в 2–4°.

Сочетание перечисленных элементов и образует практически все разнообразие форм рельефа рассматриваемой территории. Некоторые характерные, но не развитые широко по площади элементы, например субвертикальный абразионный уступ по берегам озера высотой до 20 м, являются молодыми образованиями, и хотя прежде всего бросаются в глаза, относятся, скорее, к формам микрорельефа, осложняющим структуру рельефа.

Верхний ярус рельефа. Возвышенные части водоразделов к западу и востоку от Телецкого озера имеют сходное строение. Они резко возвышаются над остальной территорией, отделяясь от нее крутыми уступами. Абсолютные отметки уплощенных участков основания, над которыми они приподняты, составляют 1600–1900 м. Они отчетливо выделяются на картах и аэрокосмоснимках, поскольку поднимаются выше границы леса и представляют собой каменистые гольцы. Наряду с бортами впадины Телецкого озера это наиболее крупные естественные обнажения территории, которые, однако, слабо изучены из-за трудной доступности. Рассматриваемый ярус рельефа к западу от озера представлен изометричным массивом около 10 км в поперечнике, включающим возвышенную часть хр. Монаргы (2000–2200 м), горы Алтынту (2298 м) и Корумбу (2358 м). На востоке – это водораздельная часть Абаканского хребта (2000–2500 м) и хр. Корбу (2000 м).

Верхний ярус рельефа расчленен типичными ледниковыми долинами. В настоящее время они лишены ледников и фирновых полей, но малая измененность ледниковых форм указывает, что они активно развивались в ходе последнего позднеплейстоценового оледенения Горного Алтая. Характерно, что в юго-восточной части Горного Алтая, где геоморфологические эффекты оледенения проявлены наиболее ярко, ледниковые формы на таких же абсолютных высотах практически не развиты. Это свидетельствует о том, что наблюдаемая в настоящее время тенденция сокращения общего количества осадков и, соответственно, активности ледниковых процессов и эрозионной деятельности водотоков с севера на юг проявлялась и ранее.

Основными ледниковыми формами рельефа в пределах территории являются кары. Их ширина 1–2 км, длина 2–5 км, глубина 300–500 м. Кары образуют верховья практически всех долин, достигающих верхнего яруса. Борта их имеют вогнутый профиль со скалистой верхней частью и осыпным шлейфом в основании. Крутизна бортов прямо связана с ориентировкой каров относительно сторон света. Кары, обращенные к югу, имеют наиболее пологие борта, и осыпи нередко достигают их бровки. У каров, раскрытых на север, наиболее крутые скальные борта. Лишь у подножий таких склонов начинается накопление осыпного шлейфа. Ледниковые долины субширотного простирания имеют асимметричный поперечный профиль с более крутыми бортами северной экспозиции. Эти закономерности не связаны с геологическим строением, и их проявление обусловлено неодновременностью деградации долинных ледников. В долинах южной экспозиции они исчезли раньше, и их постгляциальные изменения более значительны.

Днища каров обычно имеют абсолютные отметки в диапазоне 1700–1900 м. Таким образом, они находятся на уровне вершинной поверхности среднего яруса рельефа, над которым возвышаются рассматриваемые горные сооружения. По-видимому, эта поверхность послужила базисом ледниковой экзарации, поскольку ледники, как правило, существенно не углубляют эрозионные долины, в которых развиваются, а лишь расширяют их с образованием уплощенного днища и крутых склонов. Днища всех каров представляют собой уплощенные площадки с бугристым микрорельефом, образованным моренными грядами, межморенными понижениями и котловинами выпахивания. В котловинах выпахивания и понижениях моренного рельефа располагаются озера.

Озера котловин выпахивания имеют обычно изометричную форму и размеры 100–300 м в поперечнике, реже до километра. Они подперты ригелями, и их днище нередко представляет чашу, выпаханную в коренных породах и лишенную рыхлых осадков. Озера моренных понижений обычно менее 50 м в поперечнике и могут образовывать скопления (десятки) однотипных озер. Судя по морфологии мелких ледниковых долин, в ходе позднеплейстоценового оледенения их ледники не спускались ниже отметок 1200–1400 м, поскольку ниже в долинах начинается нормальный V-образный эрозионный врез, и не достигали озерной котловины. Исключение мог составлять только ледник долины Чулышмана, который, имея колоссальный водосборный бассейн, теоретически мог достигать озера с последующим уничтожением моренных осадков флювиогляциальными потоками.

Формирование верхнего яруса рельефа, несомненно, имеет тектоногенную природу. Фрагменты, аналогичные вершинному уровню среднего яруса, имеющему абсолютные отметки 1500–1900 м, расположены в его пределах на абсолютных высотах около 2000 м, где нередко достигают 500–1000 м в поперечнике. Однако и в наиболее высоких частях Абаканского хребта, там, где борта соседних ледниковых долин сблизились с образованием гребневидных водоразделов на высотах более 2400 м, местами сохранились фрагменты древнего выровненного рельефа до 50–100 м в поперечнике. От среднего яруса верхний отделен крутыми уступами высотой 300 м и более. Ледниковые долины, расчленившие верхний ярус так, что от него в возвышенных частях осталась только сетка гребневидных водоразделов, частично разрушили эти уступы, однако на участках между соседними долинами они сохранились в виде классических тектоногенных фасет.

Таким образом, верхний ярус рельефа сформировался на месте относительно приподнятых неотектонических блоков с амплитудой относительного перемещения на уровне среднего яруса 300 м и более. Блоки эти не представляют собой единого целого, они разбиты разломами с меньшими амплитудами на отдельные фрагменты, отчетливо выделяемые в каждом блоке по уступам в пределах уплощенных поверхностей или перепадам отметок гребневидных водоразделов, когда субгоризонтальные гребни с разными отметками разделены наклонным гребнем, сформированным на месте разрушенного тектоногенного уступа.

Помимо проявлений новейшей блоковой тектоники в виде дифференцированных блоковых перемещений в ходе дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1:35 000 при составлении геоморфологической карты территории, нами обнаружены следы современных движений. Они представляют собой приразломные рвы, пересекающие гребневидные водоразделы ледниковых долин Абаканского хребта в верховьях рек Челюш и Тузакту, причем борта трогов последнего оледенения имеют видимое смещение по горизонтали на первые десятки метров. Вполне вероятно, что данные рвы относятся к разряду сейсмодислокаций, проявляющихся при катастрофических землетрясениях (8 баллов и более), однако для подтверждения этого предположения необходимо их непосредственное изучение.

Следует особо отметить, что наблюдаемое частичное совпадение распространения верхнего яруса с гранитными телами не является признаком серьезного участия избирательной денудации в его формировании, поскольку гранитные массивы распространены существенно шире и обнажаются в нижнем и среднем ярусах рельефа. Таким образом, можно говорить, скорее, о наследовании новейшими разломами на отдельных участках древних тектонических нарушений, с которыми связано формирование гранитных массивов.

Средний ярус рельефа. Он образует постамент, на котором возвышаются альпинотипные сооружения верхнего яруса, и широко развит в пределах территории. Для него характерны уплощенные водоразделы с абсолютными отметками от 900 до 1900 м, которые изменяются не постепенно, а дискретно, выявляя блоковое строение, присущее описанным выше возвышенным частям района Телецкого озера. Долины, расчленяющие средний ярус рельефа, имеют

выраженный эрозионный характер. В верховьях, примыкающих к ледниковым частям долин, свойственным для верхнего яруса рельефа, они имеют относительно пологие склоны и небольшую глубину (100–150 м). Начиная с абсолютных отметок 1200–1400 м, они приобретают форму V-образных каньонов, глубина которых у наиболее крупных рек (Большие и Малые Чили, Челюш, Кокши) составляет в приустьевой части от 600 до 1000 м.

Наиболее вероятно, что места смены пологосклоновой формы долин на V-образную соответствуют рубежам максимального продвижения позднеплейстоценовых ледников. Перегибы продольного профиля долин являются также признаком ускоренного эрозионного врезания устьевых частей водотоков, происходящего вследствие недавнего погружения днища грабена Телецкого озера. От нижележащего яруса рельефа рассматриваемый ярус отделяется крутыми уступами высотой 700–1000 м и более, образующими борта котловины Телецкого озера и примыкающих к нему долин Чулышмана, Кыги и Камги. Тектоногенные уступы, разделяющие на блоки средний ярус, имеют обычно вертикальные амплитуды от 100 до 300 м. Их наличие часто затушевывается относительно густой сетью эрозионных долин, характерных для этого яруса, расчленяющих его до такой степени, что размеры реликтов уплощенной вершинной поверхности редко превышают 1–2 км в поперечнике.

Для выявления тектонических уступов этого яруса необходимо детальное геоморфологическое картирование. Наиболее ярко уступы проявляются в северной части территории по обе стороны от долины Камги и в бортах долин рек Колдор и Ыдып. Для среднего яруса рельефа с его развитой эрозионной сетью совершенно нехарактерно развитие озер, а единичные встречающиеся озера, такие как Пландукель и Соккаракель на междуречье Колдора и Чедора, приурочены к подножию приразломных уступов и имеют явно выраженное тектоническое происхождение.

Нижний ярус рельефа. Представлен наиболее опущенными блоками. Часть их имеет абсолютные отметки верхних площадок около 500–600 м. Это блоки мыса Ежон, а также Яйлю и Беле, формирование которых связано с отседанием блоков по листрическим разломам при продолжающемся растяжении и раскрытии грабена. Абсолютные отметки других, скрытых под водой и рыхлыми осадками в грабенах Телецкого озера, Чулышмана, Кыги и Камги, окончательно не установлены. Можно сказать только, что все они опущены относительно блоков среднего яруса более чем на 700 м.

Новейшая тектоническая структура района Телецкого озера имеет выраженное блоковое строение, в котором не усматривается какой-либо системы. В результате дифференцированных новейших движений вертикальный разнос элементов древнего выравненного рельефа превысил 2500 м. Минимальные отметки коренного дна озера лежат ниже уровня моря, максимальные отметки – район горы Баскон в Абаканском хребте – составляют 2502 м. Вертикальные амплитуды новейших перемещений по блокам максимальны между нижним и средним ярусами рельефа, где они почти везде превышают 700 м. Между другими блоками они обычно лежат в диапазоне от 100 до 500 м. Граница между средним и верхним ярусом в тектоническом плане идентична подоб-

ным границам между отдельными блоками в пределах этих ярусов. Ее выделяет наложение на ступенчатую блоковую структуру территории высотной климатической зональности, обусловливающей смену на этом рубеже эрозионных процессов процессами ледниковой экзарации, что приводит к резким морфологическим различиям в строении рельефа.

Исследования, проведенные до 90-х годов, не выявили блокового неотектонического строения Прителецкого района. Были описаны разломы, непосредственно оконтуривающие чашу озера и долины главных притоков северной и южной его частей. Даже отчетливую ярусность рельефа пытались объяснять не новейшими деформациями доорогенного рельефа, а наличием в пределах района нескольких разновысотных и разновозрастных поверхностей выравнивания [Калецкая, 1938, 1948]. Проведенное крупномасштабное геоморфологическое картографирование территории подтвердило тектоногенную природу границ между ярусами. Сохранившиеся фрагменты тектоногенных уступов, лежащие на одном уровне и разделяющие фрагменты древнего уплощенного рельефа с разными высотными отметками, – главное тому подтверждение [Деев и др., 1995]. Для окончательного определения положения границ блоков, их соотношения между собой и характера горизонтальных перемещений потребуются дополнительные исследования, однако уже сейчас можно отметить главные системы разломов (рис. 67).

Вероятно, самой древней системой разломов территории является сочетание двух субпараллельных зон северо-восточного простирания (Камгинской и Кыгинской) с упирающимися в них двумя более молодыми разломами, образующими борта грабена Телецкого озера. Тектоногенные уступы бортовых разломов сильно изменены отседанием блоков по серповидным разломам, возможно, сейсмогенно индуцированным, что создает иллюзию их голоценового возраста. Плейстоценовый возраст структуры подтверждается наличием во впадине озера, по новейшим сейсмическим данным, отчетливо слоистых осадков, по всей вероятности, доголоценового возраста [Селезнев и др., 1995].

Камгинская зона разломов в северной части представляет собой ступенчатый грабен, центральный узкий блок которого обрамлен с северо-запада и юго-востока вытянутыми блоками, субпараллельными осевому. Вся система разбита более поздними разломами северо-западного простирания. Кыгинская система менее сложно устроена. В ней выделяется главный разлом без выраженной вертикальной амплитуды смещения, обрамленный оперяющими разломами. Все разломы описанной системы в плане прямолинейны и имеют относительно крутое падение сместителя. Несмотря на относительную древность этой сети разломов на отдельных участках подвижки происходили и в голоцене. Они фиксируются по смещению конусов выноса на границах нижнего блока Камгинской системы и по смещению блоков по берегам озера по вторичным серповидным разломам. Хорошая выраженность зон разломов при незначительных вертикальных амплитудах свидетельствует о сдвиговом характере перемещений.

Направления более мелких разломов, разделяющих разные ярусы рельефа по западному и восточному берегам озера, обычно субпараллельны одному

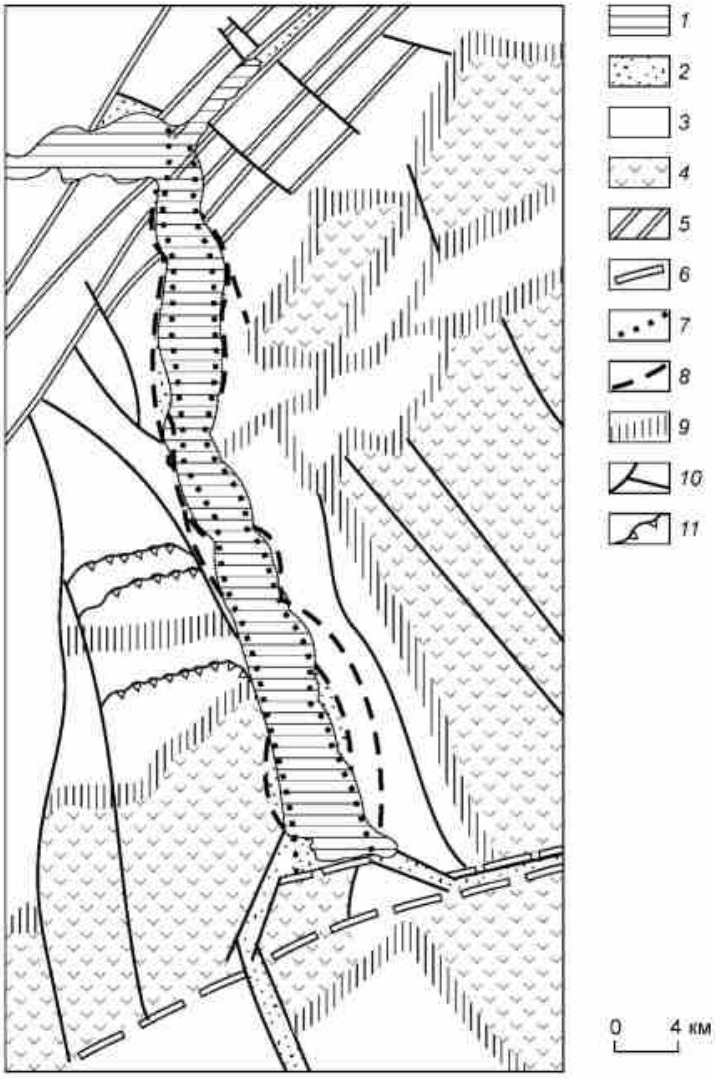


Рис. 67. Морфотектоническая схема района Телецкого озера.

1–4 — неотектонические блоки: *1*, *2* — относительно опущенные (*1* — перекрытые водами озера, *2* — перекрытые неоген-четвертичными осадками), *3* — среднего положения, *4* — наиболее возвышенные; *5–11* — новейшие тектонические нарушения: *5*, *6* — сдвиговые зоны (*5* — камгинская, *6* — кыгинская), *7*, *8* — зона растяжения — грабен Телецкого озера (*7* — главные сбросы, *8* — вторичные (листрические) сбросы), *9–11* — прочие разломы (*9* — сбросы, *10* — сдвиги и сбросо-сдвиги, *11* — надвиги).

из основных направлений системы: северо-северо-западному и северо-восточному. Грабен Телецкого озера сечет эти направления и является наиболее молодой тектонической структурой региона.

В ходе дешифрирования аэрофотоснимков нами обнаружены два разлома с необычно извилистой линией выхода на поверхность плоскости сместителя [Деев и др., 1995]. Они развиты в пределах крупного гранитного массива к северу и к югу от устьевого участка р. Большие Чили. Протяженность разломов превышает 5 км. Своими восточными окончаниями они упираются в разлом, образующий борт впадины Телецкого озера, а западными – в разломы, ограничивающие блок хр. Монаргы. Судя по соотношению линии выхода на поверхность сместителя с рельефом, он полого падает к югу. На местности выяснилось, что эти линии представляют собой приразломные рвы, заполненные крупными глыбами палеозойских пород, нарушающие пологую задернованную вершинную поверхность среднего яруса. Это плейстоценовые надвиги, фиксирующие ситуацию регионального сжатия по оси субмеридионального простирания, предшествовавшую раскрытию грабена Телецкого озера.

Новейшая структура района Телецкого озера имеет выраженное блоковое строение. Границы между блоками образуют три основные зоны разломов, подвижки по которым продолжаются и в голоцене. Здесь развиты также две субширотные структуры, близкие по геоморфологическим проявлениям к активным надвигам. Структуры с вертикальным падением сместителя имеют преимущественно северо-западное и северо-восточное простирание (исключение составляют лишь разломы прибрежных частей Телецкого озера), а надвиговые структуры – субширотное, что соответствует разломной картине, возникающей вследствие сжатия по оси субмеридионального простирания и растяжения в субширотном направлении.

7.7. Морфотектоника левофланговой (Гобиалтайской) зоны (восточное окончание Монгольского Алтая и Гобийский Алтай)

Юго-восточное окончание Монгольского Алтая имеет высоты 2000–3000 м. Этот сейсмически активный регион характеризуется противоположными сдвигам основной части Монгольского Алтая *левосторонними сдвигами* по протяженной субширотной разломной зоне, по которой происходит и его воздымание. Горные сооружения восточного окончания Гобийского Алтая имеют асимметричное строение с более высокой северной частью, ограниченной левосторонним сдвиго-взбросом (рис. 68). С севера горная система ограничена Долиноозерским прогибом, который отделяет ее от Хангайского поднятия. В его пределах развиты взбросы и складки, нарушающие четвертичные отложения. Южная сторона горных сооружений более пассивна, но она также ограничена зонами левосторонних взбросо-сдвигов. В поперечном разрезе хребет представляет собой чешуйчатый клин выпирания (flower structure), который формируется в результате компрессионной инверсии мезозойского бассейна [Cunningham et al., 1996a,b, 1997; Bayasgalan, Jackson, 1999].

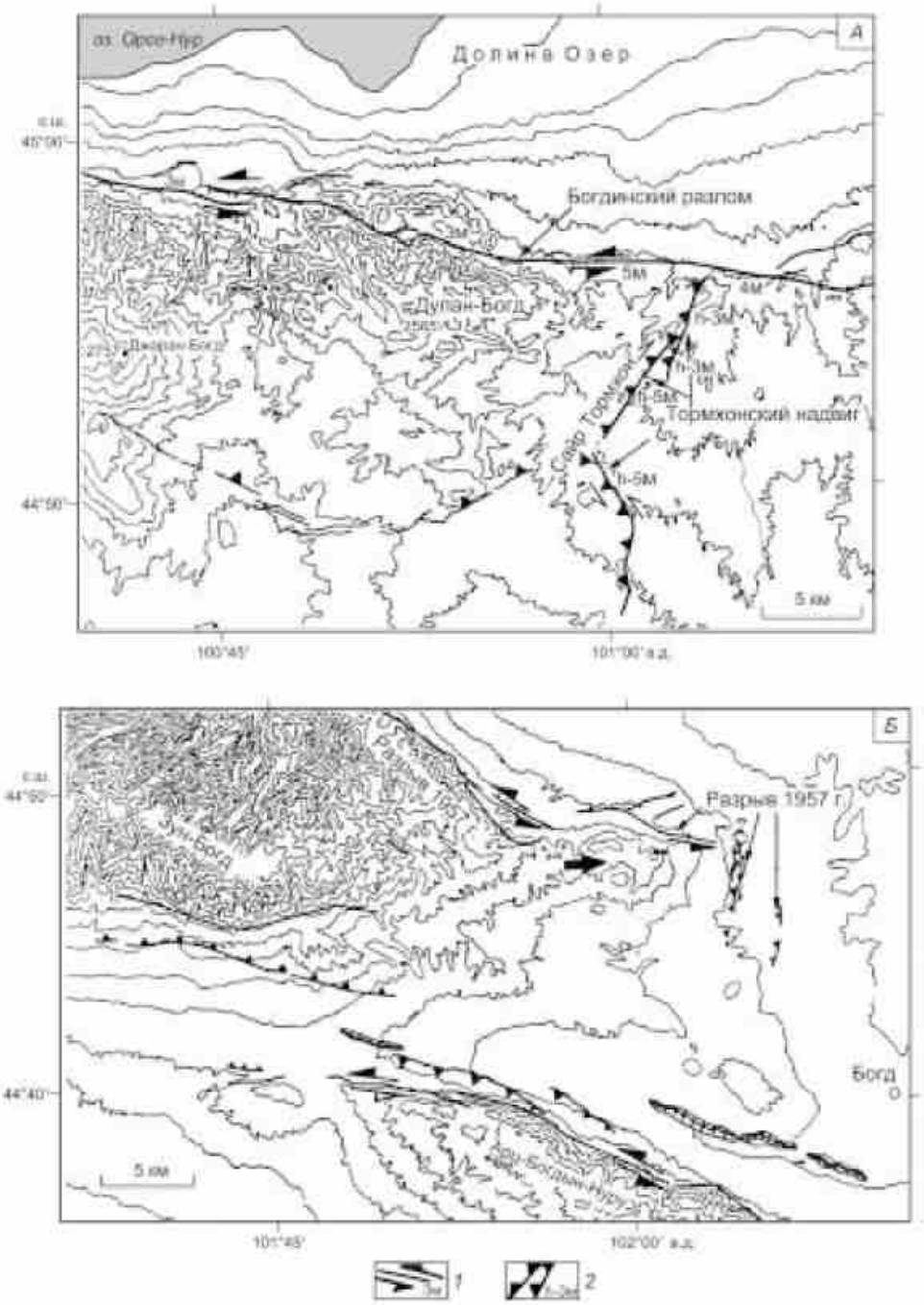


Рис. 68. Схема активных разломов центральной части (*А*) и восточного окончания (*Б*) Гобийского Алтая (по [Bayasgalan, Jackson, 1999]).

1 — левосторонние сдвиги; *2* — взбросы и надвиги.

Южнее хребта-блока Арц-Богдын-Нуру расположен изолированный высокий и узкий массив, ориентированный вдоль субширотной системы сдвигов. Основные разломы в пределах хребта образуют односторонний чешуйчатый клин выпирания (half-flower structure). Еще южнее система левосторонних сдвигов маркируется системой небольших выдавленных блоков и одним крупным массивом там, где она поворачивает на север, в районе ее западного окончания. Вдоль всей горной цепи позднемеловые и третичные базальты и третичные и четвертичные осадки смещены по основным системам разломов, что указывает на их активность в позднем кайнозое. Эти системы разломов и горные массивы формируют непрерывную полосу одинаковой ширины (примерно 20 км) между Северо-Гоби-Алтайской и Гоби-Тяньшанской системами разломов, образующими две основных системы левосторонних сдвигов, прослеживающихся по всему югу Монголии.

7.8. Основные закономерности формирования новейшей тектонической структуры Алтая

Позднекайнозойские пояса континентальной коллизии занимают большие площади между взаимодействующими литосферными плитами и микроплитами. Один из наиболее сложнопостроенных орогенических поясов представляет собой область динамического воздействия коллизии Евразийской плиты и Индостана (горные системы Алтая, Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша, Каракорума, Кунь-Луня, Западных Гималаев и соседних территорий) (рис. 69). Величины напряжений, скоростей деформации и горизонтального течения коровых масс уменьшаются в северном направлении. Интенсивное течение реализуется в зонах главных активных разломов или в зонах поднятий с плотной сеткой разломов. Эти зоны чередуются с более жесткими и, соответственно, менее деформированными блоками, обычно представленными впадинами. Скорости течения, рассчитанные для южной границы района, соответствуют скорости движения Индийской плиты, определяющейся спредингом в Индийском океане. Территория Алтая включена в процесс деформирования, постоянно продуцируемого движением Индийской плиты на север. Это движение приводит не только к поперечному укорочению, но также и к продольному перемещению горных масс [Трифонов и др., 1996].

Обзор современных данных по строению орогенического сооружения (тектоническая трещиноватость, горизонтальные смещения по разрывам, сейсмичность, неотектонические вертикальные смещения, тепловой поток, вулканизм, мощность коры) позволяет предложить следующую геодинамическую модель региона. Центром структуры является мантийный купол Хангая, обрамленный с запада районом правосторонних транспрессионных сдвигов (Русский и Монгольский Алтай), с юга – районом фронтального сжатия с левостороним сдвигом (Гобийский Алтай), а далее на восток – районом левосторонней транспрессии (Гурбан-Сайхан) [Cunningham, 1998]. По полученным в последнее время палеомагнитным данным районы мезокайнозойского базальтового вулканизма Хангая, начиная с мелового времени, не претерпели значительных перемещений относительно Южнохангайской горячей точки [Кова-

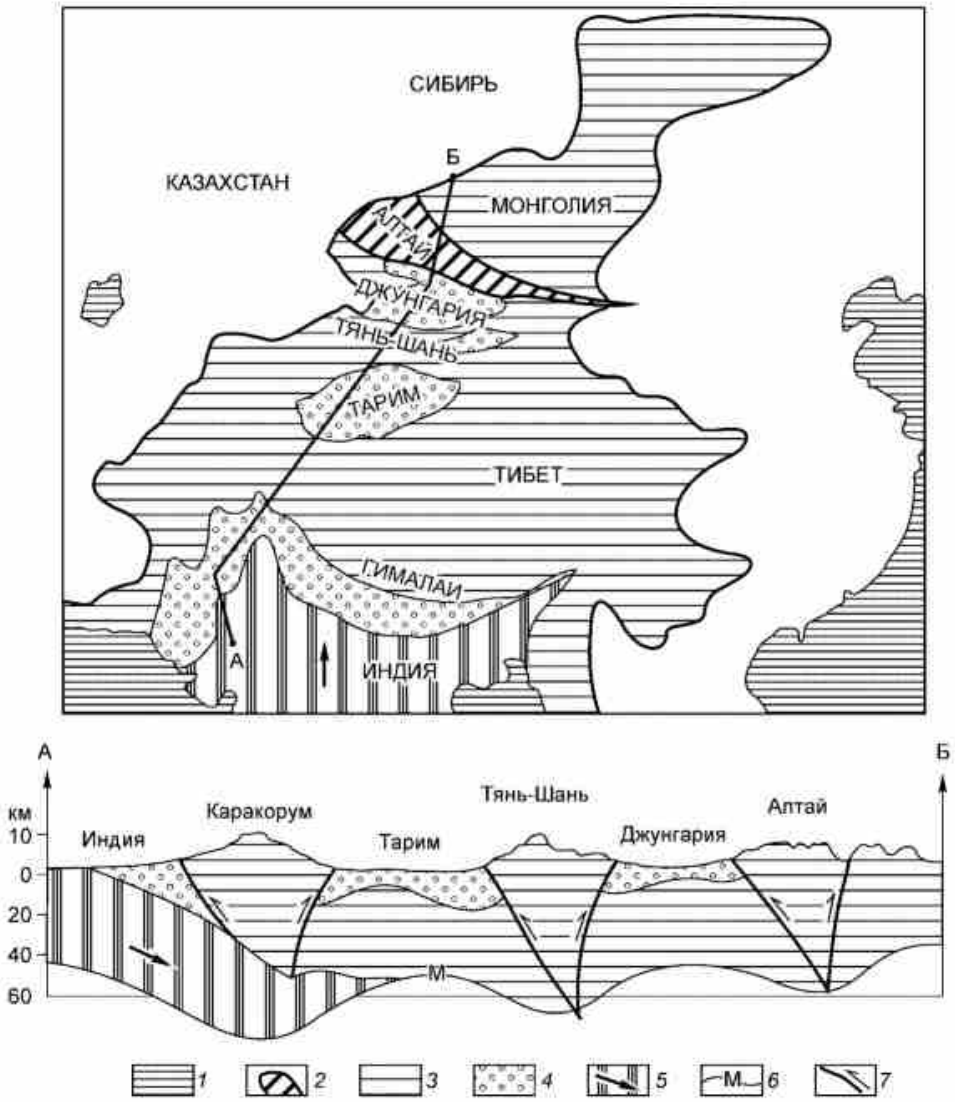


Рис. 69. Схема положения Алтая в области кайнозойского тектогенеза в результате Индо-Евразийской коллизии (по [Dobretsov et al., 1996; Добрецов и др., 1999] с упрощениями).

1 — морские акватории; *2* —Алтай; *3* — новейшие горные сооружения (на разрезе — плиты Евразии); *4* — области новейших погружений (крупнейшие континентальные бассейны седиментации); *5* — Индийская плита (стрелка показывает направление движения); *6* — поверхность Мохоровичича; *7* — разрывные нарушения.

ленко и др., 1997]. Хангай является подобием оси, вокруг которой происходит горизонтальное движение обрамляющих его блоков. К югу от Гобийского Алтая, в пустыне Гоби также проявлена серия левосторонних сдвигов, которые сопровождаются смещением коры к востоку относительно стабильного Сибирского кратона и контролируют пространственное размещение трех полей развития кайнозойских вулканитов площадью около 100 км^2 каждое. Геохимические данные свидетельствуют об участии в формировании вулканитов вещества литосферы и астеносферы (плюма) [Barry et al., 1996]. Внутриплитный магматизм региона вызван деятельностью Южнохангайской горячей точки мантии. Размеры и формы отдельных ареалов, по-видимому, можно рассматривать как проекции на земную поверхность подлитосферного магматического источника – мантийного плюма. С перемещениями над последним литосферной плиты связана миграция центров магматизма во времени [Ярмолюк и др., 1995].

Горные сооружения Алтая сформировались в результате дробления и растекания коровых масс на южной и западной границах Хангайского блока, в поле регионального сжатия, возникшего в результате вдавливания Индостана в Евразийский коллаж литосферных плит и микроплит. Сформировались области преимущественного течения масс в северо-западном направлении (система правосторонних сдвигов Русского и Монгольского Алтая) и восточном (система левосторонних сдвигов Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня) (рис. 70). В протяженных сдвиговых зонах происходило также поперечное укорочение земной коры за счет погружения поверхности Мохоровичича и выдавливанием коровых масс в «верхнее полупространство» [Уфимцев, 1995].

Рост горных сооружений происходил по взбросовым (реже надвиговым) дислокациям наряду с преобладающими по амплитудам сдвиговыми перемещениями по основным разломам. Вертикальные перемещения по отдельным разломам составили 3–4 км, горизонтальные сдвиговые перемещения по разным оценкам не превысили 20–40 км [Jian-bang Shi et al., 1984; Новиков, 1992а]. Горные сооружения сформировались в ослабленных зонах на стыках микроплит. Их последовательное развитие происходило за счет дробления и вовлечения в воздымание краевых частей микроплит. Судя по сильной сейсмичности территории, начавшийся в олигоцене и резко активизировавшийся в конце неогена процесс продолжается и в настоящее время.

Монгольский Алтай, представляющий собой мобильную зону, разделяющую Джунгарский и Монгольский блоки, в неотектоническом отношении устроен достаточно просто, поскольку в его пределах происходит горизонтальное перемещение блоков по системе правосторонних сдвигов северо-западного простирания. Одновременно сокращается земная кора по оси северо-восточного простирания за счет выдавливания ее вещества вверх и вниз с образованием линейной системы горных сооружений и симметричного понижения поверхности Мохоровичича [Неотектоника..., 1988; Уфимцев, 1995; Cunningham, 1998; и др.].

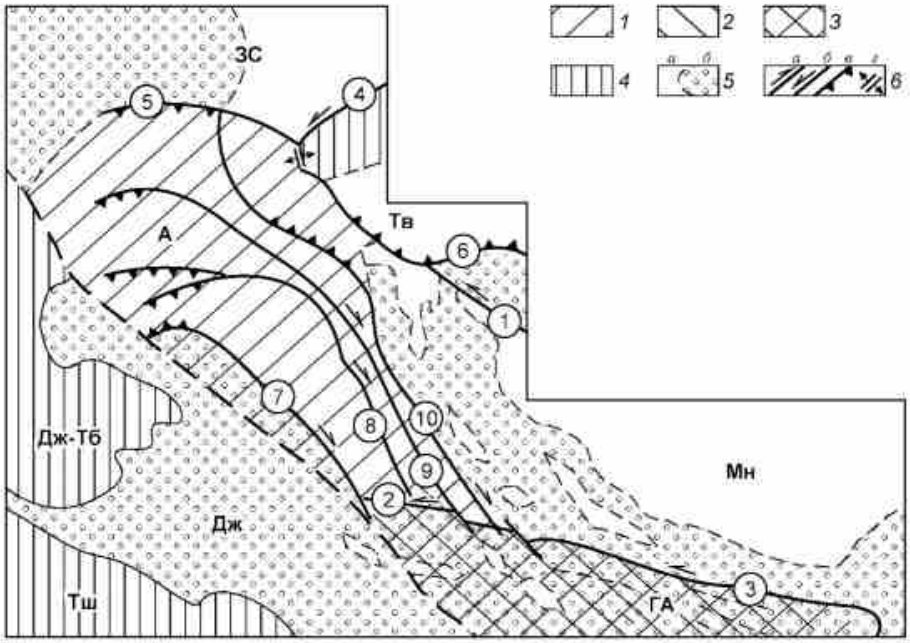


Рис. 70. Местоположение мобильных зон Алтая среди блоков обрамления.

1–4 — мобильные зоны: *1* — Алтайская правосдвиговых перемещений (А), *2* — Гобиалтайская левосдвиговых перемещений (ГА), *3* — область взаимодействия Алтайской и Гобиалтайской мобильных зон; *4* — Джунгаро-Тарбагатайская (Дж–Тб), Тяньшанская (Тш), Западно-Саянская (ЗСн); *5* — стабильные блоки: Западно-Сибирский (ЗС), Тувинский (Тв), Монгольский (Мн), Джунгарский (Дж) (*а* — области выхода на поверхность палеозойского фундамента, *б* — выполненные мезокайнозойскими осадками впадины); *6* — основные разломы (*а* — правые сдвиги, *б* — левые сдвиги, *в* — взбросы и надвиги, *г* — раздвиги).

Цифры в кружках — системы разломов: 1 — Хангайская, 2 — Булганская, 3 — Гобиалтайская (Богдинская, Долиноозерская), 4 — Западно-Саянская, 5 — северного фаса Алтая (Белокурихинская), 6 — Шапшальско-Таннуольская, 7 — Эртайско-Фуюньская, 8 — Сагсайско-Нарымская, 9 — Толбонурская, 10 — Кобдинско-Курайская.

Дробление литосферы на ромбовидные блоки в его пределах происходит по разломам двух основных направлений: северо-западного (правые сдвиго-взбросы) и северо-восточного (локальные оперяющие зоны раздвигов). Джунгарский блок, сближаясь с Монгольским, одновременно испытывает правостороннее смещение по отношению к нему. Правосторонние смещения сосредоточены в четырех магистральных правосдвиговых зонах мобильной зоны Алтая. Хангайская система разломов характеризуется левосторонним смещением, которое в районе Убсунурской котловины поглощается пододвиганием под Тувинский блок. Северо-западная составляющая движения Джунгарского блока активизирует Джунгаро-Тарбагатайскую мобильную зону.

Русский Алтай, являющийся северо-западным продолжением Монгольского, формируется еще и под воздействием ограничивающей его с севера Евразиатской плиты. Наличие относительно жесткого северного ограничения обусловливает существенное усложнение неотектонической структуры. Часть горизонтальных перемещений северо-западного направления гасится в субширотном взбросе северного фаса Алтая. Остальные распределяются во взбросах по всей ее территории за исключением северо-восточной части Русского Алтая, где господствует режим растяжения. Последнее свидетельствует о возможном его повороте против часовой стрелки по отношению к обрамляющим территориям.

Сжатие Русского Алтая происходит не только по оси северо-восточного простирания, но и в северо-западном направлении. Наиболее высокие горные сооружения возникают в его пределах при формировании клиньев выпирания в транспрессионных изгибах и на окончаниях сдвиговых зон. Они образуют веерообразно расширяющуюся на северо-запад систему хребтов с простиранием отдельных горных сооружений от северо-западного до юго-западного, как в рассмотренном нами случае с Курчумским горстом. Совместно с клиньями выпирания вдоль их взбросовых границ часто формируются рамповые и полурамповые впадины. Сдвиговые и раздвиговые структуры в своем формировании не сопровождаются образованием выделяющихся на общем фоне орогенных сооружений, они трассируются линейными отрицательными формами рельефа и играют важную роль в новейшей структуре бассейна Телецкого озера.

Алтай в морфотектоническом отношении представляет собой зону «коровой брекчии» [Пейве, 1945] или «корового торошения» [Хаин, 1990]. По Ожегову [1972], торошение означает «образование и нагромождение ледяных глыб при сжатии льдов в полярных морях». Но новейшая структура Русского Алтая не является результатом *хаотического* «торошения континентальной литосферы» [Неотектоника..., 1988; Горы..., 1990], а подчиняется столь же строгим закономерностям, как и структура Монгольского Алтая, с которой она неразрывно связана. Ее относительное усложнение обусловливается тем, что в отличие от Монгольского Алтая она формируется на границе не двух, а трех сближающихся со сдвигом относительно устойчивых блоков.

Если в пределах Монгольского Алтая простирание разрывных структур палеозойского основания и новейших разрывных нарушений в целом пространственно совпадает, и часто новейшие нарушения обновляют линии древних тектонических контактов, то в Русском Алтае наблюдается повсеместное нарушение этой закономерности. Новейшие разрывы используют здесь палеозойские зоны разломов лишь на отдельных отрезках, а чаще секут их под разными углами. Наиболее часто совпадают с палеозойскими разломными зонами субширотные транспрессионные участки новейших правых сдвигов, и, вероятно, заложение транспрессионных изгибов напрямую связано с пересечением новейшими сдвигами крупных разломных зон палеозойского заложения.