

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

H731

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
© ОИГМ СО РАН, 2004

ОГЛАВЛЕНИЕ

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

СООТНОШЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ И КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР НОВЕЙШЕЙ АКТИВИЗАЦИИ

До сих пор нет определенного мнения о соотношении палеозойских геологических структур и современного рельефа Алтая. Авторы обычно отмечают элемент унаследованности в пространственном распределении основных разрывных нарушений, не вдаваясь в подробности [Девяткин, 1965; Богачкин, 1981; и др.]. Нами ранее уже рассматривался этот вопрос [Новиков, 1992а, 1994], но вновь появившиеся данные позволяют по-иному взглянуть на это явление.

Для анализа поставленной проблемы выбрана юго-восточная часть Горного Алтая, имеющая сложный кайнозойский структурный план. Здесь на дневную поверхность выходят породы, чрезвычайно разнообразные как по возрасту (практически весь палеозой), так и по генезису (осадочные, эффузивные, интрузивные и метаморфические), образующие многочисленные пликативные структуры, представлен широкий спектр палеозойских, мезозойских и кайнозойских разломных проявлений.

5.1. Основные этапы накопления данных о геологическом строении

При анализе соотношения геологического строения и современной орografической структуры наиболее интересна информация о площадном распространении, литологии пород, слагающих земную поверхность, и их тектонических нарушениях, получаемая в основном в ходе геологического картирования. История картирования Алтая насчитывает уже 150 лет. Первая попытка отобразить на карте строение Горного Алтая предпринята известным русским географом и геологом П. А. Чихачевым, именем которого назван хребет, отделяющий Алтай в юго-восточной его части от Монголии и Тувы. П.А. Чихачев с марта по декабрь 1842 г. совершил путешествие по Алтае-Саянской горной области.

Необходимость этой научной экспедиции обоснована Корпусом горных инженеров в прошении на имя Николая I. В документе отмечалось, что южная часть Горного (его тогда называли Русским) Алтая еще ни разу не посещалась специалистами, абсолютно не изучена не только в геологическом, но и в географическом отношении. Там же были подробно представлены задачи экспедиции и приблизительно маршрут путешествия. П. А. Чихачев в сопровождении отряда казаков проехал от Бийска по Чуйскому тракту, который

представлял тогда конную тропу, через р. Черга по р. Чуя до Кош-Агача, затем, посетив Сайлюгем, по Чулышману прошел в Западный Саян. На обратном пути он посетил Юго-Западный Алтай и Калбу.

Изданный в Париже на французском языке отчет об этой экспедиции иллюстрировался геологической картой в масштабе примерно 1:1 000 000 [Tschihatcheff, 1845]. Это была не только первая карта Горного Алтая, но и первая геологическая карта значительной территории Западной Сибири. При составлении этой карты П. А. Чихачев помимо собственных наблюдений использовал все данные, которые в виде коллекций и отчетов горных инженеров хранились в фондах Горного института в Петербурге. Геологическая карта П. А. Чихачева оставалась на протяжении многих десятилетий единственной, дающей представление о геологическом строении Алтая.

Геологическое картирование Горного Алтая в масштабе 10 верст в дюйме (приблизительно 1:400 000), предпринятое Геологической частью Кабинета Его Императорского Величества под руководством проф. А. А. Иностранцева, много обещавшее в изучении Алтая и проводившееся с большим размахом, не было завершено в связи с ликвидацией в 1916 г. этой структуры. Затем к изучению территории приступили сотрудники Геологического комитета под руководством известного геолога В. К. Котульского. В 20-е годы к изучению Алтая подключились геологи Западно-Сибирского отдела Геологического комитета, преобразованного позднее в Западно-Сибирское геологическое управление (ЗСГУ). По результатам исследований опубликована карта обследованных территорий в масштабе 1:1 500 000 [Нехорошев, 1932], а также карта 1:3 000 000 всего Горного Алтая [Нехорошев, 1933]. Геологическая съемка территории Горного Алтая была внезапно прервана в 1932 г. Причины не вполне ясны. Вероятно, это следствие «процесса промпартии», по которому проходил и был осужден, наряду с многими другими видными геологами, В. К. Котульский, курировавший работы по Горному Алтаю [Сперанский, 1936]. Поскольку в ходе геологической съемки на юге Алтая обнаружено сравнительно мало крупных месторождений (только Акташское и Калгутинское), руководство ЗСГУ, возможно, сочло за лучшее вообще ее здесь свернуть во избежание обвинений во вредительстве.

По результатам проведенных исследований в 1948 г. составлена и опубликована геологическая карта масштаба 1:1 000 000 на лист М-45, охватившая всю территорию Горного Алтая. В отличие от предшествующих карта не только давала правильное общее представление о геологическом строении Алтая, но и показывала достаточно точно выходы геологических тел на поверхность. Однако эта геологическая карта быстро устарела, поскольку в 50-е гг. XX в. на территории Горного Алтая развернулась геологическая съемка масштаба 1:200 000 и уже в 1956 г. была опубликована геологическая карта Алтая под редакцией В. П. Нехорошева в масштабе 1:500 000. В составлении этой карты участвовали специалисты ЗСГУ, Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ) и Всесоюзного геологического института (ВСЕГЕИ). Среднемасштабная съемка позволила существенно уточнить представление о возрасте и контурах распространения большинства стратиграфических подразделений и магматических образований на юго-востоке Горного Алтая, к середине 50-х годов оставшееся очень приблизительным для большей части территории.

Материалы государственной геологической съемки масштаба 1:200 000 обобщены В. П. Нехорошевым в двух монографиях [1958, 1966] и опубликованы в объяснительных записках. Территория Юго-Восточного Алтая полностью перекрывается опубликованными в первой половине 60-х годов листами геологической карты масштаба 1:200 000. Проблемы тектоники и стратиграфии разрабатывались после окончания съемки ее непосредственными участниками [Волков, 1966, 1986; Дергунов, 1967; Сенников, 1969, 1977; и др.], которые подтвердили в своих работах основные выводы о геологическом строении Горного Алтая, сделанные по результатам геологической съемки масштаба 1:200 000, и подвергли их некоторой детализации.

По материалам среднемасштабной геологической съемки составлены карты масштабов 1:500 000 [Геологическая карта..., 1977] и 1:1 000 000 [Геологическая карта..., 1980], которые остаются пока наиболее полными. Практически ничего нового по сравнению с картами масштаба 1:200 000 они не содержат и являются обобщающими. Сменились лишь представления о возрасте нескольких небольших тектонических клиньев в связи с находкой там фауны. К недостаткам этих карт следует отнести тот факт, что на них, по непонятным соображениям, не показана большая часть кайнозойских впадин, включая крупные, имеющие мощность осадков 100 м и более. В 80-е годы на территории Юго-Восточного Алтая велась геологическая съемка масштаба 1:50 000, которая, однако, охватила только около четверти рассматриваемой территории [Атлас..., 1991], но эти карты пока не опубликованы. Таким образом, государственная геологическая съемка масштаба 1:200 000 остается последним по времени и наиболее детальным площадным исследованием, охватившим всю интересующую нас территорию. При рассмотрении геологического строения мы ориентируемся главным образом на ее материалы.

Следует отметить, что если представления о площадях распространения конкретных свит и интрузивных образований за последние 35 лет существенно не изменились, то во взглядах на их возраст и историю формирования произошли кардинальные изменения. Установлено, что значительная часть гранитных массивов имеет мезозойский возраст и, соответственно, не связана с завершением герцинской эпохи тектогенеза [Владимиров и др., 1996, 1997; и др.]. В «верхнепротерозойских» метаморфических образованиях обнаружена позднепалеозойская фауна [Терлеев, Задорожный, 1997]. С позиций плитной тектоники коренным образом пересмотрены только было устоявшиеся представления о палеозойской и мезозойской тектонической эволюции территории [Буслов, 1986, 1987а–в, 1992; Беляев и др., 1991; Buslov et al., 1992; Добрецов и др., 1992а,б, 1995; Елкин и др., 1994; Печерский и др., 1994; Симонов и др., 1994; Буслов, Ватанабэ, 1996; Буслов, Казанский, 1996; Ивата и др., 1997; Казанский и др., 1998; Буслов и др., 1998; и др.]. Введен термин «алтаиды» для коллизионно-сдвиговых структур, подобных сформировавшимся на Алтае в позднем палеозое, которые противопоставляются складчатым «герцинидам», распространенным в Европе [Sengör et al., 1993, 1994; Шенгер и др., 1994; Allen et al., 1995; и др.].

5.2. Геологическое строение палеозойского основания

Для выяснения степени и характера препарирования палеозойских геологических тел процессами денудации на протяжении кайнозоя требуется рас-



Рис. 29. Геологическая схема юго-восточной части Горного Алтая (по материалам среднемасштабной геологической съемки).

1 — стратифицированные палеозойские образования: R₃br — мраморизованные известняки (баратальская свита), R₃—Є₁mp — силицилиты (манжерокская свита), Є₁kp? — мраморизованные известняки (каячинская свита), Є₁kp+Є₂km? — зеленокаменные эффузивы и мраморизованные известняки (каячинская и каймская свиты?), Є₂el? — песчаники и туфы (еландинская свита?), Є₃—O₂gr — фишционидные песчаники и алевролиты (горно-алтайская свита), O₂—hp+tr — алевролиты, известняки (ханхаринская и таарлаганская свиты), S₁bt — песчаники, алевролиты и конгломераты (бетсуканасская свита), S₁—bb — известняки, алевролиты, песчаники (белобомская свита), D₁kt, D₁ul — глинистые сланцы (куратинская и уландрьская свиты), D₂aks, D₂kt — основные и средние эффузивы и их туфы (аксайская куратинская свита), D₂bgb, D₂th — песчаники и глинистые сланцы (бельтебашская и ташантинская свиты), D₃br+bg — красноватые конгломераты, песчаники и сланцы (барбургазинская и богутинская свиты), C₂—kzt — песчаники, глинистые сланцы и каменные угли (казылташская свита); 2 — метаморфизованные породы палеозоя; 3, 4 — кайнозойские осадки: 3 — глины, бурые угли, мергели, пески, галечники (карачумская, кошагачская, туерьская и башкаусская свиты), 4 — валунники, валунные суглинки, пески (гляциальные, флювиогляциальные, флювиальные осадки); 5–7 — интрузивные образования: 5 — породы гранитоидного ряда, 6 — породы основного ряда, 7 — породы ультраосновного ряда; 8 — прочие обозначения: а — тектонические нарушения; б — стратиграфические границы; в — ледники и фирновые поля.

смотреть преимущественно литологию осадочных и петрологию интрузивных образований. Однако если при рассмотрении последних действительно можно ограничиться характеристиками вещественного строения, то при описании первых неизбежно использование их стратиграфии для систематизации материала. В стратиграфии Алтая со времени окончания среднемасштабной съемки остается ряд нерешенных вопросов, рассмотрение которых не входит в наши задачи. Нельзя не отметить, однако, значительный прогресс в их решении. В последнее время установлена разновозрастность отложений «горно-алтайской свиты» в разных структурно-фациальных зонах, палеозойский возраст метаморфических пород «нижних структурных этажей антиклинориев» [Добрецов и др., 1995].

Для систематизации материала нами использовано деление на свиты в ходе геологической съемки масштаба 1:200 000, поскольку они являются одновременно литологическими и стратиграфическими единицами. Там, где в ходе среднемасштабной геологической съемки свиты не выделялись, мы воспользовались материалами более поздних съемок, результаты которых отражены в обобщающих картах [Геологическая карта..., 1977] (рис. 29).

Рассматриваемая территория располагается в пределах Горно-Алтайской складчатой области, возраст которой нередко принимался как полностью каледонский [Геологическая карта..., 1980]. В. А. Кузнецов [1966] выделял в структурах Алтая раннекаледонские (салаирские), каледонские и раннегерцинские.

Тектоническими структурами первого порядка в Горном Алтае являются структурно-формационные зоны, которые осложняются структурами меньшего порядка — прогибами и выступами. В его юго-восточной части происходит сближение трех основных протяженных структурно-формационных зон, причем центральная имеет синклинорное строение и северно-западное простирание, пе-

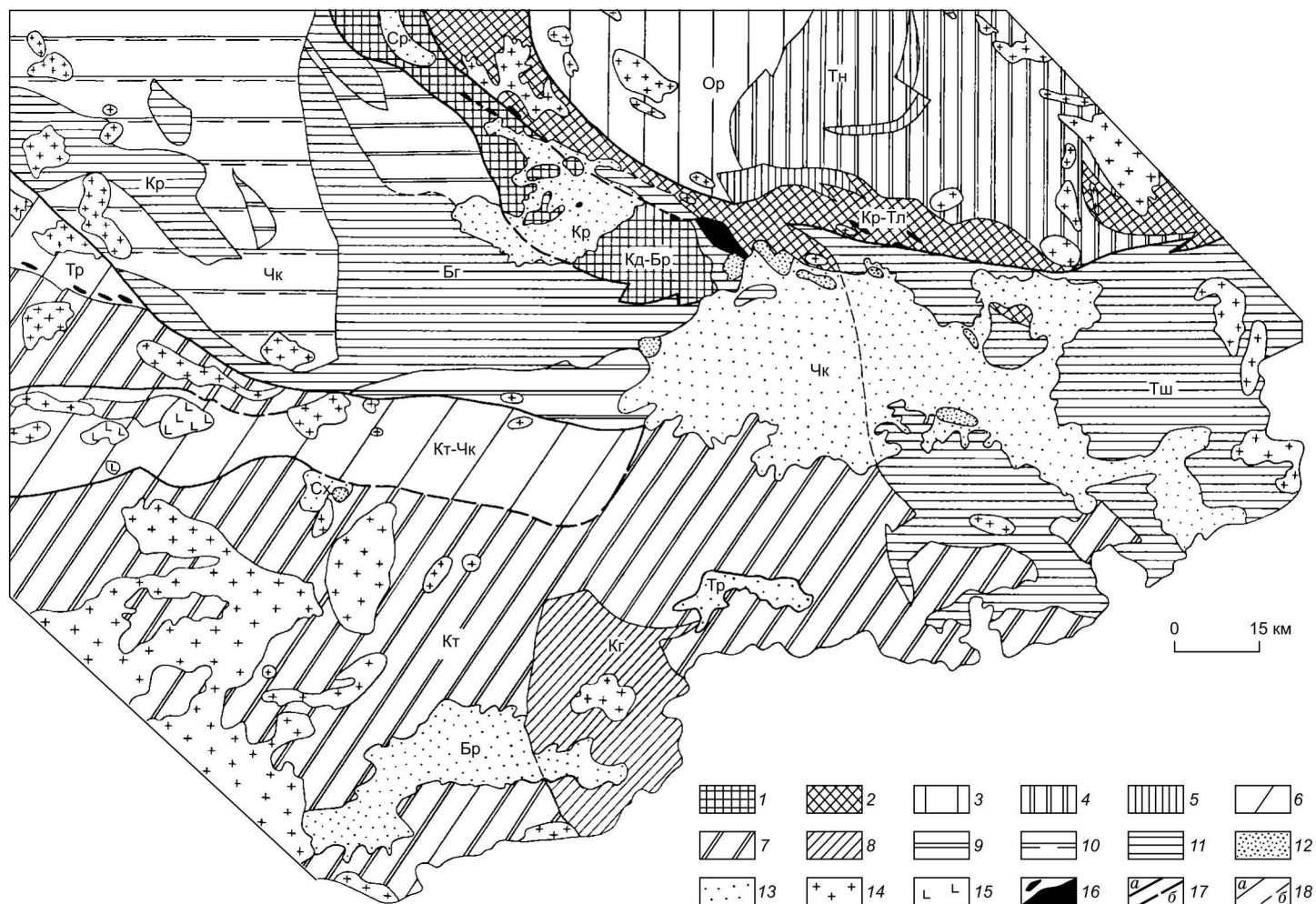


Рис. 30. Тектоническая схема юго-восточной части Горного Алтая (границы и названия структур по материалам среднемасштабной геологической съемки).

1, 2 — складчатые структуры салаирского возраста (рифей-кембрийские аккреционные зоны): 1 — Кадринско-Баратальский выступ (Кд-Бр), 2 — Курайско-Телецкий выступ (Кр-Тл); 3–5 — складчатые структуры каледонского возраста: 3–5 — Восточно-Алтайская зона (Саянский блок) (3 — Оройдский «выступ» (Ор), 4 — Тонгулакский прогиб (Тн), 5 — наложенные герцинские прогибы); 6–8 — Холзунско-Чуйская зона (Алтае-Монгольский блок) (6 — Теректинский (Тр) и Катунско-Чуйский (Кт-Чк) «выступы», 7 — Катунский прогиб (Кт), 8 — наложенный герцинский Калгутинский прогиб (Кг)); 9–11 — раннегерцинская Ануйско-Чуйская зона: 9 — фрагмент Саянского блока, 10 — Чуйский прогиб (Чк), 11 — наложенные герцинские прогибы: Каракольский (Кр), Бельгешахский (Бг) и Ташантинский (Тш); 12, 13 — кайнозойские наложенные впадины: 12 — дочетвертичный ярус, 13 — четвертичный ярус; 14–16 — интрузивные образования: 14 — гранитоиды, 15 — габброиды, 16 — гипербазиты; 17, 18 — границы: 17 — глубинных разломов (а — прослеженные, б — предполагаемые), 18 — разломные и стратиграфические (а — прослеженные, б — предполагаемые).

реходящее на юге в субширотное, а зоны, обрамляющие эту часть с севера и юга, имеют антиклинорное строение, что и обеспечивает большое тектоническое разнообразие рассматриваемой территории (рис. 30).

Традиционно выделяемые на Алтае три этапа складчатости — салаирский, каледонский и раннегерцинский — основывались на принципе определения возрастных генераций складчатых сооружений, по времени завершения складчатости в собственно «геосинклинальном» этапе; из структур меньшего порядка, осложняющих структурно-формационные зоны, выделяются также и относящиеся к «орогенному» этапу развития Горно-Алтайской складчатой области, имеющие герцинский возраст [Матвеевская, 1969].

Названия структурно-формационных зон остаются неизменными со времени опубликования обобщающей работы В. П. Нехорошева [1958], названия же более мелких элементов еще до конца не устоялись и даны по объяснительной записке к геологической карте масштаба 1:1 000 000 [Геологическая карта..., 1980] или по материалам государственной геологической съемки масштаба 1:200 000. Выделен также новейший структурный этаж, представленный образованиями кайнозойских межгорных впадин. Это новейшие прогибы, образовавшиеся спустя длительное время после завершения формирования палеозойских структур. Названия новейших наложенных прогибов даны по Е. В. Девяткину [1965].

В юго-восточной части Горного Алтая происходит сближение и сужение трех его крупнейших структурно-формационных (структурно-фациальных) зон, которые затем веерообразно расходятся на северо-запад: Восточно-Алтайской, Ануйско-Чуйской и Холзунско-Чуйской.

Восточно-Алтайская структурно-фациальная зона охватывает северную часть рассматриваемой территории. Она располагается между Горно-Алтайской и Западно-Саянской складчатыми системами и часто относится к последней [Кузнецов, 1963]. Эта зона ограничена с юго-запада зоной Курайско-Телецкого глубинного разлома, распадающегося в своей восточной части на се-

рию оперяющих разломов. Восточно-Алтайская структурно-фациальная зона имеет каледонский возраст главной складчатости. Ранее в ней выделялись три структурных яруса. К нижнему ошибочно относили кристаллические сланцы Оройского выступа, которые считали породами фундамента и сопоставляли с отложениями теректинской свиты. По современным данным, метаморфизму до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций [Карта..., 1976] здесь подверглись ранне-среднепалеозойские отложения.

Тонгулакский прогиб сложен терригенно-осадочными породами горно-алтайской свиты, выделявшимися в средний структурный этаж. Небольшие грабены, выполненные терригенными девонскими отложениями ташантинской и бар-бургазинской свит, представляют верхний структурный этаж Восточно-Алтайской структурно-фациальной зоны. Интрузивные образования тяготеют к центральной части Оройского выступа, где представлены гранитами и гранитогнейсами. Крупные гранитоидные интрузии приурочены также к периферии Тонгулакского прогиба в восточной части рассматриваемой территории.

По характеру главной складчатости традиционно считается, что Восточно-Алтайская структурно-формационная зона имеет антиклинорное строение. По современным представлениям попадающая в пределы рассматриваемой территории часть Восточно-Алтайской зоны относится к Саянскому блоку. Оройский «выступ» является метаморфической зоной, Тонгулакский прогиб сложен верхнекембрийско-силурийскими флишеидными осадками материкового склона, а мелкие девонские грабены в его пределах содержат отложения прогибов активной континентальной окраины [Добрецов и др., 1995].

Ануйско-Чуйская структурно-фациальная зона имеет раннегерцинский возраст и синклинорное строение. Она занимает центральную часть рассматриваемой территории и пересекает ее с северо-запада на юго-восток. С севера она отделена от Восточно-Алтайской структурно-фациальной зоны глубинным разломом салаирского (раннекаледонского) возраста, а с юга от Холзунско-Чуйской структурно-фациальной зоны ее отделяет Чарышско-Теректинский глубинный разлом.

Обе салаирские структуры, зажатые между Восточно-Алтайской и Ануйско-Чуйской структурно-фациальными зонами, имеют покровно-чешуйчатое строение [Буслов, 1987а,в; Берзин и др., 1988]. Они отделены от обрамляющих их зон глубинными разломами. Такой же разлом отделяет их друг от друга. Кадринско-Баратальский выступ (горст-антиклинорий) сложен рифейскими известняками баратальской свиты и кембрийскими эффузивно-осадочными породами манжерокской и каимской свит, метаморфизованных до зеленосланцевой фации, а Курайско-Телецкий выступ — метаморфизованными до эпидот-амфиболитовой фации [Карта..., 1976] осадочно-эффузивными породами предположительно кембрийского возраста, относящимися к еландинской, каимской, каянчинской и манжерокской свитам. По современным представлениям данные салаирские структуры являются фрагментами ранне-среднекембрийской аккреционной призмы, в состав которой совместно с пластинами олистостром и серпентинитовым меланжем входят террейны океанических островов и поднятий, океанических базальтов и субдукционные метаморфические породы [Buslov et al., 1993].

В пределах Ануйско-Чуйской структурно-фациальной зоны можно выделить три структурных яруса. Нижний образуют породы горно-алтайской свиты позднекембрийского–раннеордовикского возраста. Средний сложен ордовикско-силурийскими породами ханхаринской, таарлаганской и белобомской свит. Если породы первого структурного яруса преимущественно терригенные, то в разрезе второго наряду с терригенными образованиями большую роль играют карбонатные. Нижний и средний ярусы разделены стратиграфическим несогласием и совместно образуют Чуйский прогиб. Третий структурный ярус Ануйско-Чуйской структурно-фациальной зоны образуют отложения герцинских впадин. Их в пределах зоны три: Каракольская, Бельгебашская и Ташантинская.

Каракольская впадина сложена преимущественно терригенными девонскими породами каракудюрской свиты. В ее строении участвуют девонские терригенные отложения каракудюрской и бельгебашской свит и девонские эффузивы куратинской свиты. Ташантинская впадина сложена преимущественно девонскими терригенными породами уландрынской, ташантинской, бар-бургазинской и богутинской свит при незначительном участии эффузивов аксайской свиты. По современным представлениям кембрийско-ордовикские, силурийские и раннедевонские отложения рассматриваемой части Ануйско-Чуйской зоны являются шельфовыми осадками пассивной океанической окраины, а среднедевонские впадины с эффузивными осадками (Бельгебашская впадина) и средне-позднедевонские впадины с терригенными осадками (Ташантинская впадина) сформировались на значительном удалении друг от друга и были пространственно сближены позднейшими сдвиговыми перемещениями [Елкин и др., 1994].

Холзунско-Чуйская структурно-фациальная зона занимает южную часть рассматриваемой территории. От граничащей с ней на севере Ануйско-Чуйской зоны она отделена Чарышко-Теректинским глубинным разломом. Холзунско-Чуйская структурно-фациальная зона имеет каледонский возраст и антиклинорное строение. В ее пределах традиционно выделяются три структурных яруса. Породы первого яруса обнажаются исключительно в тектонических выступах. В северной части Холзунско-Чуйской структурно-фациальной зоны расположен вытянутый в широтном направлении Катунско-Чуйский выступ. Он сложен породами эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, образованными за счет рифей-кембрийских терригенных пород. В северо-западной части, в пределах Холзунско-Чуйской зоны, расположено окончание Теректинского выступа, сложенного преимущественно метаморфическими породами фации глаукофановых сланцев, традиционно относимых к теректинской свите. Теректинский выступ ограничен с севера и юга Чарышко-Теректинским и Южно-Теректинским глубинными разломами.

Ранее часть исследователей считали метаморфические выступы выходами фундамента. По современным представлениям это метаморфизованные зоны пород раннего–среднего палеозоя со сложным чешуйчато-покровным тектоническим строением [Буслов, 1986, 1987б; Терлеев, Задорожный и др., 1997; и др.]. Второй структурный ярус, как считалось ранее, представлен по-

родами позднего кембрия–раннего ордовика, относящимися к горно-алтайской свите. Породы второго структурного этажа образуют Катунский прогиб. По современным представлениям это фрагмент чужеродного Алтае-Монгольского блока, терригенные породы которого имеют рифей-среднекембрийский возраст и причленены к палеозоидам Центральной Азии в ходе позднейших крупноамплитудных сдвиговых перемещений [Добрецов и др., 1995]. К третьему структурному ярусу относятся отложения герцинского Калгутинского прогиба, сложенного преимущественно девонскими эффузивами аксайской свиты.

В пределах Холзунско-Чуйской структурно-фациальной зоны в рамках рассматриваемого района широко распространены гранитоидные интрузии батолитового типа, которые приурочены к центральной части Катунского прогиба и к Теректинскому и Катунско-Чуйскому выступам. Значительная их часть сформировалась спустя длительное время после окончания формирования палеозойских структур [Владимиров и др., 1997]. В пределах Теректинского блока распространены также габброидные интрузии. В отличие от двух других рассмотренных структурно-фациальных зон интрузивные образования играют важную роль в геологическом строении Холзунско-Чуйской структурно-фациальной зоны.

Помимо рассмотренных структур в пределах юго-восточной части Горного Алтая можно выделить новейший структурный этаж, образовавшийся в ходе кайнозойского орогенеза, который в отличие от герцинского геосинклинального орогенеза не сопровождался на данной территории проявлениями магматизма. В образовавшихся межгорных впадинах сформировалась изменчивая толща терригенных кайнозойских отложений, слагающих Сорлукольскую, Курайскую, Чуйскую, Самахинскую, Тархатинскую и Бертекскую впадины. Кайнозойские отложения подразделяются на два структурных яруса, нижний из которых представлен глинисто-гравийной толщей с прослоями каменных углей и мергелей, датированных палеогеном и неогеном [Девяткин, 1965; Богачкин, 1981], а верхний — грубообломочными отложениями ледникового, водноледникового и аллювиально-пролювиального генезиса, относимыми к позднему неогену и четвертичному периоду.

Геологическая история территории нашла отражение не только в литологии отложений, но и в морфологии их складчатости. Зоны высокометаморфизованных пород каледонских антиклинорий не имеют аналогов в синклинории. Они собраны в узкие изоклинальные складки с интенсивной гофрировкой крыльев. «Средние» структурные этажи каледонских антиклинорий соответствуют нижнему этажу раннегерцинского синклинория. Они собраны в узкие простые линейные складки с крутым падением крыльев. Простираение шарниров складок совпадает с простираением структур первого порядка. Верхние этажи всех трех зон нередко не могут быть отнесены точно к какой-либо из зон, поскольку сформировались в ходе герцинского этапа тектогенеза уже по завершении главной складчатости. Отложения верхних этажей обычно собраны в брахиформные и сундучные складки. Средний структурный этаж синклинория не имеет сколько-нибудь распространенных аналогов в соседних

зонах. Собственно, именно наличие этого этажа и позволило в свое время отнести синклинорий к раннегерцинским структурам [Кузнецов, 1963]. Отложения этого этажа собраны в широкие и неглубокие складки с частой ундуляцией шарнира. Простирающие их часто перпендикулярно общему простираанию синклинория.

Совершенно особым этапом развития территории является кайнозойский, в ходе которого консолидированная область хотя и не испытала складчатости, но была разбита на серию вытянутых в северо-западном направлении глыб, подвергавшихся горизонтальным перемещениям с различными вертикальными составляющими амплитуды. В пределах отставших в воздымании глыб накапливались терригенные континентальные кайнозойские отложения.

5.3. Структурно-литологические комплексы

Для сопоставления геологических тел с формами современного рельефа Алтая мы выделяем особые единицы, включающие геологические образования со сходными физико-химическими свойствами и, соответственно, в равной степени устойчивые к выветриванию и денудации.

Очевидно, что обычная геологическая карта отражает, в первую очередь, возраст стратифицированных образований, и только для нестратифицированных основным картировочным признаком является состав, что и показывается цветом. Карты средних и крупных масштабов, кроме того, несут информацию о составе пород и о характере их деформаций. Именно ее мы и хотим вычленивать для выяснения степени выраженности палеозойско-мезозойских геологических образований в морфологии современного рельефа.

Стратифицированные образования юго-восточной части Горного Алтая собраны в складки разнообразной морфологии. Можно выделить шесть типов складчатости:

I — узкие изоклинальные складки с частыми пережимами. Характерны гофрировка и пloyчатость. Падение крыльев до 90° , часто запрокинутое залегание. Складчатость характерна для метаморфических, вулканогенно-осадочных и карбонатных толщ рифея и нижнего кембрия;

II — простые линейные складки с микроскладчатостью и гофрировкой крыльев. Углы падения крыльев $60-85^\circ$. Складчатость характерна для позднекембрийских и раннеордовикских отложений;

III — неглубокие линейные складки с частой ундуляцией шарниров. Углы падения крыльев $30-45^\circ$. Складчатость типична для ордовикских и силурийских карбонатно-терригенных пород;

IV — сундучные складки, брахискладки. Углы падения крыльев $50-60^\circ$, редко до 80° . В такие складки собраны девонские вулканогенные и терригенные толщи;

V — интенсивная складчатость в сильно раздробленных блоках. Часто запрокинутое залегание. Морфология складок неопределима, характерна для терригенных угленосных отложений карбона;

VI — приразломная асимметричная складчатость с частым запрокинутым залеганием, затухающая по мере удаления от зоны разлома. Такая дислоцированность характерна для терригенных угленосных отложений палеогена и неогена.

На юго-востоке Горного Алтая широко развиты как стратифицированные образования, так и нестратифицированные: стратифицированные (осадочные) собраны в складки, а нестратифицированные (интрузивные) пронизывают стратифицированные. Все они образуют характерные ассоциации пород. Мы выделяем восемь литологических типов стратифицированных и три петрологических типа нестратифицированных образований.

Стратифицированные образования:

1 — кристаллические сланцы и гнейсы, кварциты (теректинская свита позднего протерозоя и более молодые метаморфические породы);

2 — мраморы, мраморизованные известняки; известняки (баратальская свита рифея и каянчинская свита силура);

3 — алевролиты, песчаники, конгломераты (горно-алтайская свита позднего кембрия–раннего ордовика);

4 — песчаники, алевролиты, известняки, конгломераты (каракудюрская и уландрыкская свиты раннего девона, бельгебашская и ташантинская свиты среднего девона, бар-бургазинская и богутинская свиты позднего девона, бет-суканская свита раннего силура);

5 — основные и кислые эффузивы и туфы (манжерокская и каинская свиты кембрия, куратинская и аксайская свиты среднего девона);

6 — сланцы, алевролиты, каменные угли (кызылташская свита карбона);

7 — глины, конгломераты, галечники, бурые угли (свиты палеоген-неогена);

8 — валунники, валунные суглинки, глины, галечники (ледниковые, водно-ледниковые и другие четвертичные отложения).

Нестратифицированные образования:

9 — гранитоиды (плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты и гранитогнейсы);

10 — габброиды (габбро-нориты, габбро);

11 — гипербазиты (перидотиты и серпентиниты).

Для гранитоидов характерна обширная зона экзоконтакта, менее выраженная у габброидов и практически отсутствующая у гипербазитов.

Описанные литологические типы подверглись складчатой деформации, однако не каждый всем шести их разновидностям. Выделено шесть структурно-литологических групп, а в них — 15 подгрупп. Группы определены по вещественному составу, подгруппы — по вещественному составу и структурным особенностям. Исключение составляет группа интрузивных образований, подгруппы которой выделены только по вещественному составу.

Группа новейших слаболифтицированных и нелифтицированных образований А включает две подгруппы. Палеоген-неогеновая подгруппа А₁ представлена литологическим типом 7 (карачумская, кошагачская, туерыкская, кызылгирская, бекенская, башкаусская свиты). Плейстоцен-голоценовая подгруппа

па A_2 представлена литологическим типом 8 (ледниковые, водно-ледниковые, пролювиально-аллювиальные осадки). Отложения обеих подгрупп собраны в складки VI типа. К группе А тесно примыкают специфические нелитологические образования, достаточно широко распространенные в высокогорье юго-востока Алтая. Речь идет о ледниках и фирновых полях. Их можно объединить в третью подгруппу группы А, но мы делаем это лишь на схеме пространственного распространения структурно-литологических групп (рис. 31), поскольку считаем, что этот объект требует отдельного рассмотрения, так как принадлежит уже не литосфере, а гидросфере.

В группу терригенных хорошо литифицированных образований Б входит четыре подгруппы. Кембрий-ордовикская B_1 представлена литологическим типом 3 (горно-алтайская свита). Отложения этой подгруппы собраны в складки II типа. Ордовикская подгруппа B_2 представлена литологическим типом 4 (ханхарийская и таарлаганская свиты). Ее отложения собраны в складки III типа. Девонско-силурийская подгруппа B_3 объединяет отложения типа 4, собранные в складки IV типа (каракудюрская, уландрыкская, ташантинская, белгебашская, бар-бургазинская, богутинская и бетсуканская свиты). Карбоновая подгруппа B_4 включает породы литологического типа 6, дислоцированные по V типу (кызылташская свита). Следует отметить, что этот литологический тип и этот тип складчатости характерны только для данной подгруппы.

Группа карбонатных образований В объединяет две подгруппы: рифейско-кембрийскую B_1 и силурийскую B_2 . Они представлены литологическим типом 2, а различаются тем, что первая подгруппа дислоцирована по I типу (баратальская и каянчинская свиты), вторая — по III типу (белобомская свита).

Группа метаморфических образований Г условно может быть разделена на две подгруппы. Раннепалеозойская G_1 включает литологические породы типа 1, дислоцированные по I типу (теректинская свита), палеозойская G_2 включает породы того же литологического типа, собранные в складки I и II типов (метаморфизованные породы горно-алтайской и других свит палеозоя).

Группа эффузивных образований Д объединяет две подгруппы. Кембрийская подгруппа D_1 — это зеленокаменные измененные эффузивы типа 5, собранные в складки I типа (манжерокская и каинская свиты), девонская подгруппа D_2 — также породы литологического типа 5, но собранные в складки IV типа (курятинская и аксайская свиты).

Группа интрузивных образований Е включает три подгруппы, выделенные по петрологическим признакам. Гранитоидная подгруппа E_1 представлена гранитами, гранитоидами и гранитогнейсами. Габброидная подгруппа E_2 объединяет габбро-нориты и диориты. Подгруппа гипербазитов E_3 представлена перидотитами и серпентинитами.

Выделенные нами структурно-литологические подразделения играют далеко не равноценную роль в строении поверхности юго-восточной части Горного Алтая. Пять групп из шести представлены достаточно широко, составляя от 10,7 до 36,5 % от общей площади этой территории. Исключение составляет только группа карбонатных образований, выходы пород которой на поверх-

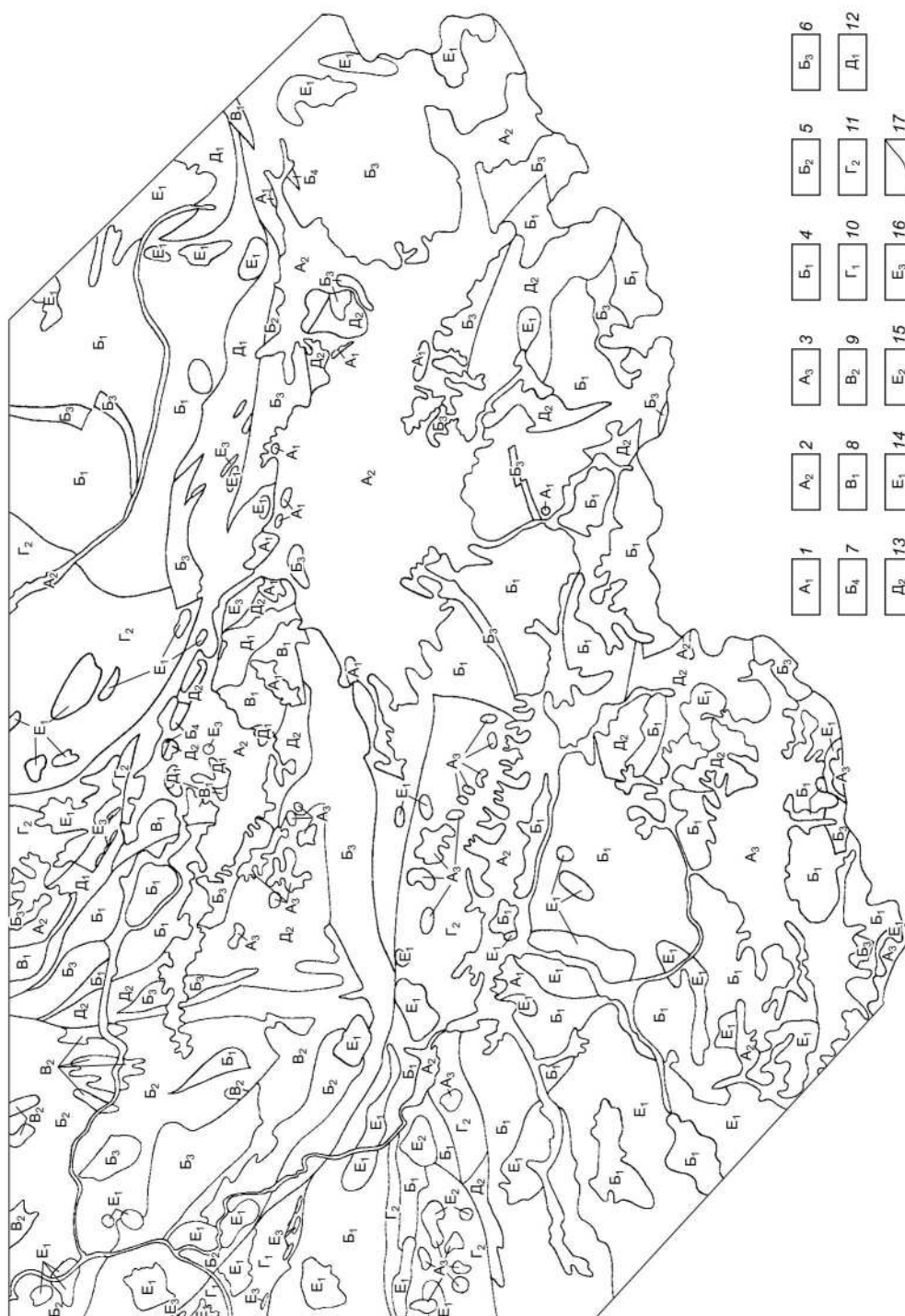


Рис. 31. Схема распространения структурно-литологических комплексов в юго-восточной части Горного Алтая.

1-3 — группа новейших слаболифтированных и нелифтированных образований: 1 — палеоген-неогеновая, 2 — четвертичная подгруппы, 3 — ледники и фирновые поля; 4-7 — группа территорий хорошо литифицированных образований: 4 — кембро-ордовикская, 5 — ордовикская, 6 — девонско-силурийская, 7 — карбоновая подгруппы; 8, 9 — группа карбонатных образований: 8 — рифейско-кембрийская, 9 — силурийская подгруппы; 10, 11 — группа метаморфических образований: 10 — раннепалеозойская, 11 — палеозойская подгруппы; 12, 13 — группа эффузивных образований: 12 — кембрийская, 13 — девонская подгруппы; 14-16 — группа интрузивных образований: 14 — гранитоидная, 15 — габброидная, 16 — гипербазитовая подгруппы, 17 — границы между структурно-литологическими группами.

ность составляют лишь 3 %. Если смотреть по подгруппам, то здесь неравномерность распределения более заметна. Семь подгрупп из 15 (A_2 , B_2 , B_3 , Γ_1 , Γ_2 , D_2 , E_2) представляют 87,3 % от общей площади, а на остальные восемь приходится всего 12,7 %.

Пространственно структурно-литологические единицы распространены также достаточно неравномерно. Они отчетливо приурочены к характерным тектоническим элементам, поскольку связаны с ними генетически. Особенности осадконакопления, дислокации осадков и внедрения интрузивов определяют выделение как структурно-литологических, так и тектонических элементов. Так, образования группы А почти исключительно локализованы в пределах альпийских впадин. Подгруппа A_1 тяготеет к их периферии, а A_2 образует почти всю земную поверхность в их пределах.

Образования группы Б тяготеют к ряду тектонических структур. Подгруппа B_1 образует основу прогибов каледонских антиклинорий и в виде отдельных блоков встречается в пределах раннегерцинского синклинория. Подгруппа B_3 полностью соответствует герцинским прогибам, а B_4 — узким грабенам вдоль долгоживущих региональных разломов. Породы группы В тяготеют к двум тектоническим элементам. Образования B_1 не встречаются за пределами салаирских антиклинорий, а B_2 образуют прогибы в раннегерцинском синклинории.

Образования группы Г слагают тектонические выступы в каледонских антиклинориях. Подгруппа D_1 распространена только в пределах салаирских антиклинорий, подгруппа D_2 совместно с образованиями B_3 выполняет герцинские прогибы. Образования группы Е распространены в юго-восточной части Горного Алтая наиболее бессистемно, но и они испытывают определенное тяготение к некоторым тектоническим элементам. Так, интрузии E_1 тяготеют к осевым частям каледонских антиклинорий, а образования, относимые к E_2 и E_3 , не встречаются за пределами салаирских антиклинорий и выступов в пределах каледонских антиклинорий.

В ходе длительного периода геологической истории в пределах рассматриваемой территории сформировались геологические тела, резко отличные по вещественному составу и характеру залегания, что позволяет выделить ряд структурно-литологических единиц, различающихся по этим признакам.

5.4. Основные элементы рельефа Юго-Восточного Алтая

Для целей сопоставления геологического строения и рельефа поверхности достаточно воспользоваться несколько модернизированными представлениями, оформившимися в 30-е годы XX в. [Шукин, 1933, 1938], когда в рельефе выделялись макро-, мезо- и микроформы. Под макроформами мы понимаем объекты ранга горных хребтов и межгорных впадин, под мезоформами — объекты типа долин и конусов выноса, а под микроформами — такие объекты,

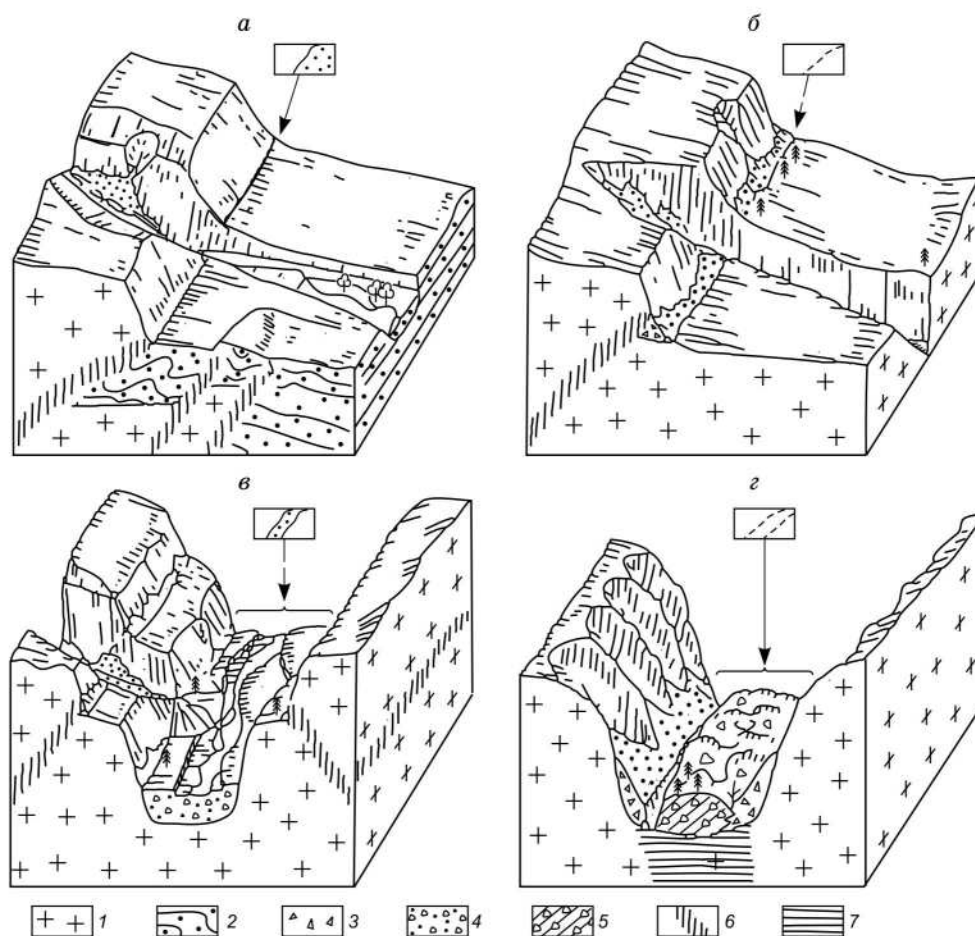


Рис. 32. Формы макрорельефа юго-восточной части Горного Алтая.

а — границы, отделяющие приподнятые блоки от впадин; б — разделяющие ступени в пределах приподнятых блоков; в — долины рек, приуроченные к новейшим грабенам; г — долины рек, связанные с зонами сдвига.

1 — скальные породы палеозоя, 2–5 — слаболитифицированные и рыхлые породы кайнозоя: 2 — озерные и пролювиальные осадки, испытавшие приразломные дислокации, 3 — коллювиальные осадки, 4 — аллювиальные осадки, 5 — моренные отложения; 6, 7 — зоны разломов: 6 — взбросов, 7 — сдвигов.

как бугры мерзлотного пучения, эрозионные рытвины и т. п. Базовым масштабом для изучения и геоморфологического картографирования макрорельефа в пределах рассматриваемой территории является 1:500 000, мезорельефа — 1:50 000, а микрорельефа — 1:5000.

При картографировании в масштабе 1:500 000 можно показать все формы макрорельефа и отдельные наиболее крупные формы мезорельефа, а все остальные элементы низких рангов — только внемасштабными знаками. При картографировании мезоформ (1:50 000) в масштабе выразимы также отдельные формы микрорельефа. Очевидно, что путем генерализации возможно изменение масштабов картографирования в сторону их уменьшения, но, как правило, не более чем в два раза. Мы не претендуем на универсальность приведенной классификации, однако для юго-восточной части Горного Алтая ее применение очень удобно. Поскольку мы стремимся установить соотношение одноранговых геологических и геоморфологических объектов, то основное внимание уделим формам макрорельефа.

В пределах юго-восточной части Горного Алтая мы выделяем четыре вида макрорельефа (рис. 32 и 33) [Новиков, 1992а, 1996а, 1998]. По сравнению с проведенным в гл. 1 орографическим описанием это более дробное деление, когда из состава хребтов вычлениются составные элементы.

Горные хребты представляют собой вытянутые положительные формы рельефа. Ширина их обычно до 50–60 км, а длина превышает ширину в 2–5 раз. В поперечном разрезе они имеют, как правило, характерное блоковое строение, когда плавно снижающаяся к краям поверхность, объединяющая высотные отметки водоразделов с углами наклона 0–12°, резко сменяется поверхностью уступа с углами наклона 28–30°, ограничивающего хребет. Этот уступ может быть бортом долины или иметь характер одностороннего уступа, отделяющего хребет от дна межгорной впадины или от более низкого соседнего хребта.

Абсолютные высоты водораздельных частей хребтов рассматриваемой территории лежат в диапазоне от 2500 до 4500 м, их превышение над подножием ограничивающего уступа обычно от 1000 до 2000 м, глубина долин колеблется в пределах 300–1000 м. Для хребтов юго-восточной части Горного Алтая характерно двухчленное строение, когда параллельно главному водоразделу их макросклоны нарушают один или несколько уступов, разделяющих хребты на верхнюю и нижнюю ступени. Там, где соседние долины сближены бортами или верховьями, водоразделы отрогов и самого хребта имеют гребневидный характер, но чаще в приводораздельных частях сохранились остатки, местами довольно обширные, уплощенного древнего рельефа.

Долины, дренирующие высокие части хребтов, обычно имеют характер трогов, в более пониженных частях они V-образные. В качестве основных элементов горных хребтов мы выделяем на макроуровне только их верхнюю и нижнюю ступени и примыкающие к ним горные массивы, если же хребет не имеет ступенчатого строения, он выделяется как один элемент. Очевидно, что высоты хребтов определяются тектонически, а повсеместная сохранность фрагментов древнего рельефа дает основание считать, что абсолютные высоты хребтов не испытали существенного снижения в процессе денудации.

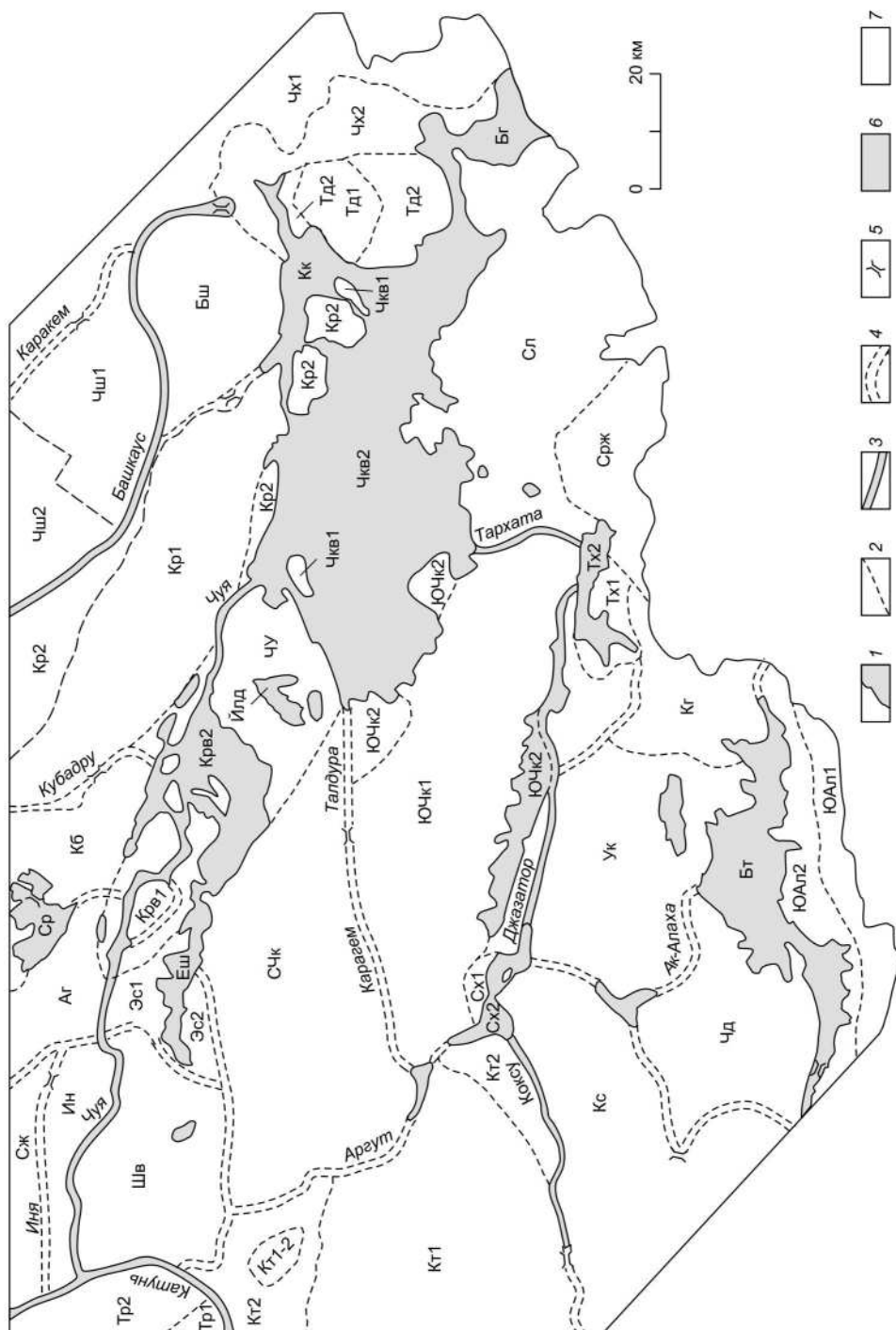


Рис. 33. Основные орографические элементы юго-восточной части Горного Алтая.

1–4 — границы между орографическими элементами: 1, 2 — тектогенные уступы (1 — отделяющие приподнятые блоки от впадин, 2 — разделяющие ступени в пределах приподнятых блоков), 3, 4 — долины рек (3 — приуроченные к новейшим грабенам, 4 — связанные с зонами сдвига); 5 — сквозные тектогенные долины; 6 — районы развития кайнозойских отложений; 7 — области выхода на поверхность палеозойских пород.

Хребты: Салдыжар (Сж), Инской (Ин), Айгулакский (Аг), Курайский (верхняя ступень — Кр1, нижняя ступень — Кр2), Чулышманский (верхняя ступень — Чш1, нижняя ступень — Чш2), Чихачева (верхняя ступень — Чх1, нижняя ступень — Чх2), Теректинский (верхняя ступень — Тр1, нижняя ступень — Тр2), Шавлинский (Шв), Северо-Чуйский (СЧк), Катунский (верхняя ступень — Кт1, нижняя ступень — Кт2), выступ в пределах нижней ступени — Кт1-2), Южно-Чуйский (верхняя ступень — ЮЧк1, нижняя ступень — ЮЧк2), Коксинский (Кс), Южно-Алтайский (верхняя ступень — ЮАл1, нижняя ступень — ЮАл2). Горные массивы: Кубадринский (Кб), Башкаусский (Бш), Тапдуайский (Чу), Чиндагуйский (Чд), Калгутинский (Кг), Саржегатинский (Срж), Плато: Укок (Ук), Сайлюгем (Сл). Межгорные впадины: Сортукольская (Ср), Ештыкольская (Еш), Курайская (денудационная часть — Кра1, аккумулятивная часть — Кра2), Ильдусельская (Илд), Чуйская (денудационная часть — Чкв1, аккумулятивная часть — Чкв2), Кокуринская (Кк), Богутинская (Бг), Самахинская (денудационная часть — Сх1, аккумулятивная часть — Сх2), Тархатинская (денудационная часть — Тх1, аккумулятивная часть — Тх2), Бергекская (Бг).

Горные массивы представляют собой изометричные положительные формы рельефа. Их размеры в поперечнике обычно от 20 до 40 км. Если не учитывать их конфигурации в плане, они во многом сходны с горными хребтами. Массивы имеют аналогичный поперечный разрез, в них также могут выделяться высокая и нижняя ступени. Абсолютные высоты их водораздельных частей, характер долин и водоразделов во многом похожи на соответствующие характеристики хребтов. Долины, дренирующие склоны горных массивов, направлены в разные стороны от центральной части.

В отдельных случаях все отроги собираются в одной точке, и там располагается главная водораздельная вершина — орографически выраженный центр массива, но чаще две или более глубоко врезаемые в массив долины соединяются верховьями, образуя сквозные долины. При этом возникает несколько орографических центров с приблизительно равными высотами. Горные массивы располагаются обычно на продолжении горных хребтов и на топографических картах показываются как их части.

Плато (плоскогорья) существенно отличаются по всем параметрам от описанных форм макрорельефа. Это крупные, слабо вытянутые положительные формы до 70 км в длину и до 50 км в ширину. Они неглубоко расчленены пологосклонными долинами и представляют собой, по существу, слабо измененные большие участки древнего рельефа. Гидросеть здесь имеет выраженный дендровидный характер. Высоты плавно увеличиваются от краев к центру. Разница абсолютных высот в краевых и центральных частях плоскогорий составляет обычно 500–700 м, максимальные абсолютные высоты колеблются от 2900 до 3200 м. Как главные, так и боковые водоразделы име-

ют увалистую форму, местами в них врезаны небольшие кары. Главные водораздельные линии в плане сильно извилисты в связи с тем, что водосборные воронки дренажной сети противоположных макросклонов поочередно вдаются в осевую часть плоскогорий.

Межгорные впадины — последний из четырех типов макрорельефа, выделенный нами в юго-восточной части Горного Алтая. Они различаются по размерам и по высотному положению днища. Все рассмотренные впадины имеют несколько вытянутую форму. Их длина от 15 до 80 км, а ширина от 5 до 40 км. Абсолютные высоты днищ колеблются от 1500 до 2500 м. В отличие от горных хребтов, массивов и плоскогорий в строении впадин помимо денудационных поверхностей большую роль играют аккумулятивные элементы. Продукты разрушения, вынесенные по долинам из окрестных гор, образуют обширные моренные поверхности в высоких впадинах, водно-ледниковые, аллювиальные и озерные в низких. В настоящее время они являются объектами денудации, и реки выработали в них широкие ящикообразные долины глубиной в центральных частях от первых до десятков метров, а по периферии — и до первых сотен метров. В тех местах, где из-под рыхлых отложений обнажается в пределах впадин поверхность палеозойского основания, мы выделяем денудационные части межгорных впадин.

5.5. Соотношение геологического строения и орографического устройства

В строении района отчетливо выделяются три комплекса геологических тел. Первый сформировался в основном в конце протерозоя–палеозое, второй (преимущественно интрузивный) — на протяжении мезозоя, третий — в кайнозое. Если от момента заложения двух древних комплексов до возникновения наиболее древних из дошедших до нас элементов рельефа прошел большой период времени, то молодой комплекс геологических образований сформировался синхронно с развитием современного рельефа. Естественно, что сопоставление геологического и геоморфологического строения этих палеозойско-мезозойской и кайнозойской генераций геологических тел необходимо проводить раздельно.

Сравнение схем тектонического устройства и распространения структурно-литологических подразделений со схемой орографического устройства однозначно показывает на существование отчетливой связи между расположением и конфигурацией полей распространения осадков из группы новейших слаболитифицированных образований и межгорными впадинами современного рельефа. Есть все основания полагать, что тектонические процессы в этом случае тесно связаны с седиментогенезом и формированием рельефа. Это проявляется как на уровне макрорельефа, когда области развития соответствующих геологических образований в значительной степени пространственно совпадают с расположением аккумулятивных частей межгорных впадин, так и, судя по нашим исследованиям Курайской межгорной впадины [Новиков, 1989], на мезоуровне, где различные по возрасту и генезису геологические тела соответствуют формам мезорельефа.

Это характерно не только для плейстоцен-голоценовой подгруппы структурно-литологических образований, но и для палеоген-неогеновой подгруппы, образования которой выходят на дневную поверхность только в пределах денудационных элементов мезорельефа по периферии межгорных впадин. Новейшие разломы с большими амплитудами перемещения часто образуют естественные границы впадин, как это имеет место на севере Курайской и Чуйской впадин и на юге Бертекской. Очевидно, что существует прямая, генетически обусловленная связь между новейшими тектоническими, структурно-литологическими и орографическими образованиями.

При сопоставлении древних геологических образований, которые составляют все положительные формы рельефа района, с его современным рельефом не приходится ожидать прямой генетической связи между геологическим и геоморфологическим строением. Все структурно-литологические подразделения рассматриваемой территории, за исключением группы новейших слаболифтифицированных и нелифтифицированных образований, сформировались задолго до возникновения современного рельефа. Теоретически возможно несколько типов соотношения геологического строения древних толщ и интрузивных образований со строением современного рельефа.

Во-первых, это пассивное воздействие геологической структуры на рельеф. Оно заключается в том, что экспонированные на земной поверхности горные породы имеют различные физико-химические свойства и вследствие этого в разной степени устойчивы к воздействию экзогенных процессов. В ходе длительной денудации происходит их избирательное разрушение, и более устойчивые образуют возвышенности, а менее устойчивые — понижения между ними. Такие воздействия на развитие рельефа можно считать доказанными, когда в рельефе отчетливо выражены древние геологические тела с нормальными стратиграфическими, древними тектоническими и интрузивными контактами.

Во-вторых, возможно активное воздействие, когда в рельефе находят выражение геологические тела с разломными границами. Это происходит в том случае, если движения по разломам образуют новые тектонические контакты или обновляют старые, одновременно формируя блоковый костяк современного рельефа. Подобные движения давно предложено именовать «морфотектоническими». Теоретические и терминологические аспекты соотношения рельефа и молодых разломных движений подробно рассмотрены Г. И. Худяковым [1977] и повторять их нет необходимости.

Состав кристаллических пород, выходящих на дневную поверхность в пределах горных сооружений рассматриваемой территории, очень благоприятен для проявления избирательной денудации. Здесь развиты такие устойчивые к денудации породы, как гранитоиды, кристаллические сланцы и известняки, которые залегают среди малоустойчивых к денудации песчано-сланцевых толщ. Однако различия в вещественном и структурном строении горных пород на уровне макрорельефа практически не проявляются в геоморфологическом строении (рис. 34). Почти все крупные элементы макрорельефа включают в себя несколько областей распространения пород разных структурно-литологических типов, что никак не отражено в их макро- и мезорельефе.

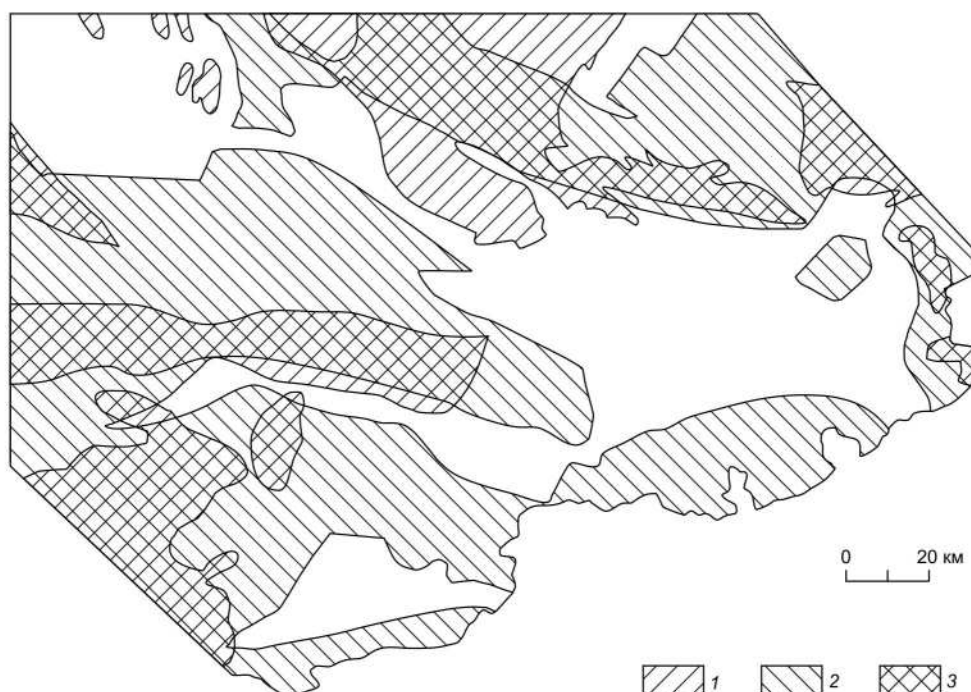


Рис. 34. Схема соотношения полей распространения устойчивых к денудации пород и возвышенных участков в рельефе юго-восточной части Горного Алтая.

1 — поля, устойчивые к денудации; 2 — возвышенные участки; 3 — возвышенные участки, сложенные устойчивыми к денудации породами.

Так, в пределах Южно-Чуйского хребта соседствуют вершины с отметками около 4000 м, сложенные метаморфическими кристаллическими сланцами и песчано-сланцевыми отложениями горно-алтайской свиты; высокая ступень хр. Чихачева, сформированная девонскими терригенно-сланцевыми толщами, пронизанными гранитоидными интрузиями, соседствует с Тапдуайрским массивом девонских сланцев. В пределах плоскогорья Сайлюгем представлены породы пяти структурно-литологических комплексов, при этом его геоморфологическое строение на макро- и мезоуровне исключительно однородно.

Нельзя утверждать также, что границы между формами макрорельефа повсеместно проходят по смене структурно-литологических комплексов. Это верно только для границ между межгорными впадинами и положительными формами макрорельефа. В остальных случаях связь между нормальными стратиграфическими и интрузивными границами с полями распространения структурно-литологических типов не проявляется.

Избирательная денудация проявляет себя только на уровне микрорельефа, особенно на участках древнего выровненного рельефа, где отчетливо отпрепарированы выходы устойчивых пород, как это имеет место в осевой части Ку-

райского хребта, там на древней пологой поверхности кристаллических сланцев и гнейсов отчетливо выступают гряды, сложенные гранитогнейсами. Структурно-литологические свойства коренных пород иногда проявляются и в аккумулятивном микрорельефе долин, расчленяющих хребты. Так, в долинах центральной части Южно-Чуйского хребта, сложенных кристаллическими сланцами и гнейсами, дающими при разрушении много песка, развит эоловый микрорельеф, чего не наблюдается в других хребтах, сложенных эффузивно-осадочными образованиями.

Есть все основания полагать, что структурно-вещественный фактор практически не повлиял на формирование крупных элементов геоморфологической структуры юго-восточной части Горного Алтая, однако его роль повышается по мере понижения ранга рассматриваемых геоморфологических объектов. Им можно пренебречь при анализе общего геоморфологического строения территории и его неотектонической структуры, допуская, что все древние хорошо литифицированные породы ведут себя здесь аналогично при разрушении в ходе новейшей тектонической активизации.

Поскольку мы установили, что избирательная денудация мало повлияла на процесс формирования современного рельефа, а древние складчатые горные сооружения были уничтожены в ходе мел-палеогенового этапа выравнивания, можно говорить лишь об обновлении древних тектонических линий в ходе новейшей тектонической активизации. Сравнительный анализ тектонической и геоморфологической схем рассматриваемой территории показывает наличие в ее пределах ряда тектонических элементов, частично выраженных в современном рельефе (рис. 35). Все они являются тектоническими выступами, сложенными позднепротерозойскими и палеозойскими метаморфическими породами, и ограничены зонами крупных разломов.

Курайско-Телецкий и Оройский выступы в современном рельефе выражены Кубадринским горным массивом и западным окончанием верхней ступени Курайского хребта. Теректинский выступ выражен в виде верхней ступени Теректинского хребта и выступа на поверхности нижней ступени Катунского хребта. Катунно-Чуйский выступ соответствует осевым зонам верхних ступеней Катунского и западной части Южно-Чуйского хребтов. Таким образом, на новейшем этапе тектонической активизации возобновились движения по отдельным отрезкам многих глубинных разломов, и все без исключения древние горсты, сложенные метаморфическими породами, испытали повторное воздымание.

Определенную связь между девонскими прогибами и современными горными сооружениями можно обнаружить также при анализе их взаимного расположения. Однако степень совпадения границ их здесь намного ниже, чем для перечисленных горстов, ограниченных глубинными разломами. Так, на месте Калгутинского прогиба находится одноименный горный массив, на месте северного отрезка Ташантинского прогиба расположены Тапдуайрский массив и южная оконечность хр. Чихачева, а на месте Бельгебашского прогиба — центральная, самая высокая часть Северо-Чуйского хребта и Эстулинский горный массив. Таким образом, современные крупные горные массивы не приурочены

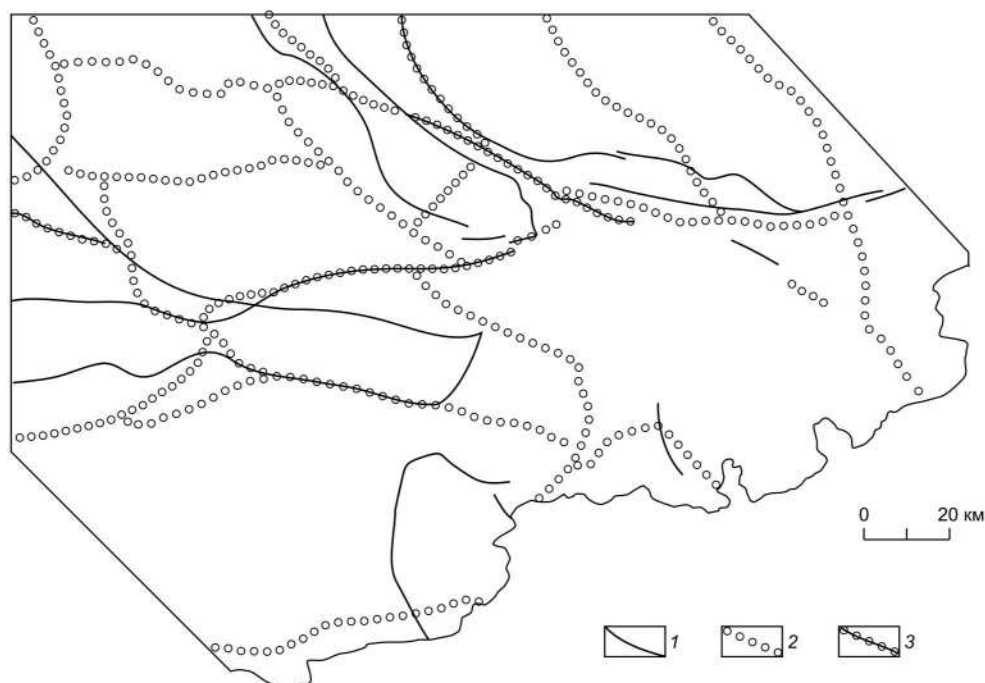


Рис. 35. Схема соотношения основных разрывных структур палеозойско-мезозойского и кайнозойского возраста юго-восточной части Горного Алтая.

1 — палеозойские и мезозойские разломы; 2 — кайнозойские разломы; 3 — участки их совпадения.

ны только к Каракольскому прогибу и южной части Бельгешашского, и можно склониться к мнению, что девонские прогибы Алтая были частично инверсированы в ходе новейшей тектонической активизации в виде блоков.

Многие границы между элементами макрорельефа, если только они не совпадают с обновленными глубинными разломами, не отражены на среднемасштабных геологических картах. В то же время по комплексу геоморфологических признаков часто несомненна их тектоногенная природа. Наличие крутых прямолинейных склонов, не связанных с эрозионной деятельностью и избирательной денудацией, часто образующих односторонние уступы высотой 300–500 м, пересекающих речные долины, просто не находит другого объяснения. Их сочетание в плане дает характерную картину боковых дислокаций под воздействием горизонтального сжатия по оси субмеридионального простирания с развитием сдвига-взбросов и взбросов по осям северо-западного и юго-западного (в меньшей степени) простирания.

Очевидно, что геологическое картографирование масштаба 1:200 000, проведенное на большей части рассматриваемой территории и не сопровождавшееся специальными геоморфологическими работами, было ориентировано

исключительно на выявление палеозойской геологической структуры. Оно не фиксировало даже новейшие разломы с вертикальными амплитудами смещения до 500 м, рассекающие монотонные осадочные толщи без четких маркирующих горизонтов в тех случаях, когда перемещения по разлому не приводили к контакту пород, относящихся к разным свитам.

Приведенные сведения о геологическом строении и геоморфологии территории свидетельствуют о том, что на протяжении фанерозоя здесь неоднократно формировались горные сооружения. До начала формирования современных горных сооружений на Алтае существовала низменная денудационная равнина, выработанная в сложно построенном геологическом субстрате. Несмотря на то что сведения о древних этапах орогенеза мы получаем, изучая геологическое строение, а данные о новейшем орогенезе — преимущественно при геоморфологических исследованиях, отметим значительное сходство в ориентации и морфологии структур. И древние, и новейшие структуры имеют вид веерообразно расходящихся к северо-западу систем и фиксируют сдвиговые перемещения.

В ходе интенсивных кайнозойских тектонических движений на Алтае не было условий для препарировки геологических тел денудационными процессами. Разрушение растущих горных сооружений свелось не к их высотному снижению, а к их расчленению. Позднепалеозойские движения, сформировавшие основные древние тектонические структуры территории, имели, судя по современным геологическим данным, большие амплитуды горизонтального перемещения, чем мезозойские и тем более кайнозойские. Связано это с тем, что последние происходили в континентальных условиях на фоне увеличения прочности земной коры. Основные кайнозойские разрывные нарушения лишь частично обновляют зоны палеозойских и мезозойских разломов, и кайнозойская структура области деформаций, хотя и имеет сходную форму конского хвоста, образована новой системой разрывов, лишь на отдельных участках наследующих наиболее крупные палеозойские и мезозойские разрывные нарушения.

Если в пределах Монгольского Алтая простираения разрывных структур палеозойского основания и новейших разрывных нарушений совпадают и новейшие нарушения часто 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 обычно секут их под разными углами. Наиболее часто совпадают с палеозойскими разломными зонами субширотные участки новейших правых сдвигов, и, вероятно, это заложение транспрессионных изгибов напрямую связано с пересечением новейшими сдвигами крупных разломных зон палеозойского заложения. Общей закономерностью в соотношении палеозойской и новейшей структур Горного Алтая следует считать снижение степени унаследованности по сравнению с Монгольским Алтаем.