

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.4(575.2)

А. К. БОРУНОВ, А. А. ЛУКАШОВ

МОРФОСТРУКТУРЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ОРОГЕНОВ И ВПАДИН
В ПРЕДЕЛАХ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Еще А. Гумбольдт (1837), развивая представление о горах Средней Азии, обратил внимание на необходимость особого рассмотрения области сочленения хребтов и межгорных впадин. В геоморфологических трудах содержится богатый материал по рельефу и рыхлым отложениям переходных зон, но пока они не получили освещения как целостные морфоструктурные образования.

Разработка проблемы геолого-геоморфологической взаимосвязи хребтов и впадин вписывается в рамки морфоструктурного анализа. Этот подход предложен И. П. Герасимовым (1946, 1959, 1967) и разработан Ю. А. Мещеряковым (1960, 1965), Н. А. Флоренсовым (1964), С. К. Гореловым (1972), Ю. Г. Симоновым (1972), Г. И. Худяковым (1977). И. П. Герасимов подчеркнул ведущую роль тектонических движений в формировании морфоструктур, а позднее указал на необходимость параллельного изучения геологической структуры. Н. А. Флоренсов и Ю. Г. Симонов обратили внимание на «статические» характеристики — литологию, древнюю структуру, свойства геологического субстрата. Ю. Г. Симонов выделил «текторморфоструктуры» и «литоморфоструктуры». Итак, термин «морфоструктура» символизирует отражение и активных, и пассивных геологических структур в рельефе. Речь может идти как о комплексах форм масштаба хребтов или лавовых плато, так и о прилавках, куэстах и т. п. (Лебедев, 1965).

Ниже на базе морфологического и морфотектонического анализа рассматриваются своеобразные морфоструктуры граничных участков между эпиплатформенными орогенами и межгорными впадинами. На большинстве морфоструктурных карт области поднятий сопрягаются с депрессиями по единичным региональным разломам. Уже появились критические высказывания по поводу подобного упрощения (Золотарев, 1976); накапливаются данные о наличии сложнопостроенных переходных зон, в частности в эпигеосинклинальных сооружениях. Так, Л. Г. Никифоров (1977, стр. 73) приводит геотектоническую схему, составленную О. К. Леонтьевым и С. И. Варущенко, на которой сочленение северного крыла мегантиклинория Большого Кавказа с Терско-Каспийским прогибом выглядит как четковидная полоса блокового дробления шириной до 15—20 км.

Согласно представлениям о глыбово-блоковом строении земной коры, границами блоков являются разломы разного порядка. Зонам развития глубинных разломов, разделяющих участки разнонаправленных движений коры, присуще распространение низкопорядковых

пликативных и дизъюнктивных дислокаций, несвойственных сопредельным территориям. Появляются удлиненные блоки (пластины, клинья), обладающие дифференциальной подвижностью и разнохарактерными стратиграфическими разрезами. Формируются надвиги, сдвиги, грабенообразные опускания. Для зоны Северо-Тянь-Шаньского разлома, на примере которой, в частности, анализируются переходные морфоструктуры, по мнению О. К. Чедия и Н. Г. Уткиной (1975), кроме того, характерны поддвиги склона Кыргызского хребта под осадки Чуйской впадины. Все перечисленное находило отражение в морфотектонике и современном рельефе областей сочленения хребтов и впадин.

Остановимся на двух основных вопросах: 1) структурно-геоморфологической характеристике переходных зон; 2) определении границ хребтов и впадин как морфоструктур особого типа. Решение поставленных вопросов базируется на полевых материалах, данных анализа среднемасштабных топографических карт, геологических и геофизических материалах и подкрепляется результатами дешифрирования рельефа по космическим изображениям с использованием методики В. Д. Скорятина (1973). Специальные исследования проводились в Кыргызском и Иссык-Кульском районах Северо-Тянь-Шаньской геоморфологической области, согласно схеме районирования Е. Я. Ранцман (1975), на стыке Кыргызского Алатау и Чуйской впадины в первом случае и на стыке Терской Алатау и Иссык-Кульской впадины во втором.

Рельеф рассматриваемых площадей в главных своих чертах четко отражает последние этапы геологического развития Северного Тянь-Шаня. По мнению Б. А. Петрушевского (1948) и С. С. Шульца (1948), тесная связь геологического строения с морфологией объясняется тем, что крупные формы рельефа ранга хребтов и впадин Тянь-Шаня являются в то же время основными активными геоструктурами. Развитие морфоструктур Северного Тянь-Шаня всегда включало как глыбовые, так и складчатые (большого радиуса) тектонические проявления, тесно связанные между собой. Кайнозойскому орогенезу свойственны тектонические движения, сформировавшие сложную складчатость на всех более или менее «пластичных» элементах и сеть разнообразных разломов в жестких массах Тянь-Шаня (Герасимов, 1959).

Выделение особой промежуточной морфоструктуры в системе «хребет—впадина» основано на следующем. При переходе от зоны регионального разлома к сопредельным структурам хребта или впадины на пограничных нарушениях резко изменяются степень морфотектонической дифференциации и динамические характеристики морфоструктур второго порядка (рис. 1). В смежных с мозаично построенной полосой поднятых массивах практически исчезают рыхлые образования верхнего структурного этажа, а в сопредельных частях депрессии — выступы кристаллического фундамента (рис. 2). Аномальность эндогенных факторов рельефообразования, а также многофакторная экзогенная моделировка, свойственная среднему высотному поясу внутриконтинентальных сооружений, создают здесь специфический рельеф. Поскольку в пределах выделяемой зоны налицо четкие и своеобразные геоморфологические результаты взаимодействия эндогенных и экзогенных сил, есть основания считать такие зоны морфоструктурами, причем даже в изначальном смысле термина (Герасимов, 1946).

Выделяемым линейным морфоструктурам сочленения на «общей схеме ярусности и морфоструктурной зональности рельефа гор Средней Азии» А. К. Трофимова (1973) соответствуют зоны сопряжения мегаструктур внешних орогенических областей, обладающие инверсионным режимом новейших поднятий.

Анализ серии геолого-геоморфологических профилей, субмеридионально пересекающих границу Кыргызского Алатау и Чуйской впадины,

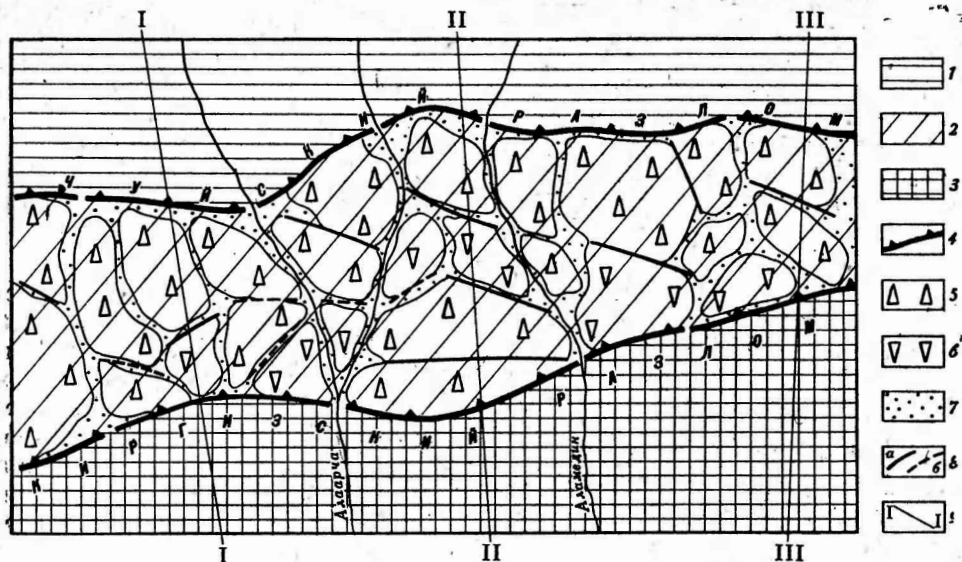


Рис. 1. Морфоструктуры сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины

Морфоструктуры I порядка и их ограничения: 1 — грабен-синклиниорий Чуйской впадины; 2 — зона сочленения; 3 — крыло горст-антиклинория Киргизского хребта; 4 — краевые дизъюнктивы зоны сочленения. **Морфоструктуры II порядка в пределах зоны сочленения:** 5 — относительно поднятые; 6 — относительно опущенные; 7 — зоны блокоразделяющих нарушений; 8 — важнейшие сместители блокоразделяющих зон, выделенные: а) по комплексу геолого-геофизических, геоморфологических материалов и материалов дешифрирования космических снимков; б) по геоморфологическим признакам и материалам дешифрирования космических снимков; 9 — линии геолого-геоморфологических профилей

позволил провести сопоставление данных о рельефе и геологической структуре и наметить единую картину строения анализируемой территории. Она протягивается на 50 км — от долины р. Сокулук на западе до левобережья р. Иссык-Ата на востоке (общая длина зоны Северо-Тянь-Шаньского разлома превышает 300 км). Профили пересекают линейно-вытянутые вдоль хребта геолого-геоморфологические комплексы. Первый из комплексов обладает резко расчлененным высокогорно-среднегорным рельефом экзарационно-эрозионного генезиса; второму, наиболее интересующему нас комплексу присущ низкогорный эрозионный и денудационно-аккумулятивный рельеф периферии гор; для третьего комплекса характерен преимущественно равнинный рельеф дна межгорной впадины, сформированный процессами аллювиальной, пролювиально-селевой и эоловой аккумуляции.

Границы между комплексами вполне определены; они соответствуют глубинным нарушениям — Киргизскому (в южной части) и Чуйскому (в северной). Представляя собой краевые дизъюнктивы всей зоны Северо-Тянь-Шаньского регионального глубинного разлома, они находят двойное проявление в рельефе. Иногда это разломы-уступы, выраженные сочетанием крутых и пологих склонов: Киргизский (профили I—I, II—II) и Чуйский (профили I—I, II—II, III—III). Прослеживаются также разломы, выраженные как асимметричные линейные понижения, например Киргизский (профиль III—III).

Собственно зона перехода от хребта к впадине представлена комплексом эрозионно-аккумулятивного рельефа на тектонически гетерогенном основании, в целом совпадающем с площадью распространения осадочных пород палеогена и неогена. Большей частью глубоко погруженный кристаллический фундамент сложен интрузивными и туфогенно-осадочными породами среднего палеозоя. Толща кайнозойских морских

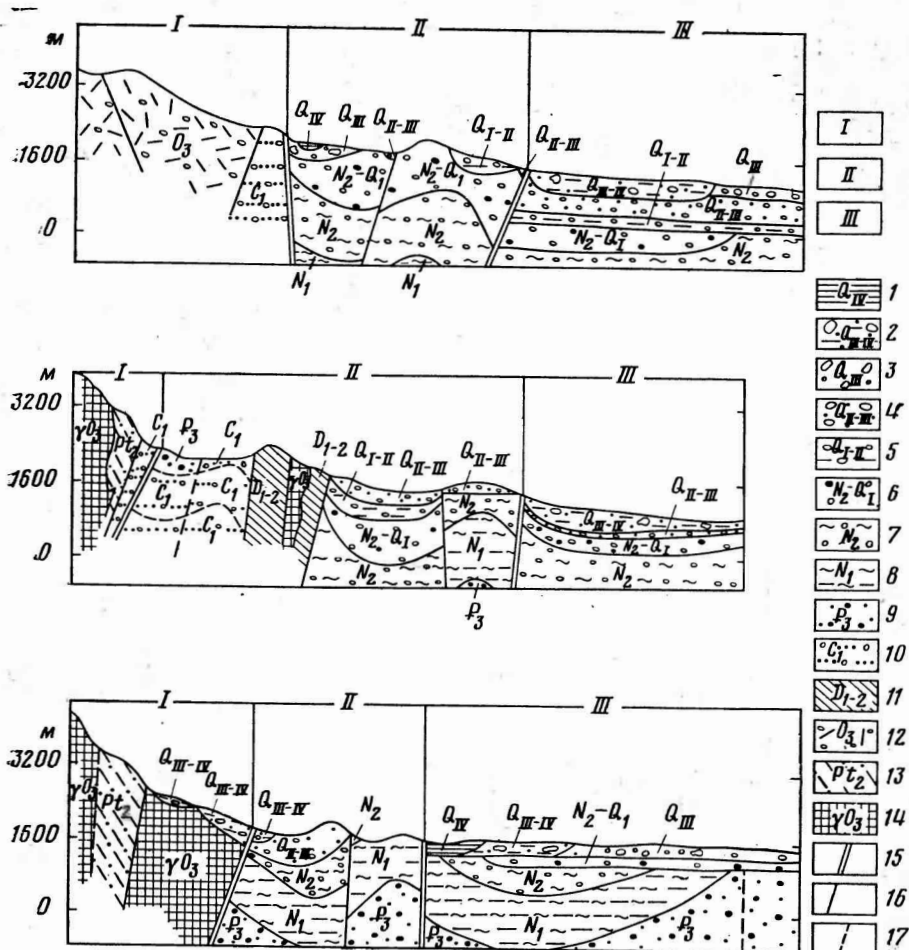


Рис. 2. Схематические поперечные геолого-геоморфологические профили через зону сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины

I — комплекс экзарационно-эрозийного высокогорного и среднегогорного рельефа на приподнятом кристаллическом основании. II — комплекс эрозийно-аккумулятивного рельефа на тектонически-гетерогенном основании. III — комплекс пролювиально-озерно-аккумулятивного рельефа в пределах грабен-синклинали. **Лито-логический состав:** 1 — глины, суглинки, супеси, пески, галечники, валунники; 2 — валуно-галечные пески, лёссы, суглинки, глины; 3 — валунники, галечники, гравий, пески, супеси; 4 — галечники, гравий, пески; 5 — галечники, лёссы; 6 — галечники, валунники, конгломераты; 7 — алевриты, песчаники, линзы гравелитов, мергелей; 8 — алевриты, глины, мергели; 9 — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевриты, глины; 10 — конгломераты с линзами песчаников, песчаники с прослоями алевритов; 11 — кварцевые порфиры, туфо-песчаники, лавобрекчии; 12 — порфиры и их туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты; 13 — метаморфизованные песчаники, сланцы, кристаллические известняки; 14 — магматические породы: диориты, гранодиориты, граниты. **Разломы:** 15 — долгоживущие, глубинные, региональные; 16 — амплитудные, неотектонического этапа; 17 — прочие долгоживущие разломы

и континентальных осадков характеризуется невыдержанными параметрами; над наиболее погруженными блоками фундамента ее мощность достигает 4000 м. На фоне выходов палеоген-неогеновых глин, алевритов, мергелей фрагментарно присутствуют четвертичные галечники, гравийники, лёссы. Главная особенность кайнозойских отложений — сложность их структурно-фациальных переходов. Наиболее мощными являются пачки палеогеновых прибрежно-морских конгломератов, гравелитов, песчаников (600—800 м), а также неоген-нижнечетвертич-

ных озерных глин, алевролитов, мергелей (800—1000 м). К данному геолого-геоморфологическому комплексу, исходя из общих особенностей геологической структуры, отнесен также откопанный выступ палеозойского основания — гора Шекуле (профиль II—II).

Ширина полосы рассматриваемого рельефа варьирует в пределах 10—18 км, достигая максимальной величины на западе и в центральной части, а минимальной — на востоке и в междуречье Джаламыша и Ала-Арчи. Характерная черта комплекса — наличие среднечетвертичных складчато-сбросовых дислокаций палеоген-неогеновой толщи вследствие надвига на нее домезозойских пород, а также вертикальных движений по Северо-Тянь-Шаньскому глубинному разлому. О современной активности движений свидетельствует высокий уровень сейсмичности зоны разлома. О. К. Чедия относит полосу к поднятиям, сформированным в четвертичное время на месте палеоген-неогенового Предкиргизского прогиба (1973).

Наиболее активные блоковые морфоструктуры в пределах выделенного геолого-геоморфологического комплекса отделены от орогена Киргизского хребта грабенами-депрессиями, такими, как Байтыкская, Джакбайская и ряд других. Воздымание предгорных гряд достигло максимальной интенсивности в восточной части комплекса. Абсолютная высота предгорий нарастает, а относительная — уменьшается в восточном направлении.

В оформлении рельефа среднего пояса гор первостепенную роль играют процессы струйчатой речной эрозии, селевой аккумуляции. Транзитные реки, пересекающие данный комплекс, — Аламедин, Иссык-Ата и др. — при выходе из осевой части хребта во впадины возвышенных предгорий меняют направление на северо-западное, резко расширяют свои долины, иногда фуркируют (р. Ала-Арча). В пределах полей наиболее легко размываемых пород наблюдается интенсивное эрозионное расчленение, доходящее на красноцветных толщах до стадии «дурных земель». При последующем пересечении окраинной полосы поднятых блоков долины рек вновь сужаются, превращаясь в ущелья.

Непосредственно с юга к описанной линейной морфоструктуре при-мыкает геолого-геоморфологический комплекс экзарационного высокогорно-среднегорного рельефа на приподнятом кристаллическом основании. Он приурочен к площади развития домезозойских интрузивных и вулканогенно-осадочных пород. Разломы в пределах крыла горст-антиклинория выражены в рельефе в виде крутых фронтальных уступов (в понимании В. М. Дэвиса) с амплитудами высот в десятки метров. Характер дневной поверхности определен прежде всего положением данного комплекса на северном склоне Киргизского Алатау, средняя крутизна которого составляет 15°. Речные долины ориентированы перпендикулярно оси хребта, подчиняясь основному уклону. Устойчивые поднятия свойственны северному крылу Киргизского горст-антиклинория начинаясь лишь с плиоцена, тогда как его осевая зона воздымается с палеогена (Чедия, 1973).

Комплекс пролювиально-озерного, аккумулятивного рельефа на погруженном грабен-синклинальном основании (III) обрамляет зону сочленения с севера (прибортная часть Чуйской впадины). Мощности кайнозойских отложений здесь более 4000 м; в северном направлении она уменьшается. Отголоском горообразовательных процессов является серия линейных антиклиналей, сминающих молодые осадки вдоль южного обрамления депрессии. В рельефе это валообразные массивы с густой сетью неглубоких эрозионных борозд на склонах (Серафимовская антиклиналь и др.). Равнина образована слившимися пролювиальными конусами, аллювиальными, озерными, золовыми отложениями. Значительные площади занимают «сухие дельты» рек, стекающих с Киргизского хребта. На подгорных участках аккумулятивная равнина

местами прорезана молодыми долинами, однако глубина эрозионного расчленения не превышает 80 м.

На рис. 1 отражена модель внутреннего строения рассматриваемой переходной зоны. Она предстает в виде своеобразной гигантской «брекчии» из «твердышей» — мелких блоков и блокоразделяющих нарушений. Длина блоков колеблется от 15 до 3—4 км, что позволяет относить самые мелкие из них уже к рангу секций¹. Признаками относительного поднятия блоков (и секций) зоны сочленения служат как относительно возвышенное положение, так и преобладание денудационного рельефа в их контурах. На относительное опускание указывают соответствующая гипсометрия и преобладание в пределах блока аккумулятивных форм над денудационными.

Блокоразделы объединяются в серию линейных дизъюнктивов, опирающихся Киргизский и Чуйский разломы и выступающих в роли важнейших сместителей. Наряду с последними в зонах блокоразделов сосредоточено множество мелких нарушений, в совокупности составляющих полосы аномальной подвижности, шириной до 1 км. Зоны блокоразделяющих нарушений предопределяют положение большинства долинных врезов, частично заполненных аллювиальными и селевыми осадками, но нередко сохранившихся в виде ущелий и долин прорыва.

Таким образом, предлагаемая морфоструктурная схема в первом приближении отражает строение одного из отрезков Северо-Тянь-Шаньского глубинного разлома в его приповерхностной части.

Аналогичные материалы были получены по обрамлению оз. Иссык-Куль. Граница хребта Терской Алатау с дном оз. Иссык-Кульской котловины проходит в зоне Южно-Иссык-Кульского разлома. Последний не представляет собой единой дизъюнктивной линии, но обладает мозаичной блоковой (а местами и мелкокладчатой) структурой в полосе шириной около 15 и длиной 250 км. Так же, как и в зоне Северо-Тянь-Шаньского разлома, здесь соседствуют небольшие поля кайнозойских осадков и выступы палеозойского кристаллического фундамента. В юго-западной части котловины оз. Иссык-Куль расположены сложно-сопряженные морфоструктуры низшего порядка: горы Тегерек, Кызыл-Тау, Алабаш-Кенурленская депрессия. В роли юго-западного борта последней выступает крыло горст-антиклинория Терской Алатау. В пределах этой территории по простиранию Иссык-Кульской впадины линейно вытянуты три высотные ступени. Каждой из них свойственны свое соотношение орографии и структуры, а также направленность экзогенного рельефообразования.

В пределах северного склона хребта Терской Алатау денудационный срез вскрывает крупные тела гранитоидов каледонского интрузивного комплекса, рвущие метаморфизованные туфогенно-осадочные толщи протерозоя. Рельеф северного крыла горст-антиклинория отличается резкостью и глубиной расчленения (до 1000 м), сочетанием форм эрозионного и экзарационного происхождения, господством гравитационных процессов среди типов склонового смещения. Абс. высоты достигают 3200—3500 м.

Иная геолого-геоморфологическая обстановка присуща переходной зоне от хребта к впадине. Всяческое крыло крутопадающего (50°) сброса, по плоскости которого линейная морфоструктура сочленения примыкает к горст-антиклинорию, отличается литолого-фациальной мозаичностью и блоковой дифференциацией. Гранитоиды кристаллического фунда-

¹ Блоковые морфоструктуры — элементы основной делимости «гранитного» слоя земной коры. Ограничивающие их отвесные или крутопадающие разрывные нарушения — блокоразделы достигают границы Конрада. Секции обладают на порядок меньшими параметрами и окаймлены крутопадающими или наклонными дизъюнктивами, затухающими в верхних горизонтах коры. Секциям свойственна повышенная неустойчивость тектонического режима (Лихачева, Лукашов, 1973).

мента, выходящие в осевых частях горст-антиклиналей Терек и Кызыл-Тау, граничат с палеоген-неогеновыми осадочными породами на крыльях названных поднятий. Местами присутствуют также блоки плейстоценовых депрессионных осадков мощностью до 600 м (Алабаш-Кенурленская депрессия).

Для морфоструктуры сочленения, занимающей среднюю высотную ступень (1800—2300 м), характерен относительно сглаженный гористый рельеф. В его моделировке принимали участие процессы эрозии, склонового сноса, пролювиально-селевой аккумуляции, а в недавнем геологическом прошлом — также ледниковой и флювиогляциальной аккумуляции. Эрозионный рельеф полуизолированных асимметричных горных массивов сменяется на коротком расстоянии аккумулятивными днищами мелких впадин возвышенных предгорий. Краевые дизъюнктивы Южно-Иссык-Кульской зоны и важнейшие сместители блокоразделов четко прослеживаются в рельефе, а нередко и рвут четвертичные отложения (морены, селевые накопления и т. п.).

С севера описанная морфоструктурная зона ограничена разломом, по которому она надвинута на моноклинально залегающие палеогеновые и неогеновые отложения Иссык-Кульской впадины. Мощные толщи конгломератов, песчаников, алевролитов ложатся на ступенчато погружающийся к оси впадины кристаллический фундамент. В обстановке полого понижающегося озерного дна процессы аккумуляции заметно преобладают над процессами абразии и размыва.

Таким образом, и по южному обрамлению котловины оз. Иссык-Куль отчетливо выраженная полоса разделяет морфоструктуры орогена и впадины.

В эпиплатформенной горной стране — Восточном Забайкалье, где размах новейших движений в 2—3 раза уступает среднеазиатскому, внутригорные впадины отличаются сравнительно скромными размерами (Флоренсов, 1960). Но и здесь сочленение грабен-синклинальных депрессий со сводовыми или горст-антиклинальными поднятиями во многих случаях осуществляется через переходные зоны шириной 5—10 км. Таковы, например, северо-западное обрамление Кручининской впадины (восточнее Читы), юго-восточный фланг Ундино-Даинской депрессии (южнее Сретенска), северо-западная периферия Итакинской депрессии (западнее Могочи) и т. д. В подобных случаях появление переходной морфоструктурной зоны связано с разрастанием хребтов за счет внутригорных депрессий (при сравнении позднемезозойского и современного морфоструктурных планов). В линейных морфоструктурах сочленения, например Итакинской, наблюдаются выступы палеозойского и докембрийского кристаллического фундамента среди блоков, сложенных позднемезозойскими конгломератами и песчаниками. В тех же самых зонах соседствуют площади интенсивной денудации и солифлюкционно-флювиальной аккумуляции, препарируются избирательной эрозией наименее прочные звенья густой сети дизъюнктивных нарушений. Протяженность разломов, «расщепление» которых в верхних горизонтах земной коры выражается морфоструктурами сочленения хребтов и впадин, измеряется в Восточном Забайкалье многими десятками (до 150) километров.

Приведенные примеры обладают рядом сходных особенностей, позволяющих выделить общие черты, свойственные переходным зонам на стыках динамичных систем «хребет—впадина»: 1) линейная, обычно четковидная форма в плане на всем протяжении; 2) наличие сети сложносопряженных морфологически выраженных активных дизъюнктивов, как ограничивающих переходную зону, так и выступающих в роли «элементарных» блокоразделов; 3) мозаичное блоковое строение с различными тенденциями движения отдельных блоков; 4) сосуществование четко ограниченных в пространстве полей геологических образований,

принадлежащих различным структурным этажам; 5) сложность геоморфологического строения и «пестрота» экзогенных процессов как денудационного, так и аккумулятивного рядов.

Линейность морфоструктур сочленения и массовое развитие в них разнопорядковых дизъюнктивов свидетельствует о решающей роли активных разломов в формировании зон перехода от орогена ко впадине. Мозаика блоков (преимущественно мелких) с противоположными тенденциями движения отражает противоборство поднятий и опусканий более крупного ранга. Развитие в пределах части блоков, принадлежащих переходной зоне, осадков верхнего или среднего структурного этажа является одним из следствий разрастания горных сооружений за счет межгорных и внутригорных депрессий. Морфогенетическая пестрота зон стыка орогенов и впадин эпиплатформенных областей усиливается за счет разнообразия экзогенных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. «Проблемы физической географии», т. 12. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Герасимов И. П. Структурный анализ рельефа и его содержание. В кн. «Методы геоморфологических исследований. Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока», т. 1. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Горелов С. К. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий. М., «Наука», 1972.
- Гумбольдт А. Путешествие барона Александра Гумбольдта, Эренберга и Розе в 1829 году по Сибири и к Каспийскому морю. СПб, 1837.
- Золотарев А. Г. Переходный рельеф между орогенными и равнинно-платформенными областями. «Геоморфология», № 2, 1976.
- Лебедев В. Г. Основные проблемы и новейшие теории геоморфологии. Изд-во Саратовского ун-та, 1965.
- Лихачева Э. Я., Лукашов А. А. Анализ секций неотектонических блоков при изучении эндогенных рудных месторождений. «Вопросы географии», сб. 92. Поисковая геоморфология. М., «Мысль», 1973.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
- Никифоров Л. Г. Структурная геоморфология морских побережий. Изд-во МГУ, 1977.
- Петрушевский Б. А. К истории развития Тянь-Шаня в мезозойское и кайнозойское время. «Бюл. МОИП. Отд. геол.», № 23 (1), 1948.
- Ранцман Е. Я. Горы Средней Азии. В кн. «Равнины и горы Средней Азии и Казахстана». М., «Наука», 1975.
- Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. Изд-во МГУ, 1972.
- Скорятин В. Д. Об изучении разрывной тектоники по комплексу разномасштабных космоснимков Земли (метод многоступенчатой генерализации). «Изв. вузов. Геол. и разв.» № 7, 1973.
- Трофимов А. К. Основные этапы развития рельефа гор Средней Азии. В кн. «Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое». Фрунзе, «Илим», 1973.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья (Труды Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, вып. 19. Геол. серия). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии. «Геология и геофизика», № 10, 1964.
- Флоренсов Н. А. Что такое структурная геоморфология? «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 2, 1965.
- Худяков Г. И. О дифференциации и интеграции морфоструктур. В кн. «Структурная геоморфология горных стран». М., «Наука», 1975.
- Худяков Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М., «Наука», 1977.
- Чедия О. К. Основные закономерности новейшего развития гор Средней Азии. В кн. «Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое». Фрунзе, «Илим», 1973.

Чедия О. К., Уткина Н. Г. Принцип определения величины регионального тангенциального сжатия в новейших эпиплатформенных орогенах. В кн. «Структурная геоморфология горных стран». Фрунзе, «Илим», 1975.
Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948.

Институт географии АН СССР
Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
5.VI.1978

MORPHOSTRUCTURES OF ZONES OF CONTACT BETWEEN OROGENES AND DEPRESSIONS AT THE NORTHERN TIEN SHAN

A. K. BORUNOV, A. A. LUKASHOV

Summary

The authors analysed geology and geomorphology of the morphostructures in several transitional regions from ridge to depression and concluded that large and complex morphostructural bands marked the transition. The data given on the morphostructures of the transition zone of epiplatformian orogenes suggest the morphostructures to be of widespread type. Origin and special features of the zone are controlled by deep faults. Transition «ridge—depression» zones are linear; they are characterized by a network of active faults, differentiated mosaic tectonic pattern, variety of geological structure, complex character of topography and wide spectrum of exogenous processes.

УДК 551.4.036

К. С. ВОСКРЕСЕНСКИЙ

АНАЛИЗ ПРОДОЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ДОЛИН ПРИ МОРФОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

При региональных геоморфологических исследованиях часто возникает необходимость решить вопрос о величине дифференцированных тектонических движений и их роли в формировании рельефа территории. В таких случаях применяют методики В. П. Философова (1960), В. П. Философова, Ю. В. Черняева (1963), Н. Г. Шубиной, Л. Б. Аристарховой (1965), А. А. Лукашова, Ю. Г. Симонова (1963), А. В. Орловой (1968).

Для многих районов проведение морфоструктурного анализа с применением указанных методик сталкивается с трудностями, обусловленными небольшой величиной дифференцированных движений, малыми абсолютными высотами, слабой расчлененностью. В таких случаях нередко обращаются к анализу продольных профилей рек. Некоторый опыт в этом отношении изложен в работах П. В. Иванова (1951), Л. Е. Сетунской (1959), Е. Н. Былинского (1962), В. Н. Орлянкина (1970). Однако нарастание водности вниз по реке и обусловленное этим уменьшение уклона, а также изменения уклона, вызванные разной литологией (т. е. неодинаковой сопротивляемостью размыву), существенно маскируют тектонические деформации продольного профиля. Поэтому для увеличения точности анализа необходимо «снять» эти усложняю-