

УДК 551.435 : 551.24

С. М. АЛЕКСАНДРОВ

КОНТРАСТНОСТЬ МОРФОСКУЛЬПТУР ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Формирование морфоскульптур связано с экзогенными рельефообразующими процессами на поверхности Земли, но активность эндогенных процессов и обусловленная ею контрастность рельефа подвижных поясов во многом определяют различия экзоморфогенеза. Рассмотрим этот вопрос путем сравнительного анализа морфоскульптур внутриматериковой горной области Средней Азии и окраинно-континентальной области островных дуг Дальнего Востока.

Очевидный контраст морфоскульптур обусловлен наличием двух сфер экзоморфогенеза: субэральная и субаквальная. Горы Средней Азии, за исключением имеющих в них озерных котловин, целиком находятся в субэральной сфере, но амплитуды рельефа суши до 7000 м обуславливают большое разнообразие морфоскульптур. В области островных дуг амплитуды рельефа суши значительно меньше: до 1600 м и на Сахалине до 4500 м на Камчатке, однако с учетом большой глубины акваторий общая контрастность поднятия не уступает горным странам. Это проявляется в высокой интенсивности рельефообразующих процессов островных дуг, поскольку любая активизация гравитационных явлений на островном подводном склоне при небольшой ширине шельфа вызывает интенсивное развитие абразии, эрозии, склоновых процессов в субэральных условиях [1—3]. Существенная особенность субаквального экзоморфогенеза на крутых подводных склонах, как и в горных районах,— преобладающее влияние силы тяжести. На шельфе, как и на равнинах суши, климатические факторы играют заметно большую роль.

Можно выделить две категории современных морфоскульптур рассматриваемых областей горообразования.

I. Морфоскульптуры, обусловленные зональными гидроклиматическими факторами. II. Морфоскульптуры, обусловленные различным положением высотных ярусов (гипсометрических поясов). Выделяем 9 таких ярусов. 1. Днища и склоны глубоководных желобов с импульсной аккумуляцией, осложняемой деструктивными тектоническими процессами в зонах субдукции. 2. Ложе глубоководных котловин с преобладанием стационарной аккумуляции, обуславливающей формирование нижнего субаквального уровня выравнивания. 3. Материковое подножие с преобладанием нестационарной (пульсационной) аккумуляции. 4. Материковые (островные) склоны с преобладанием деструктивных гравитационных процессов и нестационарной аккумуляцией. 5. Шельф и побережья с преобладанием абразионно-аккумулятивных процессов, обуславливающих формирование верхнего субаквального уровня выравнивания. 6. Аккумулятивные и денудационные предгорные или межгорные равнины с преобладанием денудационно-аккумулятивных процессов, обуславливающих формирование нижнего субэрального уровня выравнивания. 7. Низкие и средневысотные горы с преобладанием эрозионно-денудационных процессов. 8. Нагорные поверхности выравнивания с преобладанием современных и древних денудационно-аккумулятивных процессов, обуславливающих формирование верхнего субэрального уровня выравнивания. 9. Высокогорья с преобладанием гравитационных и гляциальных процессов.

Сравнительный анализ морфоскульптур непрост, поскольку в пределах восточной окраины Азии зональные факторы изменяются не только с севера на

юг, но и с запада на восток из области барического максимума в область циклональной циркуляции. Азональные факторы в связи с омоложением морфоструктур резко меняются в широтном направлении от материка к океану. Внутри континента зональные и азональные факторы в общем изменяются с севера на юг, хотя и здесь серьезно сказывается западный транзит осадков. Кроме того, общее поднятие горного узла Высокой Азии накладывает уникальный отпечаток на ландшафт прилегающих территорий. Налицо сложная зависимость современных и реликтовых морфоскульптур от истории развития рельефа, геоморфологических контрастов, геологического строения и новейшей тектоники, соотношения тепла и влаги, а также других факторов.

Морфоскульптуры, обусловленные зональными факторами

Рассматриваемые островные дуги относятся к Притихоокеанскому сектору тундровой, таежной и субтропической зон (включая Японию) с умеренной ролью вертикальной поясности. Горные поднятия Высокой Азии относятся к Центрально-Азиатскому сектору пустынной, субтропической и тропической зон с большой ролью вертикальной поясности. Различия и особенности экзоморфогенеза четко проявляются в распределении различных типов морфоскульптур.

Во всей области островных дуг, а также в гумидных районах внутренних частей материка преобладает флювиальная морфоскульптура. Аридная морфоскульптура доминирует лишь в пустынных низкогорных районах, лишенных современного оледенения. Криогенная морфоскульптура развита лишь в низкогорных районах с годовой суммой температур ниже 1000° , т. е. в лесотундровой зоне Дальнего Востока и высокогорьях Средней Азии.

Из-за относительной консервативности рельефа контуры морфоскульптурных комплексов нередко не совпадают с границами соответствующих современных географических (климатических) зон. Морфоскульптуры отражают и современные и реликтовые климатические условия, при этом закономерности развития различных ее типов существенно различаются.

Флювиальная морфоскульптура. В основном это разнопорядковая овражно-балочная и речная сеть. Она распространена практически во всех климатических зонах, хотя ее густота и облик существенно разнятся. Последнее объясняется не только климатическими, но в большей степени азональными морфоструктурными факторами. Дешифрирование разномасштабных дистанционных изображений позволило установить, что наиболее развитая эрозионная сеть приурочена к гумидным районам умеренного климата.

Следует подчеркнуть, что количественный анализ гидросети, развивающийся в последнее время довольно интенсивно, особенно при использовании дистанционных изображений, дает одностороннюю информацию без учета истории ее развития. Важным дополнением к изучению истории заложения и развития флювиальной морфоскульптуры является анализ конфигурации и внутренней структуры речных бассейнов, которые отражают особенности горообразования различных типов.

Известно, что в Средней Азии и прилегающих районах основной водораздел между бассейнами внутриконтинентального стока и Индийского океана в общем совпадает с осевой линией южных поднятий Средиземноморского пояса (Тавр, Загрос, Мекран, Гиндукуш, Гималаи), как бы очерчивая с юга замкнувшийся Неотетис [4]. Показательно также положение области внутреннего стока Азии. Учитывая длительность развития крупных долин, естественно предполагать на территории, примыкающей к замкнувшемуся Тетису, наличие реликтов древних бассейнов. Пожалуй, их можно видеть в очертаниях области внутреннего стока, расширенной на западе и резко сужающейся на востоке, наследующей очертания бассейна Неотетиса. Сужение бассейна внутреннего стока отражает и иссыкание западного переноса осадков, и замыкание альпийской геосинклинали (сближение плит). В этом случае приуроченность современного водораздела бессточной области

к южным поднятиям объясняется активным тектоническим сучиванием на стыке Аравийской и Индостанской плит с Евразийской.

На восточной периферии континента главный водораздел совпадает с окраинным вулканогенным поясом, что характерно для тихоокеанских окраин. Незначительная ширина бассейнов рек, впадающих в окраинные моря, особенно к северу от устья р. Амур, объясняется молодыми опусканиями впадины Охотского моря, к югу от устья Амура — опусканиями Японского моря. Водоразделы в пределах островных дуг преимущественно молодые и обусловлены новейшей тектоникой.

Таким образом, фрагментарность и относительная молодость речных бассейнов на периферии материка и на островных дугах, с одной стороны, большая протяженность, наличие реликтов древней сети внутри континента — с другой, наряду с климатом определяются тектоническим фактором и историей развития морфоструктур.

Хорошая террасированность долин характерна для обоих типов рассматриваемых горных поднятий, причем на более или менее синхронные для Дальнего Востока и Средней Азии климатические ритмы накладываются региональные и локальные неотектонические дислокации и провинциальные изменения палеогеографических условий. К большинству поднятий приурочены расходящиеся спектры террас, к депрессиям — переуглубленные долины. Речные террасы периферии континента сопоставимы по высоте с таковыми внутриконтинентальных поднятий, однако резко аномальными по высоте являются речные террасы активных окраин островных дуг (Восточная Камчатка), что является следствием активных поднятий на стыке с океанической впадиной. Для обоих регионов характерны межгорные аллювиальные равнины с аккумулятивными речными террасами в осевой части и пролювиальными конусами по периферии, размеры, возраст и облик которых зависят от строения прилегающих поднятий. Во внутриконтинентальных впадинах (Ферганской) системы пролювиальных конусов выражены наиболее четко, прослеживается до 5—6 генераций фанконгломератов, наиболее древние из которых имеют доплейстоценовый возраст. Во впадинах островных дуг прослеживается 2—3 генерации конусов, которые к тому же завуалированы делювиальными процессами или вулканизмом (Камчатка).

Абразионно-аккумулятивная морфоскульптура относится к аazonальной [5]. Пространственное распределение абразионно-аккумулятивных форм определяется положением разновозрастных береговых линий, миграция которых в пределах островных дуг в большей мере связана с тектоническими движениями, а в озерных бассейнах внутри континента с климатическими условиями. Отчетливо прослеживается увеличение высоты морских террас от побережья материка, где преобладают переуглубленные долины и погруженные террасы на шельфе, к древним островным дугам (Сахалин) и особенно к фронтальным частям молодых островных дуг (Восточная Камчатка). Многими исследователями отмечается, что особую роль в формировании рельефа шельфа и побережий островов сыграла голоценовая трансгрессия, проявившаяся по-разному в зависимости от неотектонических условий.

Главная черта озерных бассейнов материка — наличие серии регрессивных террас, свидетельствующих о преимущественной деградации бассейнов. На аazonальную морфоскульптуру со специфическим набором форм: бенчи, абразионные террасы, клифы, бары, косы, пересыпи и т. п. накладывается зональная: криогенная (термокарстовая) на западе Камчатки и на севере Сахалина, эоловая в пустынной зоне, хотя на гумидных побережьях формирование дюн определяется наличием песчаных осадков.

Ледниковая морфоскульптура распространена неравномерно, что подчеркивает геоморфологический контраст рассматриваемых областей горообразования. Плейстоценовые и современные оледенения Высокой Азии охватывают огромную площадь, оказывая влияние на экзоморфогенез не только высокогорий, но и средневысотных массивов. Внеледниковыми районами оставались лишь низкогорья

периферических частей Средиземноморского пояса: Сулеймановы горы, Копетдаг, Афгано-Таджикская депрессия, Чу-Илийские горы и др. На восточной периферии Азии древнее оледенение было локальным: более широким на Камчатке и Корякском нагорье, спорадическим на Сахалине и северных Курильских островах. Современное оледенение в островных дугах сохранилось лишь на Камчатке. Общим для обеих областей является преобладание форм, связанных с горно-долинным оледенением, по-видимому, небольшие ледники покровного типа существовали на выровненных нагорных поверхностях (Арабельские сырты на Тянь-Шане, поверхности выравнивания на востоке Камчатки).

Криогенная морфоскульптура развита локально и приурочена к северным районам Сахалина и Камчатки, а в Средней Азии к высокогорным районам. Характерные термокарстовые формы (морозобойные трещины, полигоны, аласы, байджарахи, булгуняхи) развиваются на аккумулятивных чехлах; субгольцовые формы (курумы, нагорные террасы) — на денудационных поднятиях.

Эоловая морфоскульптура парагенетически связана с аккумулятивной флювиальной или прибрежно-морской (озерной) и наиболее широко развита во внутриконтинентальных впадинах. Своеобразно сочетание на побережьях островов эоловой и криогенной морфоскульптур (дюны и термокарст), отражающее изменение климатических условий. Для аридных равнин Средней Азии типично сочетание барханных и флювиальных форм. Редким исключением являются эоловые формы в высокогорье (долина Маркансу на Восточном Памире, долина Чу в Кочкорской впадине, Нарынская впадина). В предгорьях и низких горах Средней Азии и Казахстана доминирует аридная денудационная морфоскульптура.

Карстовая морфоскульптура не имеет широкого распространения, однако в материковой части Дальнего Востока и на Сахалине насчитывается около 20 карбонатных массивов с карстовыми формами [6]. На молодых островных дугах, где преобладают формации вулканогенных отложений, карст развит спорадически на вулканических туфах и игнимбритах. Значительно шире распространены карстовые формы в известняковых толщах Средней Азии (Зеравшанский хребет).

Резюмируя, следует подчеркнуть, что рассматриваемые области сильно отличаются по характеру, частоте распространения и облику экзогенных форм рельефа, представляя наиболее контрастные типы геоморфологической среды [7].

Морфоскульптуры гравитационного генезиса, обусловленные высотным положением

Схематический профиль генерализованного рельефа рассматриваемых областей горообразования представляет собой чередование крутых мегасклонов (горные поднятия суши, материковый или островной склоны) и относительно плоских мегаповерхностей (пенеплены в горных поднятиях, днища межгорных впадин, предгорья, шельф, материковое подножие, днища абиссальных впадин). Обе области в совокупности охватывают практически все гипсометрические ярусы рельефа земной поверхности, которые можно представить в виде усложненной гипсографической кривой Земли. На мегасклонах доминируют гравитационные процессы, на относительно плоских поверхностях их влияние затушевано гидроклиматическими факторами. Рассмотрим наиболее общие закономерности формирования морфоскульптур на различных ярусах рельефа.

Особенности формирования морфоскульптур в субаквальной сфере экзоморфогенеза остаются еще не совсем ясными, хотя многочисленными исследованиями выявлены в последнее время весьма активные экзогенные процессы в глубоководных впадинах. Среди форм рельефа преобладают разнообразные подводные долины. О. К. Леонтьевым [8] выделено несколько их генетических типов: 1) подводные каньоны на материковом или островном склоне (каньоны Камчатки, Сахалина); 2) затопленные долины на шельфе (залив Терпения на Сахалине); 3) подводные овраги в прибрежной зоне (Пицунда, Адлер, п-ов Слепиковского). Большинство из этих типов имеет морфоструктурную обусловленность, хотя

несомненно участие в их формировании гравитационных перемещений водных масс и рыхлого материала. Многочисленные и разнообразные формы подводных оврагов, как показали непосредственные наблюдения с подводных аппаратов, во многом связаны с чисто экзогенными процессами [1, 3].

К морфоскульптурам целесообразно относить также многочисленные формы рельефа, образующиеся в результате деятельности спонтанно возникающих гравитационных потоков, которые в зарубежной литературе получили наименование *mass flow*, отражающее их смешанный состав. В работах наших ученых к подобным явлениям отнесена лавинная седиментация, или «ураганное» накопление осадков с приобретением ими качественно новых свойств, отражающееся в существенных изменениях рельефа дна [9]. Сейчас на основе изучения результатов глубоководного бурения, драгирования и непосредственных подводных наблюдений вырисовывается определенный генетический ряд этих явлений. На наиболее крутых склонах желобов, котловин, подводных гор ($> 10-12^\circ$) образуются подводные оползни и обвалы блоков коренных пород, чему благоприятствуют тектонические нарушения и высокая сейсмичность. На склонах крутизной $6-12^\circ$ преобладают суспензионные потоки, с которыми связаны широко распространенные турбидиты, состоящие из закономерного чередования параллельно-слоистых и деформированных осадков. На склонах $3-6^\circ$ развиты слоистые песчаные и гравийные осадки. Наконец, на склонах наиболее выположенных ($< 3^\circ$) формируются отложения пастообразных вязких дисперсных потоков с плотностью $2-2,5$ с ламинарным режимом — так называемые дебриты (*flow debris*), которые могут перемещаться по пологим подводным склонам на десятки километров. Обращает на себя внимание по сравнению с сушей малая величина уклонов, при которой происходит перемещение обломочного материала на значительные расстояния, что объясняется особенностями его транспортировки в водной среде. Главными транзитными артериями для потоков осадочного материала (как и в пределах суши) служат подводные каньоны и долины, в устьевых частях которых формируются конусно-веерные аккумулятивные системы. Некоторые из таких аккумулятивных вееров, например Бенгальская подводная дельта рек Брахмапутры и Ганга, площадью около 1 млн. км², выполненная осадками мощностью более 3 км, соизмеримы с крупнейшими морфоструктурами. По данным А. П. Лисицына, из 22 млрд. т терригенного материала, ежегодно осаждающегося в Мировом океане, более 90% приходится на его периферические части, причем если за единицу скорости осадконакопления (*B*) принять среднюю скорость седиментации в океане $1-5$ мм/1000 лет, то скорость осадконакопления на материковом подножие достигает $10-100 B$, в Охотском море $50-500 B$, резко возрастающая в дельтах: Куры — 6000, Миссисипи — 10 000, Меконга — 30 000 *B* [9]. Приведенными цифрами подчеркивается большая роль флювиальной морфоскульптуры в транспортировке осадков на дно океана, хотя его перемещение на более низкие уровни связано преимущественно с гравитационными процессами.

Рассмотрим особенности формирования морфоскульптур на различных высотных ярусах.

1. Днища и склоны глубоководных желобов. На пологих склонах желобов зафиксированы преимущественно нормальные иловые осадки, на днище вблизи резкого перегиба склонов осадки, осложненные турбидитными фациями. Из-за огромных глубин и больших уклонов микроформы рельефа слабо изучены, однако ряд исследователей полагает, что за счет более быстрого (в $2-3$ раза) накопления осадков на днище, чем на склонах, там формируются своеобразные глубоководные дельты. Их изучение особенно важно, поскольку они приурочены к низшему уровню аккумуляции и большинство исследователей пытается найти ответ на вопрос, что происходит с глубоководными осадками днища желобов: последовательное захоронение или затягивание их в предполагаемый зазор между взаимодействующими плитами? Острую дискуссию вызывает, например, вопрос о наличии или отсутствии форм микрорельефа, связанных с деформацией (соскребаением, смятием и т. п.) осадков. На наиболее крутых участках склонов желобов

преобладают формы рельефа, связанные с обвалами и оползнями, переходящие в уникальные по размерам (до 2 км высотой) тектонические эскарпы.

2. Ложе глубоководных котловин. Еще сравнительно недавно на обширных пространствах абиссальных котловин (Курильской, Япономорской, Черноморской) предполагалось преобладание однообразного равнинного рельефа, формирующегося в результате пассивного накопления и захоронения глубоководных пелитивных осадков. В последние годы, однако, выявлено широкое развитие аккумулятивных форм (пологие конусы, дельтовидные вееры и т. п.), связанных с автокинетическими потоками осадков типа суспензионных. Установлена большая рельефообразующая роль в абиссальной зоне подводных течений. Обнаружение большого числа вулканических подводных гор и абиссальных холмов различного генезиса [10] также усложняет общую картину морфоскульптуры котловин, поскольку у подножий гор и холмов формируются подводные конусы выноса.

3. Материковое подножие. Хотя этот элемент мегарельефа дна океана выявлен сравнительно недавно, сейчас становится ясным его сложное строение [2]. Наиболее широко здесь развиты долинно-веерные аккумулятивные системы и конусы, сложенные значительно более крупнообломочным материалом, чем днище котловин. Мощность осадков достигает несколько километров. Углы наклона и подножия 2—6°. Долинно-веерные системы материкового подножия по размерам вполне сопоставимы с крупными дельтами рек, таких как р. Или, а уникальные формы как, например, подводный конус Ганга — Брахмапутры, — с крупнейшими дельтами рек континентов (Лена, Нил).

4. Материковые (островные) склоны. Преобладают различные по генезису, размеру и облику деструктивные формы — подводные каньоны, долины, овраги, ступени, уступы, обусловленные интенсивным проявлением гравитационных и автокинетических процессов. Мощность осадков на склонах сильно понижена по сравнению с подножием и шельфом: через склон происходит транзитная транспортировка осадков на более низкие уровни. Наиболее крутые склоны, например, в восточной части Курильской котловины, осложнены гигантскими оползневидными телами, выявляемыми при помощи сейсмических методов и эхолотирования [11]. Они достигают в поперечнике нескольких десятков километров, мощность их несколько сот метров. Трудно найти аналоги подобным формам на суше, и они требуют более детального изучения. В нижней более полой части склонов при переходе к материковому подножию нередки аккумулятивные конусы выноса мутьевых потоков, мощностью в несколько сот метров, сформировавшиеся за короткий промежуток времени (вторая половина голоцена), например конус выноса Дунайского каньона [12].

5. Шельф и побережья. К ним относятся погруженные и поднятые береговые линии на высотах примерно от —200 до +100—400 м. Низменное побережье на островных дугах непосредственно смыкается с аккумулятивными равнинами, во внутриконтинентальных озерных бассейнах берега находятся на различных абсолютных высотах, причем происходит закономерное поднятие уровня террас от Каспийского моря в глубь континента. Наиболее сложный и неясный вопрос — выявление внутриконтинентальных аналогов шельфа.

Поскольку абразионно-аккумулятивную морфоскульптуру следует рассматривать как преимущественно азональную (в пределах рассматриваемых областей), большой интерес представляет выяснение роли морфоструктурных факторов в ее формировании. Хорошо обоснованы основные признаки, по которым выделяются тектонически погружающиеся и поднимающиеся побережья и шельфы.

Для областей погружения характерны: преобладание аккумулятивных тел, иногда почти сплошное распространение мощных толщ рыхлых осадков; относительное уменьшение высоты террас; наличие затопленных волноприбойных форм; развитие лагунных берегов; погребение континентальных отложений под морскими; срезание древних береговых валов системой молодых.

Для областей поднятия характерны: преобладание выходов коренных пород при незначительной мощности рыхлых отложений; наличие бенчей на подводном

склоне, абразионных клифов на берегу; лестница абразионно-аккумулятивных террас, несколько повышенных по сравнению с прилегающими участками; поднятых выше заплеска волноприбойных образований (береговых валов, волноприбойных ниш, следов сверления моллюсками); отсутствие аккумулятивных форм; широкое развитие обвалов и оползней, висячих долин; регрессивный разрез осадков (континентальные осадки залегают выше морских). Наиболее интенсивно поднимающиеся участки относятся к гористому типу побережья, где террасы не формируются.

Развитие побережий по тому или иному типу определяется не только условиями поднятия или погружения. Большое значение имеют исходный уклон поверхности суши, подвергающейся волновой переработке; литологический состав пород, контрастность вертикальных движений. Согласно исследованиям В. П. Зенковича [3], в деградации берегов велика роль антропогенного фактора (м. Пицунда, Адлерский выступ), хотя общий фон абразионных процессов обусловлен прогрессирующей трансгрессией океана.

Морфоскульптура шельфа также тесно связана с интенсивностью новейших поднятий. Это прежде всего определяется сильной изменчивостью уклонов шельфа. На участках поднятий шельф имеет относительно большие уклоны (0,006—0,015) при ширине до 10 км, сильно расчленен подводными каньонами, вершины которых нередко выходят на берег. Такой тип шельфа можно назвать абразионным. На участках новейших прогибаний Северо-Сахалинской равнины шельфовая отмель значительно расширяется и выполаживается (0,001—0,002). Наряду с микроморфоструктурами (локальными тектоническими поднятиями типа брахи-антиклиналей) здесь широко развиты погруженные аккумулятивные формы типа баров и пересыпей, приуроченные к синклиналям и сложенные мощной толщей терригенных неоген-плейстоценовых осадков. Весьма сходны с указанными морфоскульптурные особенности шельфа других островных дуг, например на Кубе [13] аккумулятивный шельф резко расширяется в депрессиях-заливах; террасированный суженный шельф развит на крыльях антиклинальных структур. Подобное сходство морфоскульптур наблюдается вопреки тому, что на шельфах резко различаются климатические условия экзоморфогеоза. Так, в тропиках доминирует осадконакопление, а в умеренном поясе аккумулятивные тела формируются из вулканогенно-терригенных осадков.

Особенностям экзогенных процессов и формированию морфоскульптур суб-аэральной сферы экзоморфогеоза посвящена огромная научная литература. Мы рассмотрим лишь отдельные особенности морфоскульптур равнин и горных систем, имея в виду сравнительный анализ контрастности аккумулятивных и гравитационных процессов.

6. Аккумулятивные и денудационные предгорные или межгорные равнины. В результате новейших опусканий депрессий сформировались мощные толщи неоген-плейстоценовых осадков с ярко расположенной аккумулятивной морфоскульптурой различного генетического типа — ледниковый, морской, аллювиальной и пролювиальной. Остановимся на соотношении аллювиальных и пролювиальных форм в депрессиях.

Аллювиальные (озерно-аллювиальные) равнины в пределах депрессий распространены ограниченно, занимая их центральную часть вблизи современных русел (Тынь-Поронайская, Ферганская впадины). Они образованы поймой и низкими аккумулятивными террасами. Четко прослеживаются две фации: русловая — галечники, гравий, пески; пойменная — суглинки, лессы, илы.

Аллювиально-пролювиальные равнины преобладают в периферических частях депрессий. Основное морфологическое отличие их от плоских аллювиальных поверхностей — наклон от гор к центру впадин (до 3—10°). Размеры и возраст пролювиальных форм, нередко образующих несколько поколений разновозрастных конусов, тесно зависят от характера прилегающих поднятий. Палеогеоморфологический анализ показывает, что их образование по периферии Центрально-Сахалинской [14] и Центрально-Камчатской депрессий [15] связано в основном с

флювиогляциальными процессами эпохи позднеплейстоценового похолодания. Более древних конусов в островных дугах не наблюдается. Естественно, что и во внутриконтинентальных депрессиях образование конусов приурочено к пролювиальным эпохам, многократно проявлявшимся на протяжении плейстоцена. Таким образом, пролювиальные формы отражают как смену гидродинамического режима на стыке поднятий и депрессий, так и климатические условия. Мощность пролювиальных отложений плейстоценового возраста значительная: Сусунайская депрессия — 150 м, Поронайская — 250, Чуйская — 400, Ферганская — 600 м. Еще большую мощность (несколько тысяч метров) имеют аллювиально-пролювиальные толщи доплейстоценового возраста, слагающие денудационные равнины, окаймляющие депрессии (бактрийские свиты Ферганы, маруямская свита Сахалина, алнейская серия Камчатки). Таким образом, процессы аккумуляции по периферии депрессий являются унаследованными.

7. Низкие и средневысотные горы. 8. Нагорные поверхности выравнивания. 9. Высокогорья. В горных ярусах рельефа формирование морфоскульптур под воздействием гравитационных факторов особенно разнообразно. Развитие таких процессов, как оползни, обвалы, осыпи, сели, связано с действием силы тяжести на склонах различной крутизны, строения и высотного положения. Рассмотрим особенности проявления этих процессов в разных вышеназванных ярусах рельефа. Общее для них — преобладание процессов деструкции и транспортировки продуктов разрушения на более низкие уровни, базисом аккумуляции для которых являлись межгорные впадины.

Выровненные поверхности (доорогенные мелового-эоценового возраста, синорогенные олигоцен-плиоценового возраста) широко развиты на различных высотных уровнях среднегорий и высокогорий Средней Азии. Однако по площади (до 15%) они значительно уступают крутосклонному рельефу, еще меньше их роль (до 1—5%) в островных дугах [16], что показывает и анализ аэрокосмоснимков. Общая черта современной экзогенной морфодинамики яруса выровненных поверхностей — слабая активность рельефообразующих процессов гравитационного происхождения.

Широко распространенные микрооползневые формы, диаметром в несколько десятков метров, чаще всего приурочены к лессовидным или глинистым породам; их развитию способствует сезонное увлажнение и дробное расчленение. На наиболее крутых склонах оползни нередко переходят в обвально-оползневые и обвальные мезоформы, диаметром в сотни метров, чему особенно способствует наличие зон дробления и повышенная сейсмичность. Сплошной пояс сейсмогравитационных и гравитационно-соллюфлюкционных форм развит, например, между Заилийским и Кунгей Алатау, с обоих бортов окаймленных резко выраженными в рельефе разломами. На Сахалине и Камчатке крупные оползни приурочены к крутым, часто обрывистым склонам базальтовых плато, активизируемым эрозией и абразией, причем соскальзыванию трещиноватых лавовых покровов способствует наличие водоупорных глинистых пластов неогена. Наиболее крупные мегаоползни-обвалы, диаметром в несколько километров (Сары-Челек, Искандер-Куль, Чугучак, Аксу и др.), захватывают толщи горных пород на еще большую мощность (до 500—1000 м) и приурочены к морфоструктурным линеаментам или узлам их пересечений. В островных дугах оползни подобных размеров не описаны, но в восточной части Тихоокеанского пояса выявлены крупнейшие оползневые структуры: Тернагейн-Хайтс в прибрежном хребте Аляски [17], Харт-Маунтин в прибрежном хребте Канады [18].

Общими признаками для них, которые можно проиллюстрировать на примере Сары-Челекского оползня, являются: 1 — разбитая на блоки пластина скольжения; 2 — крутые скалистые стенки отрыва; 3 — пачка иловых глин, глинистых и угленосных сланцев как пласт водоупора; 4 — следы исторических землетрясений и палеосейсмодислокаций в геологическом масштабе; 5 — наличие взаимно пересекающихся линеаментов; 6 — нарушения изостатического равновесия. Так, Чаткальский узел по данным М. Е. Артемьева [19] — это самое интенсивное

положительное нарушение изостазии в Средней Азии. Таким образом, рассмотренные мегаоползни — формы, переходные от морфоскульптур к морфоструктурам. Ряд перечисленных признаков характерен и для подводных мегаоползней, осложняющих подводный склон, однако размеры последних, по данным эхолотирования, еще больше, достигая десятков километров [11]. Генезис этих форм представляется сходным, хотя различия механизмов требуют дальнейшего исследования.

Весьма широко на горных склонах развиты разнообразные и разномасштабные осыпи, чаще всего приуроченные к метаморфическим сланцеватым и слоистым флишоидным породам. Морфологически они разделяются на осыпи-потоки (40% в Средней Азии, 10% на Дальнем Востоке), осыпи-пятна и осыпи-треугольники (вместе 40 и 70%), осыпи-ветвления (примерно по 20%). Естественно, что в аридных горах осыпи как продукт преимущественно физического выветривания занимают большие площади, хотя они также широко развиты в субнивальных горных системах Сахалина и Камчатки. Следует особо подчеркнуть, что области молодого эрозионного вреза и абразионные клифы повсеместно сопровождаются осыпными формами.

Характерное явление для аридных гор — сели. В предгорьях и низких горах преобладают грязевые, в среднегорье — грязекаменные сели. Несомненно, что сели, так же как оползни, активизируются под влиянием землетрясений, но в настоящее время наиболее четкая корреляция существует с годовой и сезонной гидроклиматической (гляциологической) изменчивостью, обуславливающей переувлажненность горных пород и возникновение нестационарных водных потоков.

Сопоставим рассмотренные процессы в горных районах суши с особенностями гравитационных перемещений под водой. В субаквальной сфере выделяется сверху вниз несколько типов процессов: 1 — камнепад с упругим взаимодействием частиц; 2 — подводный оползень с упругим, а затем пластичным взаимодействием; 3 — массовое смещение наносов типа суспензионных потоков с вязким взаимодействием частиц [20]. В горных районах практически можно найти аналоги всем названным явлениям, причем в верхней части склонов (субгляциальной зоне) преобладают «каменные глетчеры», переходящие ниже по склонам в оползни и каменные сели. Еще ниже по склону по мере увеличения водности потоков и роли мелкозема формируются грязекаменные и грязевые сели типа суспензионных потоков с вязким взаимодействием частиц.

Особый интерес представляет геоморфологическая характеристика условий образования олистостромов, к которым относят крупнообломочные (глыбовые) образования, возникшие в результате оползневых, осыпных и даже селевых процессов. Наиболее характерные черты олистостромов — следы дезинтеграции горных пород (разрушение, транспортировка и захоронение рассматриваются как единый связанный процесс), существенно различная величина обломков пород (от сантиметров до километров), «экзотические» отторженцы (типа пермских известняков на таврической свите Крыма), резкие колебания мощностей.

В горных районах олистостромы часто возникают в результате разрушения активных тектонических покровов и надвигов, сопровождающихся раздроблением (скальванием) подошвы покровов, образованием тектоногравитационных брекчий в теле аллохтона и на фронтальной части надвига.

Оценка вклада тектонических и гравитационных факторов в формировании олистостромов дискуссионна. Можно рассматривать фронтальные части надвигов как проявление преимущественно гравитационных процессов на стыке крупных горных поднятий и депрессий, в определенной степени развивая ранние представления Б. и Р. Уиллисов, К. Леукса [21]. С другой стороны, можно оценивать гравитационные процессы как вторичные, первопричиной которых являются тектонические латеральные перемещения.

Большинством исследователей [22, 23] образование олистостромов рассматривается как выражение единства горизонтальных тектонических движений, геоморфолого-гравитационных и седиментационных процессов. Несомненно, при

этом, что интенсивный эрозионный врез и образование значительных амплитуд рельефа активизируют латеральные смещения: возникают «эрозионные надвиги», гравитационные клиппы и трещины бокового отседания, крупные сейсмогравитационные оползни типа структур Битутти. Отсутствие четкой грани между тектоническими и гравитационными процессами свидетельствует в этом случае об их парагенетической связи. Вахшский покров и возникшие перед его фронтом мощные толщи слабосортированных хаотических отложений (типа «дикого» флиша альпийской складчатой области), например, отражают не только латеральные тектонические напряжения, но и гравитационные оползания на крутых склонах [24]. Единый генетический ряд: глыбовые тектонические надвиги — структуры Битутти — козырьковые гравитационные надвиги — сейсмооползни блокового типа — нормальные оползни рассматривается как общая схема развития микроморфоструктур и склоновых морфоскульптур в горах Средней Азии [21]. Аналогичные соотношения можно наблюдать в горных районах Западно-Сахалинских и особенно Восточно-Сахалинских гор, где меньшие абсолютные высоты компенсируются большей крутизной склонов.

Оценивая интенсивность геоморфологических изменений в пределах рассмотренных ярусов рельефа, следует подчеркнуть резкие различия размерности фоновых, аномальных и экстремальных скоростей процессов.

Фоновые скорости (1—1000 мм/год) характеризуют процессы, захватывающие обширные площади, формирующие относительно небольшие по мощности «литодинамические слои» и отличающиеся непрерывностью во времени образования. Среди эндогенных рельефообразующих процессов к ним относятся медленные вертикальные поднятия и опускания, надвиги и субдукция, долговременные горизонтальные подвижки в зонах разломов (Сан-Андреас, Талассо-Ферганский), рифтогенез (Байкальско-Восточно-Африканского типа), соляная и грязевулканическая тектоника, эффузивные и экструзивные явления. Среди экзогенных процессов к ним относятся крип, солифлюкция, медленные отседания и оползни, оплывины, карстовые явления, абразионно-аккумулятивные и флювиальные процессы на низменных побережьях.

Аномальные скорости (1—1000 м/сут, т. е. на 3—5 порядков выше фоновых) характеризуют процессы, локализующиеся в виде «литодинамических потоков» и отличающиеся разновременной циклическостью образования. Наиболее яркими представителями таких эндогенных рельефообразующих процессов являются разнообразные вулканические грязевые потоки; экзогенных процессов — боковая эрозия, относительно быстрые оползни и отседания, абразия при штормовых нагонах, дефляция, термоэрозия и термокарст, пролювиальные явления, движения песчаных валов.

Еще большей интенсивностью (1—1000 м/с, т. е. на 8—10 порядков выше фоновых, на 5 порядков выше аномальных) отличаются экстремально-катастрофические процессы, локализующиеся нередко в виде «литодинамических струй» с крайне неравномерным нелинейным импульсным характером образования. К ним относятся сейсмогенные изменения рельефа, эксплозивные вулканические и грязевулканические явления, цунамигенные процессы, быстрые оползни, сели, осыпи, обвалы, лавины.

Отмеченные существенные различия в интенсивности процессов самого различного генезиса необходимо учитывать при определении характерного времени формирования морфоскульптур. Традиционно принимаемая линейная зависимость их размера от времени нередко осложняется, поскольку «мгновенные» катастрофические процессы, например цунами, прodelывают работу, адекватную длительной действующей абразии. Следует добавить, что широко распространяющиеся антропогенно-техногенные процессы по своей интенсивности и геоморфологическому эффекту приближаются к аномальным и экстремально-катастрофическим природным процессам.

В заключение подчеркнем, что в ряде работ Н. А. Флоренсов предлагал на основе понятия о литодинамическом потоке вещества рассматривать рельеф, или

«геоморфологическую формацию» как отражение баланса вещества в гравитационном поле Земли. Нам представляется, что понятие о геоморфологической формации логически связано с принципом типизации многообразия геоморфологических условий, предложенным И. П. Герасимовым, Ю. А. Мещеряковым, И. С. Щукиным. Можно с уверенностью считать, что «синтетическая» геоморфология не противоречит основным принципам «аналитической» морфоструктурно-морфоскульптурной концепции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров С. М., Ионин А. С. О строении дельт рек Мзымты и Псоу (Адлерский аккумулятивный выступ)//Геоморфология. 1974. № 4. С. 44—51.
2. Вольнев В. М. О геоморфологических типах материкового подножия//Геоморфология. 1979. № 4. С. 16—20.
3. Зенкович В. П. Некоторые формы мезорельефа материкового склона восточной части Черного моря//Геоморфология. 1978. № 4. С. 62—71.
4. Мещеряков Ю. А. Рельеф СССР. М.: Мысль, 1972. 316 с.
5. Никифоров Л. Г. Структурная геоморфология морских побережий. М.: Изд-во МГУ, 1977. 175 с.
6. Берснев Ю. И. Карст Дальнего Востока. М.: Наука, 1989. 176 с.
7. Щукин И. С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ. Т. I. 1960. 614 с. Т. II. 1964. 563 с.
8. Леонтьев О. К. Типы подводных долин//Геоморфология. 1979. № 4. С. 3—15.
9. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
10. Гершанович Д. Е., Леонтьев О. К. Абиссальные холмы как генетический тип рельефа дна Мирового океана//Геоморфология. 1983. № 4. С. 14—22.
11. Снеговской С. С., Александров С. М. О тектонике западного борта Курильской котловины//Геотектоника. 1971. № 5. С. 105—110.
12. Казанцев Р. А., Шайнуров Р. В. Конус выноса мутьевых потоков Лу-Найского подводного каньона//Геоморфология. 1978. № 3. С. 79—82.
13. Ионин А. С., Медведев В. С., Павлидис Ю. А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль, 1987. 205 с.
14. Александрова А. Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 192 с.
15. Брайтцева О. А., Кожемяка Н. И., Мелекесцев И. В. Основные этапы формирования рельефа Камчатки//Геоморфология. 1970. № 3. С. 24—31.
16. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР м-ба 1 : 2 500 000. Л.: Недра, 1972.
17. Войт Б. Механика регрессивного блокового скольжения (на примере развития оползня Тернагейн-Хайтс, Аляска)//Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 116—140.
18. Пирс У. Главные особенности разлома Харт-Маунтин и проблема его образования. Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 445—460.
19. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
20. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 3—23.
21. Пшенин Г. Н. Развитие рельефа фронтальных частей новейших надвигов горного обрамления Ферганы//Геоморфология. 1973. № 2. С. 50—57.
22. Леонов М. Г. Олигоценостромы и их генезис//Геотектоника. 1978. № 5. С. 18—33.
23. Щерба И. Г. Олигоценостромы в неогене Дарвазского хребта//Геотектоника. 1975. № 5. С. 97—108.
24. Ишанов М. Х., Лозиев В. П., Преснухин В. К., Пильгуй Ю. Н. Общая оценка устойчивости склонов и современная тектоника северного склона хребта Петра I//Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 3. С. 118—123.

Институт географии РАН

Поступила в редакцию
10.09.91

CONTRASTS IN MORPHOSCULPTURES WITHIN MOBILE BELTS

S. M. ALEKSANDROV

Summary

A comparative analysis of morphosculptures of the intracontinental mountains of Central Asia and of region of continental margin in the Far East reveals considerable differences in exogenic morphogenesis of the regions; the differences are due to both zonal climatic factors and to hypsometric position. Certain similarities in geomorphic processes are traced in both subaerial and submarine spheres of morphogenesis. Rates of the processes are assessed, distinguished into normal (background), anomalous and extremum.