

С. А. СЛАДКОПЕВЦЕВ

**РАЗВИТИЕ
РЕЧНЫХ ДОЛИН
И НЕОТЕКТОНИКА**



С. А. СЛАДКОПЕВЦЕВ

РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН И НЕОТЕКТОНИКА

847
477



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1973



Сладкопевцев С. А. Развитие речных долин и неотектоника. М., «Недра», 1972. 184 с.

В работе рассмотрены вопросы развития и структурно-геоморфологического анализа современных и древних (погребенных) долин на основе изучения взаимосвязи тектонического, литологического и экзогенных факторов рельефообразования. Дается оценка роли движений земной коры в образовании флювиального рельефа путем выявления и исключения неотектонических факторов. Первая часть работы посвящена разработке таких методов изучения неотектоники, как анализ высоты и ступенчатости пойм, фациального состава, контакта фаций и подошвы современного аллювия. Во второй части рассматривается образование речных долин, подразделяющихся на основные генетические типы по особенностям выполняющих их осадков. Оценивается роль основных факторов рельефообразования (тектонического и климатического) в процессе погребения эрозионных форм. Выделяются компенсационные и некомпенсационные типы погребенных долин. Рассмотрены вопросы оценки тектонических поднятий по эрозионным врезам, формирование констративного аллювия и соотношение погребенных долин и их переуглубленных участков. Работа рассчитана на геологов и географов, занимающихся изучением неотектоники и развития долин, а также поисковыми и инженерно-геологическими исследованиями.

Таблиц 9, иллюстраций 49, список литературы — 174 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Последние десятилетия ознаменовались быстрым развитием геоморфологической науки, в том числе ее структурного направления, к которому относятся и геоморфологические методы изучения неотектоники.

В сложном и многообразном комплексе геоморфологических методов изучения движений земной коры ведущими являются методы изучения речных долин (современных и древних), привлекающие внимание исследователей своей относительной простотой, эффективностью и применимостью почти во всех районах.

Основные теоретические положения неотектонического изучения современных речных долин и аллювиальных отложений были разработаны В. В. Ламакиным (1948, 1950) и Е. В. Шанцером (1951).

В. В. Ламакиным были введены понятия о динамических фазах развития долин и соответствующих им динамических типах аллювия. Е. В. Шанцер дал принципиальную схему механизма накопления мощных аллювиальных толщ и развернутое толкование понятия о нормальной мощности аллювия, соответствующей равновесной фазе развития долины.

В работах Ю. А. Мещерякова (1961, 1965) методы анализа долин для познания закономерностей проявления движений земной коры были применены во всем своем разнообразии и комплексности. Изучение мощностей аллювия, положения контакта и подошвы аллювиальных фаций позволило Ю. А. Мещерякову воссоздать общую картину неотектонических движений таких крупных регионов, как Русская платформа, Предкавказье и Прикаспийская низменность. Большой вклад в изучение механизма накопления аллювиальных отложений внесли также И. П. Карташов (1960, 1961) и Б. С. Лунев (1967).

Успехи в изучении погребенных долин и этапов развития древней речной сети связаны в основном с работами Г. И. Горецкого (1964, 1966), где обобщен огромный фактический материал по истории рек бассейнов Волги, Камы, Оки и сделаны важные выводы относительно влияния различных факторов на эрозионно-аккумулятивные ритмы в долинах.

Среди сводных работ, посвященных методике структурно-геоморфологических исследований (в том числе и долин), следует отметить «методические указания по проведению неотектонических исследований при поисках нефти и газа» (Былинский и др., 1968) и сборник «Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях (под ред. И. П. Герасимова, 1970).

Отмеченные достижения не исключают существования определенных проблем в структурно-геоморфологических исследованиях.

Наблюдается отставание теории структурно-геоморфологических исследований от темпов их внедрения в практику, связанное с трудностями обобщения быстро накапливающегося фактического материала. Это привело к тому, что такие широко распространенные методы изучения неотектоники, как анализ поймы и террас, анализ контакта фаций и подошвы аллювия, до сих пор не разработаны достаточно полно с учетом основных вариантов их использования, анализом встречающихся трудностей и спецификой применения в различных районах.

Продолжает существовать оторванность структурно-геоморфологических исследований от других направлений геоморфологии, в частности от «руслового» направления, в котором за последнее время достигнуты большие успехи. В определенной мере этот разрыв явился следствием того, что развитие каждого направления диктуется интересами практики и что исследования методического и теоретического характера оказываются зачастую на втором плане.

Многие геоморфологические методы изучения неотектоники недостаточно достоверны и точны. Этот недостаток находится в прямой зависимости от двух отмеченных выше. В самом деле, совершенствование методов должно вестись прежде всего в ходе работы над их теоретическими основами. С другой стороны, один из основных путей их уточнения заключается во всестороннем и тщательном учете рельефообразующей роли экзогенных процессов, в изучении взаимодействия эндогенных и экзогенных сил — важнейшей, генеральной задачи не только геоморфологии в целом, но и ее структурного направления. Первостепенность этой задачи при изучении движений земной коры вытекает из того, что во многих случаях только учет и оценка влияния экзогенных факторов позволяют определить действительное влияние на рельеф неотектоники, выделить его, так сказать, «в чистом виде».

Наконец, следует указать на слабую разработанность вопросов, связанных с оценкой рельефообразующей роли литологического фактора, влияния «пассивной структуры».

Указанные проблемы определили задачи автора и структуру работы. В ней рассмотрены вопросы неотектонического анализа речных долин на основе изучения взаимосвязи тектонического, литологического и экзогенных факторов рельефообразования. Во всех случаях основной задачей считалась оценка роли тектонического фактора путем выявления и исключения нетектонических.

Первая часть работы посвящена развитию современных долин, дальнейшей разработке и уточнению таких методов изучения неотектоники, как анализ высоты и ступенчатости поймы, контакта фаций и подошвы современного аллювия. Для этого были использованы последние достижения русловой геоморфологии и прежде всего работы Н. И. Маккавеева (1955, 1951). Анализ гидрологических закономерностей потребовался и при рассмотрении развития участков слияния речных долин. В разделах, посвященных изучению цоколей террас и сужений речных долин, основные задачи сводились к выявлению относительной роли тектонического и литологического факторов в процессе развития речных долин. Дальнейшее развитие упомянутых методов изучения современных долин позволит получить более полное представление о характере движений земной коры в четвертичном периоде и в течение последнего его отрезка — голоцена (10—12 тыс. лет).

Вторая половина работы охватывает круг вопросов, касающихся образования погребенных долин. Выделяются основные генетические разновидности долин, характеризующиеся определенными типами осадконакопления (морфолитогенеза) в эрозионных формах рельефа. Каждый тип рассмотрен с точки зрения зависимости от основных факторов рельефообразования — тектонического и климатического. Отдельный раздел посвящен оценке тектонических поднятий по эрозионным врезам, поскольку эта проблема должна решаться в тесной связи с изучением процессов образования погребенных долин. В заключение приводится классификация погребенных долин, а также рассматриваются некоторые вопросы терминологии. Изучение погребенных долин имеет большое значение для расшифровки движений земной коры большей части неотектонического этапа, главным образом миоцена, плиоцена и четвертичного периода.

Работу в целом можно рассматривать как теоретическую и проблемную, но некоторые ее выводы могут быть использованы в практической деятельности. Дальнейшая разработка и совершенствование методов изучения неотектоники (таких, как анализ высот поймы, контакта фаций и подошвы аллювия, цоколей террас, глубин эрозионных врез) должны уточнить представления о скорости, направленности и ритмичности новейших движений ряда районов, помогут лучше изучить динамику региональных и локальных поднятий многих территорий, в том числе и перспективных для поисков различных полезных ископаемых (нефти, газа, осадочных руд, россыпных месторождений). Таким образом, увеличение точности геоморфологических методов изучения неотектоники неизбежно повысит их практическую эффективность. Предложенный в работе метод определения роли местного и транзитного материала в аллювии можно использовать для выяснения происхождения базальных (плотиковых) фаций металлоносного аллювия, которые часто бывают наиболее продуктивными.

Выводы о механизме образования погребенных долин и закономерностях строения их разрезов в конечном счете направлены на

повышение уровня геоморфологических исследований, связанных с поисками россыпных месторождений, ресурсов минерального сырья и подземных вод.

Примеры, иллюстрирующие выводы автора, взяты из самых различных районов СССР, а также из зарубежных областей. Вместе с тем работа синтезирует все основное, что сделано автором в данном направлении, а многие примеры заимствованы из районов, по которым автор имеет собственный фактический материал. Например, при характеристике погребенных долин использованы результаты работ 1958—1962 гг. в Центральном Казахстане. Вопросы, касающиеся анализа контактов фаций, цоколей террас, местного материала в аллювии, сужений долин, участков слияния рек в значительной степени разработаны в процессе исследований автора на Алтае в 1967—1969 гг. Собственные примеры взяты также из отчетов и статей по северо-восточному Прикаспию, где автором проводились структурно-геоморфологические исследования в 1962—1964 гг., а кроме того, из материалов инженерно-геоморфологических исследований 1965—1966 гг. в бассейне средней Оби.

СОВРЕМЕННЫЕ ДОЛИНЫ

Изучение закономерностей в развитии современных речных долин, выяснение причин смены одних динамических фаз другими — важнейшая и одновременно сложнейшая проблема геоморфологии. Ритмы развития долин — существенная часть общей эволюции рельефа земной коры и их понимание делают более глубоким наше познание о механизме развития рельефа в целом. В практике представления о циклах современной миграции русел необходимы для прогноза русловых деформаций на судоходных реках, а понимание механизма древних ритмов в развитии речной сети имеет первостепенное значение при поисках полезных ископаемых, связанных с долинами.

Трудность изучения эрозионно-аккумулятивных ритмов развития речных долин объясняется многообразием факторов, определяющих ритмичность, сложным их взаимодействием и в ряде случаев одинаковой направленностью влияния.

Реки весьма чутко реагируют не только на проявление тектонических движений, но также и на литологию и климатические изменения. Поэтому ни один из названных факторов априорно не должен считаться второстепенным. Более того, каждый из них в отдельных случаях может быть первостепенным, определяющим изменение направленности в развитии долин или отдельных их участков. Поэтому оценка различных факторов в структурно-геоморфологических исследованиях долин — наиболее верный путь к выявлению направления и скорости тектонических движений.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОЙМЫ

Изучение высоты поймы

Методика изучения высот пойменных уровней в целях познания взаимодействия эрозионно-аккумулятивных процессов в долинах с движениями земной коры была разработана В. В. Ламакиным (1948), Е. В. Шанцером (1951) и Ю. А. Мещеряковым (1961, 1965). Широкое развитие и успешное практическое использование метода связано с работами С. К. Горелова (1961), Ю. Е. Журенко (1960),

Л. Л. Розанова (1966), Л. Н. Былинской (1968) и ряда других исследователей.

Сложность анализа тектонических движений по изменениям высот поймы объясняется влиянием на них экзогенных факторов. Еще Е. В. Шанцер (1951) указал на то, что судить о поднятиях по изменению высоты пойм следует осторожно, так как она зависит от режима реки и ширины долины. Лишь в случае цокольности поймы и несоответствия ее высоты уровням паводков можно говорить о врезании реки. Ю. А. Мещеряков (1965), придающий большое значение роли гидрологических факторов в изменениях относительных высот массивов поймы, предложил для их учета использование специальных показателей. Трудности в изучении неотектонических движений по высотам поймы связаны также с незавершенным ее развитием.

Сложность оценки роли тектоники в образовании современных флювиальных форм особенно велика и потому, что любые достаточно сильные изменения режима движений влекут за собой изменения в механизме экзогенных процессов. Это затрудняет выделение роли тектонического фактора, так сказать, в «чистом виде». С одной стороны, эрозионно-аккумулятивные процессы нивелируют неровности и аномалии в рельефе долины, а с другой усиливают, подчеркивают аномалии, имеющие тектонические или литологические первопричины. Активность экзогенных процессов приводит к тому, что в ряде случаев тектонические деформации не находят отражения в рельефе поймы или в ее строении. Однако, будучи выявленными, они могут указывать на значительную активность тектонических движений.

Неотектоническое изучение поймы, как и всякого геоморфологического уровня, должно быть основано на прослеживании однообразных ее участков и на анализе изменений относительных высот в пределах этих участков. Трудность использования высот поймы как показателя тектонических движений обусловлена быстрым наращиванием пойменных массивов и столь же быстрым их уничтожением, приводящим к одновременному развитию в долине сегментов нескольких возрастных генераций. Возраст пойменных уровней меняется чаще всего при переходе от одного морфологического отрезка долины к другому, например, при переходе от расширения к сужению т. е. в местах наиболее важных для структурно-геоморфологического анализа.

Согласно материалам Н. И. Маккавеева (1955) относительно большая устойчивость русла в сужениях связана с увеличенными значениями руслоформирующих расходов. Это создает благоприятные условия для длительного сохранения пойменных массивов и наращивания их до максимальных отметок, несмотря на большие скорости потока. Для расширений, напротив, характерны большие скорости (5—10 м/год) перемещения пойменных сегментов вниз по долине до нижележащего сужения и срезание их. С. В. Лютцау (1962) обратил внимание на то, что на разных участках долины превращение поймы в надпойменную террасу происходит неодновременно. В сужениях при прочих равных условиях для этого необходимо меньшее врез-

ние, чем в расширениях. Наконец, последние исследования Л. Н. Былинской (1968) в центральной части Средне-Русской возвышенности показали, что на участках пересечения долинами областей тектонических поднятий поймы не только выше, но и древнее, нежели в областях опускания.

Многочисленные примеры изменения высот пойм на различных участках тектонических структур обычно не сопровождаются доказательствами одновозрастности прослеживаемых уровней, что снижает достоверность выводов о движениях земной коры того или иного района, особенно если они основаны на фиксировании небольших колебаний высот поймы (1—2 м).

Изучение деформаций пойменных уровней под влиянием тектонических движений требует предварительного учета возможных изменений высотного положения поймы, не связанных с тектоникой. Прежде всего важно оценить влияние гидрологического фактора, т. е. проанализировать закономерности в изменении уровней половодий различной обеспеченности и сравнить их с таковыми для поймы. При этом следует иметь в виду, что не всегда в изменениях высот паводков и поймы наблюдается синхронность и пропорциональность, зависимость между ними более сложная и заслуживает всестороннего изучения.

Основные закономерности изменения паводковой волны по долине рассмотрены Н. И. Маккавеевым (1955). На средних и крупных равнинных реках от истоков к низовьям амплитуды уровней большей частью увеличиваются; в этом же направлении растет и высота поймы. Так, в верховьях Печоры, по Г. А. Чернову, высота поймы увеличивается вниз по течению с 1—2,5 до 4—5 м, а в среднем и нижнем течении повышение уровней продолжается и доходит в низовьях реки до 8—10 м, соответствуя изменению паводковых уровней. По В. А. Зубакову (1958), амплитуды пойменных и паводковых уровней на Енисее возрастают от 6,68 м у Красноярска до 19,04 м у Игарки.

Как показал Ю. Г. Симонов (1962), форма паводковой волны в общих чертах напоминает форму бассейна реки. Например, если бассейн наиболее развит в средней части и приращение площади водосбора максимально в среднем течении реки, высоты паводков будут наибольшими в среднем течении. Хороший пример разницы в режиме половодий на близко расположенных реках Заволжья приведен в работе Г. Н. Петрова и М. Г. Кондратьева (1963). Если на р. Степной Зай половодье распылчатое в связи с последовательным прохождением паводковых волн притоков, то в бассейне р. Ик таяние начинается везде одновременно, и половодье проходит по типу нарастающей лавины. Поэтому, несмотря на примерное равенство бассейнов указанных рек, высоты половодий и пойм у них будут неодинаковыми (р. Ик они в целом будут выше).

Нарастание высоты половодья к низовьям на крупных реках сменяется расплыванием паводочной волны в приустьевой части, механизм которого детально рассмотрен в работах Н. И. Маккавеева (1951, 1955). На более мелких реках — притоках, испытывающих

подпор со стороны более крупных рек, — нарастание высот пойм продолжается до самого устья, причем в зоне подпора характер нарастания прогрессирующий. Так, подпор обуславливает возрастание поймы на 2—2,5 м в низовьях Камы. Местные, локальные, явления подпора и связанные с ними колебания уровней поймы часто имеют место перед сужениями долин, а на многих реках Восточной Сибири и в расприениях в связи с ледяными заторами (зажорами).

Интересны данные об изменении высот пойм Башкирского Предуралья (табл. 1).

Таблица 1

Средние высоты пойм в долинах Западной Башкирии

Район	Порядок линии					
	II	III	IV	V	VI	VII
Уфимское плоскогорье	1,3	1,7	2,6	—	3,4	5,0
Белебеевское плато	1,3	1,8	2,5	3,0	2,8	—
Юрюзано-Алейская равнина	1,1	1,5	2,5	—	3,1	—
Камско-Бельское понижение	1,2	1,4	2,4	2,7	3,0	3,8
Общий Сырт	1,0	1,6	2,1	2,2	—	—

По мере нарастания порядка долин высоты пойм увеличиваются, что указывают на роль амплитуд половодий в закономерностях распределения относительных превышений пойменных массивов. На поднятиях, где долины более узкие, повышенные паводки также могут стимулировать несколько большее нарастание поймы. Таким образом увеличение высот поймы на положительных структурах может быть как непосредственным результатом движений и врезания водотоков, как и результатом косвенного или пассивного влияния тектонических структур.

Ю. А. Мещеряков (1965) в целях исключения влияния гидрологического фактора (неравномерности высот паводков) предложил использовать специальный показатель, а именно приведенную высоту поймы:

$$h_n = \frac{h_0}{m}$$

где h_n — приведенная высота поймы, h_0 — высота поймы над урезом реки и m — высота паводка.

Этот показатель можно рассматривать лишь как приближенный, поскольку не во всех случаях рост поймы в равной мере соответствует росту паводков. Но даже, если данная закономерность имеет место на рассматриваемом участке долины, использование показателя несколько затруднительно. Предположим, что при движении по долине скорости увеличения высот половодий и поймы одинаковы.

Допустим, что приведенная высота поймы имеет значения $\frac{2}{3}$, $\frac{3}{4}$, $\frac{4}{5}$, $\frac{5}{6}$ и $\frac{6}{7}$. В этом случае колебания высоты поймы обусловлены

только экзогенными процессами, и для оценки роли тектоники было бы удобнее, чтобы применяемый показатель оставался постоянным. Тогда его изменения говорили бы о наличии тектонических аномалий. У нас же величина приведенной высоты поймы последовательно увеличивается, и на фоне этого изменения трудно улавливать отклонения, связанные с влиянием эндогенного фактора. Если отказаться от учета несоответствия в колебаниях высот паводковых и пойменных уровней, то удобнее было бы использовать для сравнения разницу в высотах паводка и поймы, которая не должна меняться в условиях стабильного тектонического режима или одинаковой амплитуды поднятия (опускания) исследуемого отрезка долины. Так, Л. Н. Былинской (1968) показано, что степень заливаемости поймы, которая по существу и является разностью между высотами паводков и поймы, наиболее точно отражает направленность движений земной коры; коэффициент коррелятности здесь достигает 0,79.

Экзогенные факторы, не связанные с гидрологическим режимом, влияют на распределение высот поймы в гораздо меньшей степени, имеют в большинстве случаев локальное распространение. Среди них наиболее часто имеет место изменение высот поймы в связи с перекрытием пойменных фаций осадками коренных склонов долины. Изменения в литологии бассейна, которые определяют характер твердого стока реки, также могут влиять на высотное положение и степень развития поймы. При прочих равных условиях реки, несущие большое количество песчаного материала, имеют более развитые и более высокие поймы. Увеличение высот пойменных массивов наблюдается и ниже устьев притоков, дающих в основную реку много влекомых наносов.

Следует указать и на зависимость высоты поймы от характера закрепления ее растительностью. Хорошо задернованные поймы, с одной стороны, менее подвержены боковому размыву, а с другой стороны, «улавливают» своей поверхностью большее количество ила в паводок и скорее наращиваются. Отсюда их значительные высоты даже на малых и слабо врезающихся реках. А. М. Вяткина указывает на аномально высокие (до 4 м) поймы небольших протоков р. Вишеры — рр. Потью, Лолью и Одью — и объясняет это заторфованностью пойм, их большей устойчивостью.

Рассмотрим влияние на высоту поймы регрессивного врезания рек. Регрессивная эрозия обычно является следствием регионального, абсолютного или относительного, поднятия речного бассейна над базисом эрозии, что в свою очередь обуславливается либо тектоническими движениями, либо эвстатическими причинами (регрессия моря). В случае, если уклоны в пределах бассейна при этом заметно не изменяются, проявление регрессивной эрозии будет связано только с амплитудой снижения основного базиса и с влиянием местных базисов долины. Наиболее полно механизм регрессивной эрозии рассмотрен на примерах рек Северо-Запада Ю. А. Мещеряковым и М. М. Щукевич (1955), А. Б. Басаликасом (1955), Ю. А. Мещеряковым и Р. В. Федоровой (1961).

Высоты пойм в долинах, охваченных процессом регрессивной эрозии, неуклонно повышаются вниз по течению. Процесс этот является отражением поднятия бассейна над основным базисом эрозии, хотя из-за длительности эрозии и отставания ее от поднятия количественная зависимость между величинами поднятия и врезания русла в пойму (повышение высоты поймы) на отдельных участках неодинакова. Недостаток количественных измерений скорости регрессивной эрозии в долинах и слабая изученность закономерностей ее распространения не позволяют в настоящее время уверенно судить о размерах поднятий по врезанию русла. Например, зная, что на расстоянии 50 км от устья регрессивная эрозия привела к врезанию на 10 м, и на расстоянии 100 км — от устья — на 5 м, мы не можем сказать, что амплитуда поднятия или снижения базиса эрозии в устье будет 15 м, а в 150 км от устья «волна» регрессивной эрозии затухает — даже если влияние неоднородной литологии, изменения водности и прочие факторы заметно не нарушают процесса регрессивного врезания. При данном состоянии изученности вопроса важна хотя бы приближенная оценка величины регрессивного врезания, подвигающегося от устья долины к ее верховьям. Основные трудности, с которыми неизбежно встречаешься при такой ориентировочной оценке, следующие.

Необходимо отделить стабильные перепады продольного профиля (местные базисы эрозии) от движущихся и являющихся «вершинами волн» регрессивной эрозии. В случае же, если местный базис эрозии находится в сфере проявления регрессивного врезания, важно попытаться выделить влияние того и другого. Участки долин, находящиеся в верхних частях волн регрессивной эрозии, характеризуются значительным увеличением уклонов продольного профиля по сравнению с вышележащими участками при неизменности литологии коренных пород, состава аллювия и морфологии долины. Помимо этого подобные участки отличаются нарастанием высот поймы и переходом ее в надпойменную террасу. Как показали Ю. А. Мещеряков и М. М. Щукевич, такое положение имеет место в верховьях р. Мсты, где от устья р. Увери до с. Опеченский Посад пойма повышается с 2,5—3 до 7—8 м и становится надпойменной террасой. Влияние местных базисов эрозии на строение долины несколько иное. Согласно представлениям С. С. Воскресенского (1962), изменения уклонов на участках пересечения реками пород различной твердости находятся в соответствии с сопротивляемостью пород. При этом в случае длительного существования местного базиса эрозии и постоянства его влияния продольный профиль реки приобретает вид равномерно снижающейся кривой, становится профилем «равного действия». Будучи параллельными руслу, уровни поймы ниже и выше сужений здесь примерно равновысотны. Однако подобные случаи характерны только для местных базисов эрозии, связанных с неизменным во времени влиянием пассивной геологической структуры. Если же перепад в русле обусловлен влиянием новейшей тектоники, пойменные уровни выше сужения будут находиться под влиянием местной волны

регрессивной эрозии, т. е. будут повышаться вниз по долине. Последнее явление может быть усилено и наличием подпора.

В условиях длительного врезания выше «приразломного» участка обычно образуется расходящийся вниз веер террасовых и пойменных уровней. Веер террас выше местного базиса эрозии образуется и тогда, когда по мере врезания реки различие в плотности пород сужения и соседних расширений нарастает и роль местного литологического базиса эрозии увеличивается. Следует лишь иметь в виду, что в этом случае расходящиеся пойменные уровни не обрываются в нижней части сужения, как это имеет место на приразломных участках, а продолжают вниз по долине. Подобные веера описаны в долине Меты Ю. А. Мещеряковым и М. М. Щукевич, а также для Западной Двины Е. Н. Былинским.

Таким образом, наложение волны регрессивной эрозии, идущей от устья реки, на «равновесный» перегиб продольного профиля (связанный с влиянием литологии) приводит к нарушению одновысотности поймы ниже и выше участка перегиба (рис. 1, а). Как указывает Ю. А. Билибин, изменение высоты поймы может считаться следствием регионального поднятия бассейна. Сопряжение же региональной волны регрессивной эрозии с «местной волной» (при тектонически обусловленном перепаде в русле или нарастающем влиянии пассивной структуры) принципиально не повлияет на характер изменения высоты поймы, а лишь несколько увеличит расхождение уровней вниз по долине. Поэтому в тектонически активных бассейнах, где «жирные» разломы сильно влияют на продольные профили рек, оценка влияния региональной волны регрессивной эрозии (идущей от устья основной реки) весьма затруднительна (рис. 1, б, в).

Необходимо определить, в какой мере повышение поймы на данном участке долины связано с регрессивной эрозией и в какой мере — с ростом высот паводков вниз по долине. Эта трудность в какой-то мере отпадает, если повышение поймы вниз по долине происходит очень быстро, и на коротком расстоянии она становится надпойменным уровнем. Однако в ряде случаев проявление регрессивной

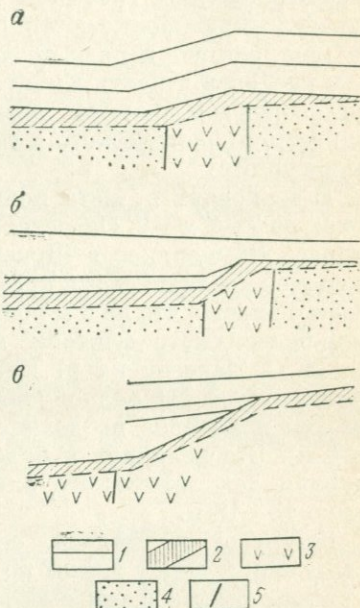


Рис. 1. Изменение высот поймы при наложении волны регрессивной эрозии на местные базисы эрозии: а — при неизменном влиянии пассивной структуры; б — при нарастающем влиянии пассивной структуры; в — при активных новейших разломах.

1 — уровни поймы; 2 — врез от регрессивной эрозии; 3 — плотные породы; 4 — мягкие породы; 5 — разлом

эрозии не столь яркое, и пойма, повышаясь, не выходит за пределы влияния паводков. Определить несоответствие в изменении паводковых и пойменных уровней (иными словами зафиксировать изменение в степени затопляемости поймы) лучше всего путем построения графиков паводковой волны различной обеспеченности и сравнения их с графиком высот пойменного уровня. Несмотря на определенную зависимость расходов и уровней, влияние ширины долины, заторов и ряда прочих факторов не позволяет по гидрографам расходов строить достаточно точные графики паводковых уровней. Приведем примеры, позволяющие оценить относительное влияние геоморфологического и гидрологического факторов на изменение высот поймы.

В верховьях р. Мсты пойма растет вниз по реке с 1—1,5 м в истоках до 7—8 м у с. Опеченский Посад, превращаясь в надпойменную террасу (Мещеряков и Щукевич, 1955). На этом же участке высоты паводков увеличиваются примерно на 3,0 м (с 1,5—2,0 до 4,5—5,0 м). Можно видеть, что из 6 м повышения уровня 3 м приходится на долю гидрологического фактора и 3 м на долю геоморфологического. По М. С. Макееву на р. Ижме низкой (0,5—1 м) пойме верховьев соответствует III надпойменная терраса в устье высотой 17—19 м. Высоты половодий по долине реки возрастают примерно на 4 м (с 2 до 6 м). Эта величина и будет отрицательной поправкой при определении действительного влияния регрессивной эрозии; последнее равно 13—15 м.

Как уже отмечалось, основная региональная закономерность в изменении высот поймы по долинам — возрастание их от истоков к устью. Вместе с тем имеется немало примеров и снижения высот пойменных уровней вниз по долинам. Такие примеры встречаются на крупных равнинных реках и весьма распространены в долинах предгорий. Снижение высот поймы, так же как и их повышение, зависит от двух основных факторов: снижения высот паводков и уменьшения скорости врезания (или увеличения скорости аккумуляции) в русле реки. Усиленная аккумуляция в русле, стимулируемая тектоникой или климатическими изменениями, часто приводит к блужданию русла, расширению долины и снижению высот половодий. Напротив, врезание реки и увеличение объема меженного периметра долины может привести к росту паводков. Тем не менее, несмотря на частую однонаправленность этих двух факторов, каждый из них обладает и определенной самостоятельностью.

В случае согласованного снижения вниз по долине уровней паводков и пойм гидрологическая причина изменений высоты поймы несомненна. Согласно данным Е. В. Шанцера (1951), уровни половодья в долине Оки снижаются с 11,7 м у г. Калуги до 9,67 м у г. Каширы и до 7,5 м у г. Касимова. Соответственно снижаются и высоты поймы. По Е. Н. Былинскому, в устьевых частях рек, впадающих в оз. Ильмень (Ловать, Мста), четко прослеживается снижение пойменных уровней в связи со спадом половодья.

Приведенные примеры не исключают влияние тектоники на сни-

жение пойменных уровней в нижних течениях рек, но доказательством его должны быть либо несоответствие в изменении высот паводков и поймы, либо факторы другого порядка, например резкое увеличение мощностей современного аллювия и т. д.

По данным С. К. Горелова (1961), низовья Кубани в отличие от ее среднего течения являются областью весьма активных голоценовых опусканий (2—5 мм/год). Казалось, это должно было найти отражение в снижении высоты поймы при движении от предгорий Северного Кавказа к устью реки, однако влияние руслоформирующей деятельности Кубани здесь проявляется сильнее, и высоты поймы в целом меняются согласно с изменениями паводковых уровней: высоты в предгорьях достигают всего 2 м, а у Краснодара возрастают до 5 м. Таким образом, здесь имеет место резкое несоответствие в изменениях вниз по долине высоты поймы и мощностей современного аллювия.

Только явное несоответствие в изменении высот пойменных и паводковых уровней позволяет рассматривать пойму как самостоятельный критерий изменения динамической фазы реки. Согласно исследованиям Ю. Е. Журенко (1960), в долине р. Уфы в области относительного воздымания высоты поймы достигают 4,5—5,2 м при ширине до 200—250 м, а в области прогибания 3,5—4,0 м, при ширине в 2—3 км. Учитывая, что высоты паводков меняются в обратном направлении и достигают соответственно 3,0 м и 5,5—6,0 м, можно думать, что причина снижения пойменных уровней в основном тектоническая. Однако на поднятиях Ю. Е. Журенко фиксирует и развитие низкой поймы (2,0—2,5 м), что затрудняет корреляцию уровней. Вывод о тектонической обусловленности изменений высот поймы будет правомерным, если уровни прогиба одновозрастны с высокой поймой района восходящих движений. В этом случае будет, очевидно, резкое несоответствие в изменении поймы и паводков.

Необходимо отметить, что процессы врезания рек, приводящие к росту пойм вверх по долинам, могут стимулироваться и климатическими изменениями. Как показали исследования Н. И. Маккавеева и Р. С. Чалова (1964), на верхней Оби между Барнаулом и Бийском пойменные уровни представляют собой расходящийся вверх по течению веер с нарастанием высот поймы с 3 до 8 м и более (вплоть до превращения в надпойменную террасу). Высоты паводков на этом участке нарастают вниз по долине с 3—4 до 5—7 м (Попов, 1962) и, следовательно, несоответствуют характеру изменений поймы. Усиленное врезание Оби в истоках, по мнению Н. И. Маккавеева и Р. С. Чалова, связано с увлажнением климата в последнее тысячелетие. Примеры подобного рода наиболее трудны для анализа, поскольку морфологические изменения русла и поймы почти одинаковы, независимо от того, какова их причина — тектоническое поднятие или увлажнение климата.

Изучение ступенчатости поймы

Ступенчатость поймы свойственна большинству речных долин. Разновысотность поймы — естественный результат нормального развития долины, результат сочетания двух непрерывно идущих процессов — нарастания массивов поймы и их срезания. Однако многочисленные мелкие ступени поймы обычно объединяются в относительно выдержанные по высоте уровни, которые можно проследить на значительном расстоянии. Упорядоченность высот ступеней является следствием влияния на формирование поймы таких региональных факторов, как характер гидрографа реки, изменение климата

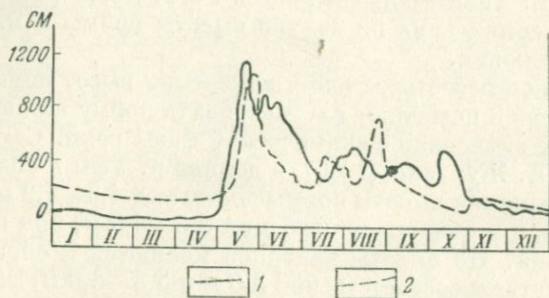


Рис. 2. Колебания уровней воды рек Якутии

1 — р. Лена у с. Табага; 2 — р. Мая у с. Чабда

и тектонические движения. Совокупное влияние нескольких факторов затрудняет интерпретацию ступенчатости поймы. Выделение роли тектонических движений часто невозможно без учета воздействия экзогенных процессов.

Так, на реках Восточной Сибири поймы обычно насчитывают до 3—5 разновысотных уровней. На Алдане отмечаются пойменные ступени с высотами 1,0—1,5; 2,0—3,5; 6,0—7,0; 9,0—10,0 и 11,0—13,0 м. На р. Вилюе М. Н. Алексеев отмечает трехступенчатую пойму. Ввиду того, что долины Средней и Восточной Сибири (особенно в верхних и средних частях бассейнов) развиваются в условиях поднятия, тектоника способствует образованию ступенчатых пойм. С другой стороны, эта ступенчатость обуславливается и режимом стока. Например, для рек Западной Якутии характерен гребенчатый вид паводка с 3—7 пиками, а число пиков в восточных районах Якутии может достигать 5—9 (рис. 2). В связи с особенностями гидрологического режима многоступенчатые поймы на реках Якутии широко развиты даже в областях морфоструктур, испытывающих опускание. Кроме того, ступенчатость пойм рек Сибири зависит и от абразионной деятельности льда. К такому выводу пришел Ю. Г. Симонов, показавший, что уступы между уровнями низкой поймы Ангары равны 1—1,5 м и примерно соответствуют толщине льдин.

На территории юга Западной Сибири ступенчатость пойм убывает при движении на север. Это обусловлено тем, что верховья рек находятся в областях значительных новейших поднятий (Алтай, Кузнецкий Алатау, Салаир), а при движении к северу переходят в области опускания и становятся преимущественно аккумулятивными. Такое изменение динамической фазы развития долин бассейна Оби надо рассматривать как один из основных факторов изменения характера ступенчатости поймы. Однако роль гидрологического фактора в закономерностях развития ступеней поймы нельзя не учитывать.

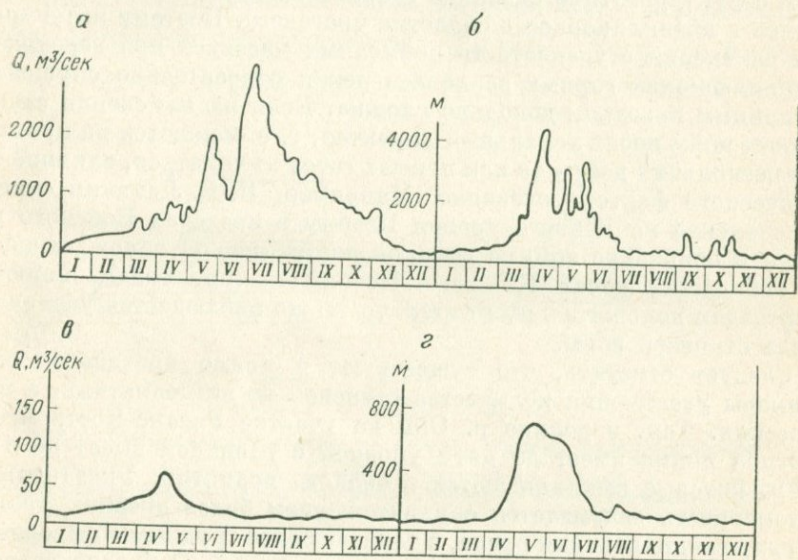


Рис. 3. Годовой расход воды рек Западной Сибири:

а — р. Катунь у с. Сротки; б — р. Томь у с. Новоузенск; в — р. Кулунда у с. Шимолоино; г — р. Васюган у с. Васюган

Характер половодья южных полугорных рек, имеющих области питания в горах, и северных равнинных рек неодинаков (рис. 3). На реках Алтая весеннее половодье от таяния снега на небольших высотах сливается с половодьем от таяния высокогорных снегов и ледников. Последовательное поступление талых вод с различных высотных поясов в сочетании с дождевыми осадками формирует общую волну весенне-летнего паводка с многочисленными, сравнительно кратковременными (10—20 суток) паводками на ее фоне. Реки же более северных степных и лесостепных районов имеют один четко выраженный пик весенне-летнего половодья.

Как указывает С. К. Горелов (1958), в пределах Ставропольского поднятия долины рек характеризуются ступенчатыми поймами (3—4 уровня). Интенсивное врезание рек подтверждается также цокольной поймой и недостатком мощности аллювия. Ступенчатость пойм



следует увязывать здесь в основном с влиянием новейшей тектоники. Для рек Предкавказья в целом характерно питание рек за счет дождей и таяния снегов. Они имеют довольно резкий паводок, проходящий в течение нескольких дней и дающий 70—90% годового стока. Разновысотные пики паводков для данного района нехарактерны и, следовательно, ступенчатость пойм не связана с режимом рек.

Изменение внутригодового режима стока рек по долинам имеет региональный характер. По «площади» влияния гидрологический фактор ступенчатости примерно соответствует крупным тектоническим структурам типа синеклиз и антеклиз на платформах, синклинориев и антиклинориев в областях орогенеза. Поэтому интерпретация изменений ступенчатости пойменных массивов при переходе от поднимающихся горных верховьев рек к относительно опущенным равнинным низовьям довольно сложна. Если же изменения ступенчатости пойм носят локальный характер, т. е. меняются на протяжении нескольких десятков или первых сотен километров, влияние тектонического фактора очевидно. Например, В. В. Ламакин отмечал расщепление пойменного уровня Печоры в пределах Войского поднятия и появление помимо высокой поймы низкой, зарождающейся; на небольших реках Нижнего Поволжья (рр. Голая, Горючка) в пределах положительных структур также наблюдается увеличение числа ступеней пойм.

Следует отметить, что существуют и прямо противоположные примеры увеличения количества ступеней не на поднятиях, а в депрессиях. Так, в долине р. Оки на участке Рязано-Костромского прогиба поймы имеет до пяти уровней с разницей высот до 1,5—2,0 м, которые выклиниваются в области поднятий. Указанная закономерность связывается с уничтожением более древних уровней в ходе меандрирования русла, а также с более трудным образованием уступов поймы в устойчивых породах поднятий. В близко расположенных долинах ступенчатость пойм может быть примерно одинаковой несмотря на то, что одна из этих долин имеет докольные пойменные уровни, а другая — аккумулятивные с избыточным аллювием (рис. 4).

Расщепление поймы на поднятиях и появление одного-двух дополнительных уровней не обязательно указывает на такое же число импульсов воздымания локальной структуры. Экспериментальные исследования (Маккаев и др., 1964) показывают, что и при равномерном поднятии в нижней по течению части суженного участка долины может сформироваться серия локальных террас, связанных с боковыми смещениями русла.

При выяснении причин ступенчатости пойм большую помощь могут оказать сведения об уступах в коренном основании поймы, так как неравномерное врезание должно приводить к одновременному образованию ступеней в подошве и кровле современного аллювия. Как сообщает С. П. Горшков, на участке долины Енисея между г. Красноярском и устьем р. Кан уровни поймы и I надпойменной террасы имеют высоты 8—12, 6 и 4 м, а глубины подошвы аллювия

этих уровней равны соответственно 8—10, 10—14 и 15—17 м (ниже уреза реки). Видимо, в данном случае ступенчатость низких террас реки является главным образом результатом неравномерного врезания, хотя уровни паводков возможно также влияют на формирование ступеней, усиливая или ослабляя влияние неравномерности врезания.

Методика оценки ступенчатости поймы как количественного показателя голоценовых тектонических движений была предложена Ю. А. Мещеряковым и В. А. Филькиным и Л. Н. Былинской. В зависимости от числа ступеней поймы вычислялись, а затем суммировались следующие коэффициенты: $K_1 = \frac{h_1}{h_2}$, $K_2 = \frac{h_2}{h_3}$, $K_3 = \frac{h_3}{h_4}$, где h_1 — высота первой террасы, h_2 — высота высокой поймы,

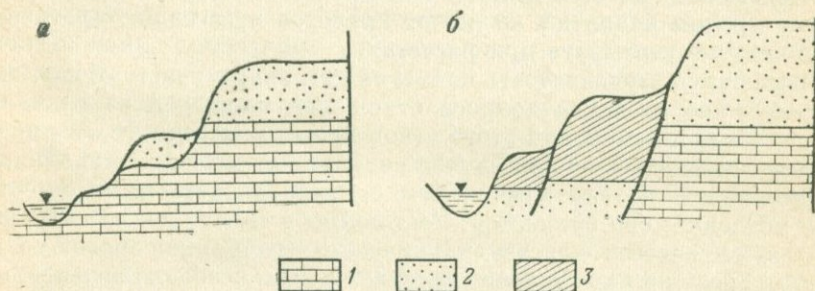


Рис. 4. Ступенчатость поймы на разных стадиях развития долин:

а — в области поднятия (р. Валгейга, Силурийское плато); б — в области оjusкания (р. Череха, Чудско-Волховский район) (по Ю. А. Мещерякову, 1961).
1 — коренные породы; 2 — русловой аллювий; 3 — пойменный аллювий

h_3 — средней поймы, h_4 — низкой поймы. Суммарное значение коэффициента ступенчатости ($K = K_1 + K_2 + K_3 + K_n$) таким образом возрастает на тех участках долины, где больше отношения высот более высоких уровней к более низким и увеличивалось количество пойменных ступеней. Так, для условий Донбасса значения суммарного коэффициента $\leq 1,0$ указывают на преобладание аккумуляции, 1—1,5 — на примерное равновесие и $> 1,5$ — на преобладание вреза.

Используя показатель ступенчатости, необходимо ввести поправки на ступенчатость пойм, связанную с экзогенными процессами, в случае если анализ гидрологических характеристик показывает наличие нескольких четко выраженных диапазонов руслоформирующих уровней. Суммирование нескольких составляющих для получения коэффициента ($K = K_1 + K_2 + K_3$) возможно только в случае качественной оценки тектонических движений. В самом деле, появление в долине одного-двух дополнительных уровней поймы сразу в несколько раз увеличивает значение суммарного коэффициента и заставляет предполагать резкие различия тектонических условий на сравниваемых участках долины. Увеличение коэффициента будет

особенно большим потому, что зарождающиеся молодые поймы обычно бывают очень низкими и, следовательно, отношения K_2 или K_3 будут иметь большие значения. В действительности же появление дополнительной ступени поймы может явиться результатом весьма умеренного поднятия и врезания русла. Используя суммарные коэффициенты, можно получить совершенно различные их значения для участков примерно равных амплитуд поднятий только потому, что на одном участке образовалась молодая пойма. Характер изменения каждого в отдельности отношения высот смежных уровней более точно отражает различия в динамике развития долины. На участках аккумуляции эти отношения немногим больше единицы, а на поднятиях их значения могут достигать 2—2,5. При этом правильнее сравнивать отношения высот только тех уровней, которые сформировались по всей долине. Если же, например, молодые пойменные уровни поднятий не имеют аналогов в соседних прогибах, их не следует учитывать при расчетах.

Анализируя ступенчатость поймы на различных участках долины, мы неизбежно касаемся вопроса отношения площадей разновысотных ступеней и изменений этого отношения в зависимости от стадии развития долины. В общем случае сохранность высоких пойменных уровней в долине тем лучше, чем быстрее нарастают их высоты и чем медленнее они срезаются. Рост поймы в высоту является функцией двух процессов — осадконакопления и глубинной эрозии реки. Боковая эрозия и уничтожение массивов поймы особенно интенсивны на участках с обратной связью расходов и уклонов, т. е. в расширениях долин. Сужения, характеризующиеся возрастанием гидравлического уклона с повышением расходов и уровней, имеют относительно стабильные русла (Маккавеев, 1951). Указанные зависимости дают основание полагать, что более широкое развитие высоких пойменных уровней и узкие молодые поймы характерны для врезающихся рек. Следовательно, чем больше отношение площадей высокой и низкой поймы, тем обычно яснее тенденция реки к врезанию.

Преобладающее развитие высоких пойм наблюдается в долинах Печоры, Северной Двины, Лены и Олёкмы. Более редки случаи преобладания в долинах низких пойменных уровней (долина Оби в районе Новосибирска).

Указанная закономерность имеет и отклонения.

В долине р. Пезы высокая пойма отсутствует на ряде поднятий и, напротив, широко развита в расширениях долин в связи с ее интенсивным нарастанием (Розанов, 1966). Высокая пойма р. Чусовой также имеет максимальное развитие в расширениях долины. Эти отклонения не нарушают указанной закономерности. В условиях дифференцированных движений расширения долин обычно имеют тенденцию к прогибанию, а сужения — к поднятию. При этом стабильность русла на узких участках способствует сохранению высоких пойм, а блуждание в расширениях приводит к срезанию более древних уровней. Если же вся долина охвачена региональным поднятием,

то суженные участки могут превратиться в практически беспойменные, в то время как увеличение устойчивости русла в расширениях обусловит преобладающее развитие высокой поймы.

Механизм образования наложенных пойм

Термин «наложенные» обычно применяется к таким поймам, которые образовались в результате распространения паводков на участки долин, ранее не заливавшиеся или в недалеком прошлом вышедшие за пределы аккумулятивной деятельности водотока. К таким участкам помимо низких террас можно отнести и активно нарастающие высокие поймы. Наложённый характер в ряде случаев могут иметь и цокольные поймы, если расширяющаяся область аккумуляции охватывает прилегающие к долине пологие коренные склоны.

Общая характерная особенность всех наложенных пойм и пойм, обладающих признаками «наложения», — нарушенная последовательность в изменении фациального состава осадков снизу вверх, смена пойменных супесчано-суглинистых осадков или хорошо оформленных почвенных горизонтов маломощным (обычно не более 0,2—0,5 м) слоем супеси, песка или даже гравийно-галечного материала, что свидетельствует о резком изменении характера осадконакопления на пойме.

Существует несколько разновидностей наложенных пойм и пойм с признаками наложения, отличающихся механизмом образования.

Как указывает Е. В. Шанцер (1951), по мере отсутствия русла от пойменного сегмента меняется характер осадкообразования в сторону уменьшения размеров осаждаемых частиц, увеличения роли почвообразования и элювиальных процессов. При дальнейшей миграции русла разрез пойменных отложений может покрыться горизонтом песка — произойдет образование наложенного прируслового вала.

Очень близок к предыдущему механизм накопления на пойме относительно грубозернистого наноса в связи с прохождением по долине высокого (или катастрофического) паводка с повторяемостью один раз в несколько десятков лет. Мощный поток половодья в ряде случаев может выбрасывать на высоту нескольких метров над меженью крупнообломочный русловой материал, резко контрастирующий с супесчано-суглинистым осадком или с хорошо развитой почвой (рис. 5).

Сведение лесов и распашка земель, увеличивающие поверхностный смыв и высоты паводков, приводят к образованию наложенных пойменных фаций в долинах лесостепных и степных рек европейской части СССР. Можно сослаться на указания Нельсона (Nelson, 1966) о том, что в бассейне р. Шеманг в штатах Нью-Йорк и Пенсильвания в связи со сведением леса и обработкой земель в последние десятилетия на поймах образовался наилок мощностью до 4 м.

Перечисленные виды образования «наложенных» пойм или пойменных отложений не сопровождаются значительными изменениями

в направленности развития долины, а именно сменой эрозионной или равновесной динамических фаз аккумулятивной. Увеличение же высот паводков без аккумуляции в русле не может привести к образованию на поймах значительных по мощности наложенных горизонтов. Более мощные наложенные горизонты, очевидно, могут отложиться на поймах или низких террасах в случае начала фазы аккумуляции и образования избыточного по мощности современного аллювия. Подобные случаи можно подразделить на климатически и тектонически обусловленные.

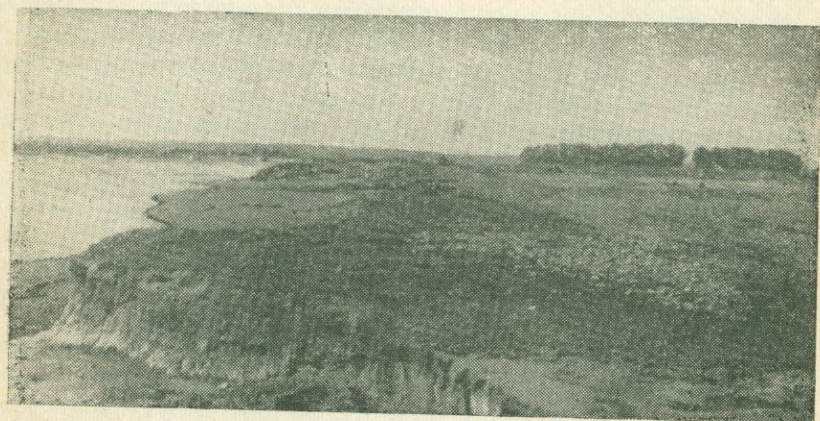


Рис. 5. Выбросы гальки и валунов на пойме р. Бии у с. Малое Угреново при прохождении высокого паводка.

Формирование долины Оби на участке Новосибирск — устье р. Томи сопровождается образованием наложенной поймы, погребением отложений I надпойменной террасы под наилком мощностью до 0,5—0,6 м. Это связано с преобладанием аккумуляции в долине, которая в свою очередь может быть объяснена климатическими изменениями.

Интересные данные о влиянии климата на формирование долин Казахстана и Западной Сибири приведены в работе А. И. Волкова (1967). Ширина русел и радиусы излучин всех долин на уровне первых надпойменных террас в 5—10 раз превосходят соответствующие параметры современных русел. Следовательно, образование первых надпойменных террас Иртыша, Ишима и Тобола происходило в условиях значительно большей обводненности долин, нежели современная. Почвы и торфяники низких террас, которые, несомненно, формировались вне зоны пойменных разливов, в настоящее время часто залегают значительно ниже уровня современных половодий, а иногда обнаруживаются на отметках, близких к современному межённому уровню рек. Из этого И. А. Волков заключает, что уровень половодий во время, непосредственно предшествовавшее формированию осад-

ков и поверхностей пойм, был значительно ниже современного. На участках опускания долин и образования мощных аллювиальных отложений наложенные поймы не столь распространенное явление. Причиной этого, с одной стороны, может быть малая устойчивость русла в условиях преобладающей аккумуляции, интенсивная переработка массивов наложенных пойм. С другой стороны, наложенные поймы с хорошо видимой и высоко расположенной подошвой молодого аллювия представляют собой образование самого начального этапа аккумулятивной стадии развития долины. Продолжительность этого этапа измеряется всего сотнями лет. Непрерывная аккумуляция в долине обычно быстро приводит к погружению под урез реки древних осадочных толщ, к образованию горизонтов «наложенного» аллювия мощностью до нескольких метров. Сложное чередование пачек руслового и пойменного аллювия в разрезах таких контрастных горизонтов указывает на многократное образование и погружение под уровень реки наложенных пойменных массивов.

В качестве примера довольно определенной связи образования наложенных пойм с областями тектонического прогибания можно привести участок долины Печоры в области Пылемецко-Смекаловского опускания, где снижение I надпойменной террасы на несколько метров приводит к перекрытию пойменного аллювия русловым и к образованию «ингрессионной» поймы.

К. М. Беркович приводит пример тектонически обусловленной наложенной поймы р. Амударьи в районе г. Термеза. Прогибание участка долины привело здесь к образованию «ножниц террас» и обусловило аккумуляцию на поверхности бывшей надпойменной террасы со скоростью 1,2 см в год. В настоящее время мощность наилка на пойме достигает 1,5—2,0 м.

Образование наложенных пойм может быть следствием совместного влияния тектонического и климатического факторов на процесс «наложенной» аккумуляции. В упомянутой работе И. А. Волкова (1967) говорится о залегании отложений бывшей надпойменной террасы не только ниже уровня современных паводков, но и вблизи межениных урезов рек, что трудно объяснить увеличением амплитуд паводковых уровней. Первичные высоты образования почв, по И. А. Волкову, были выше, чем уровни пойменных разливов. Следовательно, они никак не могли быть близкими к отметкам межени. Столь низкое положение древних отложений объясняется преобладанием аккумуляции не только на поймах, но и в руслах современных долин, причинами которой могли быть как климатические изменения (аридизация климата), так, на отдельных участках, и отрицательные движения земной коры.

Как отмечает И. В. Попов, наложенные или «унаследованные» поймы развиты в таких долинах рек, как Волхов, Припять, Нижняя Волга, Ока в пределах Мещерской низменности. Легко видеть, что все названные долины приурочены к относительно прогибающимся структурным элементам Русской платформы. Затопление древнеледниковых или озерных аккумулятивных равнин в областях

платформенных синеклиз может явиться результатом не только специфики гидрологического режима рек, но и тенденции плоских дний современных долин к прогибанию.

Выводы

1. Изучение тектонических движений по изменению высоты поймы затрудняется сложностью прослеживания ее разновозрастных уровней и незавершенностью формирования.

2. Оценка влияния гидрологического фактора (паводковой волны) на высоту поймы имеет первостепенное значение, но используется недостаточно в структурно-геоморфологических исследованиях.

3. При малой дифференцированности движений в пределах долины обычно наблюдается тесная связь в изменениях высот паводков и поймы и как следствие этого — выдержанность степени заливаемости поймы. Нарушение этой связи может явиться одним из признаков влияния тектоники на высоту поймы.

4. Оценка роли тектонически обусловленной регрессивной эрозии в увеличении высоты поймы вниз по долине возможна после учета влияния местных базисов эрозии (пассивных и активных) и гидрологического фактора.

5. О влиянии тектоники на снижение высоты поймы вниз по долине можно говорить лишь при наличии явного несоответствия в изменении высот пойменных и паводковых уровней, а также после исключения влияния климатических факторов на деятельность реки.

6. Ступенчатость поймы в общем случае может быть следствием режима стока, движений земной коры и совместного влияния этих факторов. Поэтому определение роли тектоники возможно лишь после сравнения поперечного профиля поймы с гидрографом реки. Интерпретация ступенчатости поймы должна проводиться с учетом таких моментов, как протяженность ступеней по долине, связь их с общим структурным планом бассейна, наличие ступеней в подошве современного аллювия, влияние литологии цоколя и аллювия поймы.

7. Отношение площадей высоких и низких уровней поймы большей частью возрастает с увеличением интенсивности врезания реки.

8. Среди наложенных пойм интерес для изучения неотектоники представляют главным образом поймы, которые являются результатом изменения направленности развития всей долины. Однако их тектоническая обусловленность будет доказана только в случае исключения влияния климатических изменений на динамику эрозионно-аккумулятивного процесса.

АЛЛЮВИЙ И ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изучение местного и транзитного материала в аллювии

Фациальная изменчивость аллювиальных отложений, зависящая от морфологического различия участков долин, заключается главным образом в изменениях гранулометрического и минерального

состава, а также мощностей основных фаций — базальной (размыва), русловой, пойменной и старичной. Наиболее изучены изменения механического состава и мощностей русловых и пойменных фаций, которые обычно тесно связаны друг с другом и выражены сокращением мощности аллювия, общим его огрублением и возрастанием роли русловых фаций за счет пойменных в сужениях долин и обратными изменениями в расширениях (Журенко, 1960; Проходский и Невос, 1963).

Следует отметить, что некоторые особенности фациального изменения аллювия недостаточно рассмотрены и не объяснены с точки зрения механизма обуславливающего их процесса (Сладкопевцев, 1968). Обычно отмечают только изменения относительного содержания в разрезах грубообломочных фаций аллювия, без указания на изменение абсолютных значений мощностей. При этом картина изменений получается неполной, поскольку не всегда характер тех и других изменений одинаковый. В тех же случаях, когда дается материал по абсолютным величинам их изменений, не всегда четко выделяются перлювиальные отложения, фации размыва (базальных горизонтов или пристержневых отложений) и русловые фации или отложения прирусловых валов и отмелей (Горецкий, 1966).

Анализ строения аллювиальных отложений ряда долин показывает, что при переходе от сужений долин к расширениям в одних случаях уменьшается и относительная роль грубообломочных фаций и их мощность, а в других при уменьшении относительной роли грубообломочных фаций их мощности возрастают.

В долине Волги на территории Чебоксарского прогиба базальные горизонты в основании песчаной толщи V надпойменной террасы прослеживаются с трудом, в то время как в пределах Усть-Юшутской структуры в низах разреза вскрыт мощный (до 10 м) слой валунно-галечного материала, залегающий на цоколе из казанских известняков (Кожевников, 1960).

Фации размыва высокой пойменной террасы Оки сокращаются в мощности с 2,8 до 1,2 м при переходе от области относительного поднятия в верховьях долины к области Рязано-Костромского прогиба, где долина значительно расширяется, а общая мощность аллювия заметно возрастает. Подобная же закономерность свойственна и базальным горизонтам древнеаллювиальных свит, мощности которых сокращаются с 3,2—2,9 до 0,9—0,8 м (Горецкий, 1966).

Распределение мощностей аллювия по долинам, Б. С. Лунев (1967) выражает в виде схемы, согласно которой в районах с резко дифференцированными движениями земной коры к участкам поднятий приурочены повышенные мощности базальных гравийно-галечно-валунных отложений. Песчаные же фации прирусловых отмелей сохраняют одинаковые мощности по долинам. В целом такое изменение приводит к уменьшению и относительной роли, и абсолютного значения мощностей грубообломочных фаций при переходе от сужений к расширениям долин (рис. 6).

Долина палео-Камы в месте пересечения юго-восточного крыла Елабужско-Ижевского вала имеет тектонический перегиб, характеризуется ущельеобразным строением и уменьшением мощности плиоценовых отложений за счет базальной песчано-гравийной толщи. А. С. Герасимова (1967) приводит интересные данные об изменении мощностей аллювиальных фаций в древних долинах юга Западной Сибири. На участках совпадения долин с Колтогорским, Ускинским, Кышловским, Колосовским и Тарско-Муромцевским прогибами общие мощности аллювиальных свит равны 50—60 м, причем русловые фации достигают 16—22 м. На валообразных поднятиях эти цифры соответственно равны 25—35 и 2—3 м.

В приведенных выше примерах не ясно, какие фации аллювия имеются в виду — накопления перлювия, базальные горизонты

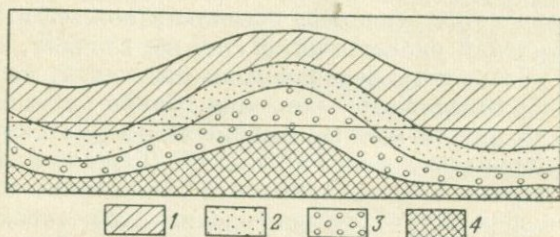


Рис. 6. Распределение аллювия поймы по долине в связи с дифференцированными движениями (по Б. С. Луневу, 1967)

1 — суглинки и глины; 2 — пески; 3 — гравийно-галечно-валунные отложения; 4 — коренные породы

размыва или русловые фации, под которыми, строго говоря, понимаются отложения прирусловых отмелей и валов.

Грубообломочные нижние горизонты аллювия часто относятся к «русловым» фациям, без подразделения их на подфации (Герасимова и др., 1967; Лунев, 1967). Помимо этого при характеристике строения аллювиальных толщ определенно говорится не о русловых фациях вообще, а о базальных, хотя закономерности в их изменении по долинам различны — в одних случаях это выклинивание на поднятиях, а в других, напротив, увеличение мощностей (Кожевников, 1960; Горецкий 1966).

Правильная интерпретация механизма накопления осадков возможна только в том случае, если обязательным будет деление «русловых» отложений на перлювиальные фации и аллювиальные, состоящие в свою очередь из фаций размыва и прирусловых отмелей. Каждая из этих фаций имеет свои закономерности образования и свой характер изменения по долинам.

Перлювиальные фации и базальные горизонты аллювия накапливаются обычно на контакте аллювиальной толщи с коренными породами и содержат большое количество местного материала, поступающего в русло за счет размыва дна и разрушения склонов. Размер

обломков фации размыва часто приближается к предельному для аллювия данной реки. В тех же местах, где в долину поступает большое количество склонового материала, а это обычно имеет место в сужениях реки на пересечении долиной тектонических поднятий или массивов стойких пород, в базальных горизонтах возрастает роль перлювиального или остаточного-аллювиального материала. Перлювий обычно почти не смещается вниз по долине и накапливается в нижних участках сужений долин, значительно увеличивая мощности базальных грубообломочных горизонтов. Изложенная закономерность позволяет сделать вывод, что в тех базальных горизонтах, в которых увеличивается мощность на поднятиях, велика роль перлювиального материала.

Изменения строения аллювия по долине, сопровождающиеся возрастанием в сужениях не только относительной роли базальных фаций, но и их мощности, должны являться следствием присутствия в разрезе перлювиального материала (см. рис. 6). Помимо этого изменение фациальной структуры аллювия на поднятии всегда сопровождается сокращением суммарной мощности осадков.

Закономерности изменения по долинам транзитного материала аллювия существенно отличаются от таковых для перлювия. В связи с общим сокращением мощностей аллювия на поднятиях, которое происходит в большей степени за счет верхних фаций — пойменной и старичной, относительная роль транзитных русловых фаций здесь увеличивается. Однако это не сопровождается ростом их мощности по сравнению с участками расширения долины. Условия накопления транзитного руслового материала в сужении менее благоприятны, чем в расширении, в связи со значительными уклонами и скоростями течения. В узких местах долины могут удерживаться только наиболее крупные фракции руслового аллювия, да и то движение их здесь довольно быстрое. Пройдя же участок «прорыва» долины, русловые фации осаждаются в расширении, причем происходит «разубоживание» их более мелким материалом. Значительная часть гравийно-галечного материала руслового аллювия остается в расширениях и не доходит до следующего суженного участка. Расширения, таким образом, являются своего рода отстойниками для наиболее грубых фаций руслового аллювия. Понятно, что абсолютное количество (объем) транзитного руслового аллювия в расширениях обычно гораздо больше, чем в сужениях. Больше здесь и мощности русловых отложений, хотя их относительная роль меньше, чем в сужениях (рис. 7).

Изложенное позволяет уточнить приведенные выше примеры второй группы и несколько по-иному их интерпретировать. Согласно данным Н. Н. Нелидова, мощности песчано-гравийной толщи в долине палео-Камы сокращаются на участке поднятия. Можно думать, что они являются аллювиальными, транзитными фациями, а количество местного материала размыва — перлювия в них невелико. Н. Н. Нелидов называет песчано-гравийные отложения базальными. Поскольку под этим названием можно понимать как нижние

горизонты аллювия, так и перлювиальные накопления, целесообразно в каждом отдельном случае по возможности уточнять генезис осадка.

Остановимся на примерах интерпретации фаций и мощностей современного аллювия с целью определения относительной роли местного (перлювиального) и транзитного (аллювиального) материала в разрезах.

Данные Н. Г. Волкова (1965) по характеристике аллювиальных отложений долины р. Сейма в пределах УССР показывают, что мощность аллювиальных отложений верхнего выпуклого участка профиля долины от с. Теткино до г. Камня в основном составляет 10—

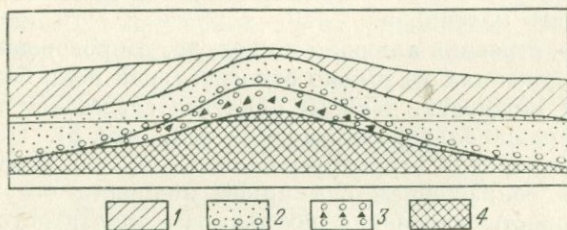


Рис. 7. Изменение строения и мощностей аллювия при переходе от сужения долины к расширению

1 — пойменные фации; 2 — русловые транзитные фации; 3 — фации размыва и перлювий; 4 — коренные породы

20 м и местами меньше 10 м (с. Клепалы и г. Путивль). Вниз по течению на относительно вогнутом участке профиля мощности возрастают до 20—30 м, а ниже г. Камня и у г. Батурина составляют 30—40 м. С влиянием тектонических и литологических факторов связаны деформации продольного профиля Сейма и процентное содержание русловых и пойменных фаций в разрезах аллювия (рис. 8).

Определены приблизительные мощности русловых фаций пятнадцати пунктов долины (табл. 2), распределение которых по долине показывает, что в ее пределах можно наметить два участка, которые выделяются и Н. Г. Волковым как верхний (выпуклый) и нижний (вогнутый). В пределах верхнего участка (выше г. Камня) деформированность продольного профиля относительно более резкая, сопровождается она колебаниями мощности аллювия с 9 до 20 м. Однако, несмотря на двукратное сокращение суммарных мощностей аллювия на участках положительных деформаций, относительная роль русловых фаций возрастает здесь настолько, что абсолютные значения мощностей русловых фаций на поднятиях и в сужениях долины больше, чем в прогибах и расширениях (см. пункты у с. Клепалы, г. Путивля и г. Камня). Такая картина в распределении мощностей русловых фаций показывает, что в сужениях долины на ее верхнем участке велика роль местного материала размыва, перлювиальных образований, которые не достигают расширений долины.

Нижний участок долины (от г. Камня до г. Б. Устья) отличается несколько меньшей резкостью в изменении мощностей аллювия и его фациального состава. Возрастание процентного содержания русловых фаций в сужениях уже не приводит к увеличению абсолютных значений их мощностей. Напротив, ниже г. Камня и выше с. Мельня

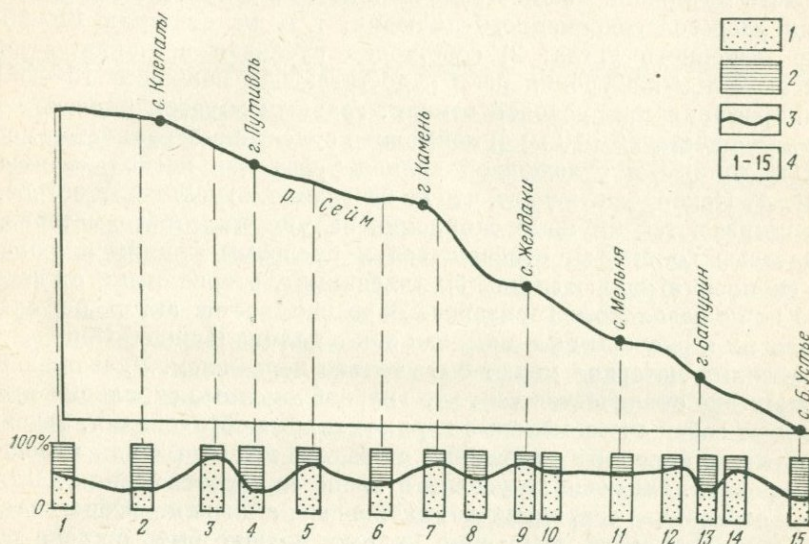


Рис. 8. Схематический продольный профиль р. Сейма и процентное отношение фаций аллювия (по Н. Г. Волкову, 1965)

1 — русловые фации; 2 — пойменные фации; 3 — линия контакта фаций; 4 — номер пункта

мощности руслового аллювия в расширениях максимальны. Видимо, в низовьях реки роль местного материала в разрезах аллювия становится незначительной. Перлювиальные накопления замещаются здесь транзитным, типично аллювиальным материалом, который имеет более благоприятные условия накопления на участках выполаживания продольного профиля.

Таблица 2

Фациальный состав и мощность аллювия р. Сейм

Показатели	№ пункта														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Знак деформации	—	—	+	—	+	—	+	—	+	—	—	+	—	+	—
Мощность аллювия, м	15	20	9	20	10	15	10	40	20	25	25	20	40	20	40
% русловых фаций	40	20	80	20	80	50	85	60	90	60	75	80	40	80	40
Мощность русловых фаций, м	6	4	7	4	8	7,5	8,5	24	18	15	18,5	16	16	16	16

Интересные особенности накопления перлювия в русле долины выявляется из анализа материалов Л. А. Коцербубы (1959) по фациальной характеристике современного аллювия Нижней Оби. Так, ниже устья р. Иртыша в долине Оби распространены следующие микрофации: 1) базальная (перлювий), состоящая из гравийно-галечникового материала мощностью от 1,2 до 10 м и залегающая в основании разрезов современного аллювия, т. е. на отметках 10—15 м ниже меженного уреза; 2) собственно русловая песчаная, всюду залегающая ниже уровня реки и достигающая мощности 15—20 м; 3) микрофация прирусловой отмели, главным образом иловато-песчаная мощностью 5—10 м; 4) пойменная супесчано-суглинистая мощностью до 5—6 м с подошвой вблизи уреза или несколько ниже.

Л. А. Коцербуба отмечает, что на бечевнике, отмелях или островах Оби встречаются крупные скопления валунно-галечного материала мощностью до 1—2 м, относящиеся к русловым фациям аллювия. Эти скопления являются как бы «висячими», оторванными от лежащего ниже базального горизонта. В то же время автор не прав, относя их к русловым фациям, так как в долине Нижней Оби валунно-галечный материал может быть только перлювием. Указанное несоответствие объясняется тем, что грубообломочные скопления представляют собой очень молодые перлювиальные образования, недавно вымытые из коренных отложений на высоте меженных или паводковых уровней. Они еще не успели в процессе перетолжения достигнуть основания современного активного аллювия. Образование «висячих» скоплений перлювия, видимо, должно быть широко распространенным явлением, как бы одной из стадий формирования базальных перлювиальных горизонтов.

Рассмотренные примеры значительного увеличения мощности грубообломочных фаций за счет местного материала позволяют считать, что роль перлювия может быть первостепенной и что соотношения объемов пристержневого аллювия и перлювия могут меняться.

Строение аллювия горных рек имеет местами одну интересную закономерность — огрубение в ущельях к периферическим частям русловой зоны (Кожевников, 1966). Учитывая, что для окраинных частей днища горных долин в целом не характерны высшие скорости потока, можно полагать, что такое огрубение материала к склонам есть результат увеличения в этом направлении роли местного материала, перлювия.

В итоге можно сказать, что сравнительный анализ мощностей и фаций рыхлых отложений в долинах, изучение закономерностей их изменения позволяет косвенно судить о роли в строении осадков долин транзитных аллювиальных фаций и местных перлювиальных. Этот метод определения роли перлювия в рыхлых отложениях заслуживает внимания потому, что другие более точные методы сложны и не всегда могут быть применимы, а также в связи с его практическим значением.

Известно, что базальные горизонты аллювия так называемые плотиковые фации обладают максимальной насыщенностью россып-

ными полезными ископаемыми. В случае, если обнаружена их продуктивность, очень важно знать, каким материалом сложены базальные горизонты аллювия — местным или транзитным. От решения этого вопроса во многом зависит расшифровка общей картины расположения коренных источников полезного ископаемого, путей его переноса и механизма накопления.

Происхождение глыбового материала в отложениях долин Алтая

Широкое распространение крупнообломочного (валунного или глыбового) материала в разрезах террас алтайских рек неоднократно привлекало внимание исследователей. Е. Н. Щукина на основании прослеживания в разрезах террас Катунь крупноглыбовых скоплений пришла к заключению о их ледниковом происхождении и о распространении древних оледенений вплоть до северного «фаса» Алтая. По мнению Н. А. Ефимцева (1961), присутствие в разрезах террас Алтая валунов и глыб размером даже в 2—3 м в поперечнике также может быть объяснено особенностями эрозионно-аккумулятивного процесса в горных долинах. Б. М. Богачкин (1967) объясняет присутствие крупных глыб (до 20 м) в разрезах высоких террас Катунь транспортировкой их по реке крупными обломками льда («айсбергами»). Обвальное происхождение глыб исключается, по мнению Б. М. Богачкина, вследствие особенностей петрографического состава глыб, их удаленности от коренных склонов до 1—2 км и скоплений глыб перед останцами коренных пород в долине.

Присутствие в аллювии горных рек обломков до 2—3 м в диаметре естественно. Экспериментальные исследования последних лет показали, что в потоках с малыми глубинами, шероховатым руслом, неустановившимся режимом течения и сравнительно большим уклоном (т. е. главным образом, в логах и небольших горных долинах) перемещение обломков соразмерных с глубиной происходит не только за счет динамического воздействия струй, но также и гидростатического напора. Ударное воздействие переднего фронта волны на крупные обломки повышает их критический вес в 2—3 раза по сравнению с потоками, имеющими установившееся движение и глубины, во много раз большие, чем вертикальные размеры частиц аллювия. Тем не менее происхождение более крупных обломков (до 10—20 м в диаметре) не может быть объяснено перемещением их речным потоком.

Несколько искусственно и предположение Б. М. Богачкина относительно переноса глыб «айсбергами». Для этого, во-первых, следует предположить, что ледники обрывались в озерный бассейн, а не в реку, поскольку сравнительно мелкие горные реки, блуждающие по плоскому дну долин, неподходящая среда для движения глыб льда размером в десятки метров. Во-вторых, выпадением обломочного материала из плавающего льда скорее можно объяснить присутствие в разрезах террас отдельных глыб, а не огромных их

скоплений, занимающих площади террас до 1 км² и более или прослеживающихся в обнажениях на сотни метров.

Крупноглыбовый материал в разрезах и на поверхности террас рек Горного Алтая в ряде случаев имеет тесную связь с близлежащими склонами. Так, в разрезе 150—180-метровой террасы левого берега р. Катунь в 2—3 км выше устья р. Чуи намечается приуроченность глыбового материала (размером до 3—5 м) к выходам коренных пород. При удалении разреза от склона материал мельчает, становится гравийно-галечным. В низовьях р. Чулышман на отрезке от устья р. Башкаус до с. Балыкча современный аллювий реки в основном супесчано-суглинистый, почти без гравия и гальки. Но в него часто включены глыбы и крупные неокатанные обломки со склонов. В 4 км ниже устья р. Башкаус с левого склона к руслу спускается крутой конус, заканчивающийся плоской поверхностью обвала, сложенного крупными глыбами. По соседству с обвалом в русле Чулышмана наблюдаются скопления (отмостки) глыб. Почти горизонтальная поверхность обвала указывает на то, что он был промыт и снивелирован рекой. Поймы, сложенные главным образом крупноглыбовым местным материалом, типичны для ущельеобразных участков долины Чуи выше Чибита и выше Курайской степи, а в долине Катунь широко развиты на участках Аккем — устье Аргута и устье Б. Ильгуменя — устье Кадрина.

Широко распространены скопления глыбового материала в устьевых частях притоков Катунь и Чуи. В долине Катунь увеличение его роли в разрезах террас отмечено в устьях рр. Куяус и Ороктой, а также вблизи долины безымянного левого притока в 2—2,5 км ниже с. Иня. Для долины р. Чуи подобная закономерность наблюдалась вблизи устьев рр. Саукпанда, Тыдугем, Балтырган и Ариджан. Основные объемы устьевых конусов представлены щебенисто-галечно-валунным материалом с размером обломков до 0,5 м. Более крупный материал образует локальные скопления, четко выделяющиеся в уступах террас или в рельефе их поверхности в виде оролов рассеивания. Эти скопления четко локализируются как пространственно на конусах, так и в разрезах террас. Выдержанность глыбового материала в разрезе очень хорошо видна ниже устья р. Балтырган, где он сосредоточен главным образом в верхних частях разреза 6—8 и 12—15 м террас, а на более высоких уровнях практически отсутствует.

Более редки примеры распространения глыбового материала в удалении от долин притоков и обвальных склонов. Так, на левом берегу Катунь непосредственно ниже устья Чуи на поверхности 70—80-метровой террасы на площади более 1 км² наблюдаются многочисленные глыбы размером от 2 до 7 м. Распределение их по поверхности относительно равномерное. Вблизи устья притока Булан-Кобы глыбы прослеживаются только в разрезе террасы.

При выходе долины р. Чуи в Курайскую котловину скопления глыбового материала также не везде увязываются с устьями боковых притоков (рр. Тыдугем, Балтырган и др.); они имеют широкое

распространение и поднимаются вверх по долине до устья р. Куэханар.

Итак, распространение крупноглыбовых фаций в разрезах террас алтайских рек имеет ряд особенностей: отсутствие повсеместной связи фаций с устьями небольших притоков, локальное залегание в виде крупных скоплений, во многих случаях четкая стратиграфическая локализация, резкое отличие от материала пролювиальных конусов выноса и шлейфов. Можно считать, что поступление глыбового материала в долины было связано с кратковременными, но достаточно мощными выбросами типа селевых из долин притоков и крупных логов. В большинстве своем поступавший с селями материал был слишком грубый и не мог транспортироваться реками, несмотря на значительный промыв. Но даже, если река и была в состоянии переоткладывать подобный материал, значительный разнос его по долине не происходил. Попадающие на пойму глыбы в условиях накопления констративного аллювия быстро погребались под речными осадками, сохраняя первичные локальные ореолы рассеивания. В этом причина четкого обособления глыбовых фаций даже сравнительно небольшой крупности (1—3 м).

А. В. Кожевников также объясняет обилие слабо сортированного материала в мощном аллювии среднечетвертичных террас Кавказа большей селевой активностью в ледниковые эпохи, а хорошую сохранность его в разрезах — констративным накоплением аллювиальных толщ.

Возможность образования глыбовых скоплений среди аллювия путем перемыва моренного материала полностью исключить трудно. Случаи глубокой переработки конечноморенных валов и захоронения их в разрезах террас вполне вероятны в области высокогорья. Неокатанность глыб, отсутствие рядом с ними крупных валунов, а кроме того, распространение ореолов рассеивания глыб вплоть до низкогогорья позволили привлечь склоновые и селевые процессы для расшифровки их происхождения.

Контакт аллювиальных фаций как показатель динамической фазы развития долины

Анализ контактов русловых и пойменных фаций современного аллювия довольно широко используется в структурно-геоморфологических исследованиях. Существо этого метода заключается в том, что залегание контакта основных фаций выше меженного уровня свидетельствует о преобладании врезания (инстративная фаза развития долины), примерное совпадение контакта с меженным уровнем указывает на динамическое равновесие и фиксация контакта под урезом является признаком преобладания аккумуляции, констративной фазы развития долины (Мещеряков, 1964).

Рассматриваемый метод имеет относительно небольшую точность. Прежде всего часто затруднено разграничение местных сложных колебаний высотного положения контакта, обусловленных спецификой

осадконакопления в русле и на пойме, и более общих, региональных изменений контакта, связанных с различной направленностью в развитии крупных участков долины. А. И. Спиридонов указывает, что зависимость положения контактов от блуждания русла приводит к его различным высотам на соседних участках долины. Об этом же упоминает и В. И. Зайонц, считавший колебания линии раздела основных фаций аллювия в пределах 1—2 м не всегда связанными с влиянием тектоники. К выводам о важности исключения частных изменений положения контакта при изучении неотектоники приводит и изучение контактов фаций на реках Предалтайской равнины и Северного Алтая (рр. Катунь, Иша, Ануй, Песчаная и др.). При движении вдоль русел этих рек почти всюду можно было наблюдать, как на протяжении нескольких сотен метров при неизменной высоте пойменного уровня контакт фаций то поднимался почти до высоты половодий (2—3 м), то уходил под меженный урез. Превышение кровли руслового аллювия над урезом в каждом отдельном случае зависело от того, какая часть поймы подмывается — прирусловая, центральная или притеррасная. Даже в разрезах по р. Катунь выше г. Горно-Алтайска, где над урезом находится палеозойский цоколь поймы, на отдельных участках контакт фаций опускался почти до уровня реки (при высотах поймы до 6 м контакт располагался лишь на 0,5—1 м выше уреза).

Региональные особенности изменения высоты контакта фаций над урезами также сложны и часто оказываются как бы «незакономерными», несогласующимися с общей направленностью развития речной сети. С. С. Воскресенский (1962) отмечал необычно высокое положение кровли русловых фаций независимо от пересечения рекой относительных поднятий или областей прогибания. Особенно это характерно для рек Восточной Сибири и предгорных областей — Предкарпатье, Северный Алтай. Здесь только в исключительных случаях можно наблюдать близкое к меженным уровням положение контакта; обычные же его высоты над урезом 1—2 м. Закономерности накопления современного аллювия рек Забайкалья интересны тем, что верхним пределом накопления галечников в условиях равновесия являются уровни побочной, а переходных фаций — максимально повторяющиеся уровни. Интервал же накопления пойменных фаций совпадает с паводочными уровнями, т. е. подошва пойменного аллювия всегда значительно выше меженных урезом (Симон, 1967).

Особенно интересны случаи, когда при наличии избыточной мощности современного аллювия контакт фаций не погружается под урез, а лишь относительно понижен. Согласно Б. В. Мизерову, в долине Оби ниже г. Новосибирска в условиях преобладания аккумуляции контакт фаций аллювия находится примерно на уровне межени или выше. Долина Днестра в пределах Русской платформы характеризуется повышенными мощностями современного аллювия (14—15 м при норме 7—8 м) и положением контакта на высотах 0,5—0,7 м выше уреза.

По данным В. Е. Некоса (1964), в долине р. Сев. Донец между гг. Змиев и Изюм контакты фаций фиксируются ниже уреза лишь в пределах участков активного прогибания. На участках небольших отрицательных аномалий контакты расположены вблизи урезом, а на поднятиях — значительно выше урезом. Важно подчеркнуть, что участки нормальной мощности аллювия местами совпадают с зонами высокого положения контактов, а там, где мощности аллювия избыточные, контакты местами располагаются вблизи урезом, а не ниже их. В целом на рассматриваемом участке можно наблюдать

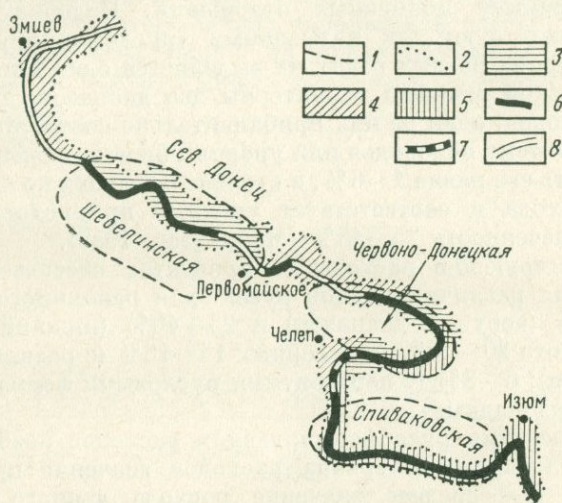


Рис. 9. Контакт и мощности фаций аллювия Северского Донца

1 — брахиянтиклинали; 2 — граница поймы; мощность аллювия: 3 — нормальная (11—12 м), 4 — избыточная (14—25 м), 5 — недостаточная (9—3 м); положение контакта пойменной и русловой фаций; 6 — выше уреза на 30 см и более, 7 — вблизи уреза ± 25 —30 см, 8 — ниже уреза на 30 см и более

многочисленные «незакономерные» аномалии положения контактов, причем все они «положительные» (рис. 9). В долинах рр. Псла, Орели, Ворсклы, Сулы средние высоты контактов на различных участках равнялись 0,22; 0,26; 0,57; 0,8; 0,9 и даже 1,0 м над урезами. Эти значения рассматриваются как расчетные (фоновые), отклонение от которых служит признаком влияния на отложение аллювия внешних факторов.

Примеры «незакономерного» поведения контактов фаций современного аллювия требуют уточнения методики использования этого метода и объяснения механизма формирования контактов, выяснения причин, определяющих их различные «первичные» высоты.

Положение контакта фаций обычно сравнивается с меженными уровнями реки, которые таким образом считаются соответствующими разделу фаций в условиях динамического равновесия. Высоты этих

уровней могут меняться в широких пределах, особенно в периоды, непосредственно следующие за паводком. Между тем отклонения контакта фаций от межени всего на 0,2—0,3 м считаются достаточными для выводов о направленности развития долин. В связи с этим целесообразно использовать следующую методику определения уровня, который можно принять за «0» при оценке положения контакта фаций. Граница между русловым и пойменным аллювием в условиях равновесия должна более всего соответствовать уровню, при котором река производит максимум работы по переработке русла и перемыву пойменных отложений. Подобные расчетные уровни соответствуют так называемым «руслоформирующим расходам», причем на разных реках их выделяется один или несколько. Для рек Русской равнины характерны два диапазона руслоформирующих расходов; один из них приблизительно соответствует многолетнему максимуму половодья или уровням бровки меженного русла, обеспеченность его равна 1—6%, а второй — несколько выше среднегодового расхода и соответствует уровням прирусловых отмелей и имеет обеспеченность 25—45% (Маккавеев, 1955).

Руслоформирующие расходы (в процентах обеспеченности) неодинаковы для различных типов русел: для равнинного они составляют 1—6% (верхний диапазон) и 25—40% (нижний диапазон); для полугорного 20—25%; для горных 14—16% (с развитыми русловыми формами); 6—8% (с неразвитыми русловыми формами); 1—2% (порожисто-водопадных).

Для определения руслоформирующих расходов необходимо вычислить для каждого интервала расходов значение произведения $Q^m \cdot P \cdot I$, где Q — среднее значение расхода данного интервала, m — параметр, равный 2 для равнинных рек, P — вероятность расходов данного интервала в течение рассматриваемого периода, I — уклоны, соответствующие данному интервалу. Максимальные величины произведений соответствуют тем диапазонам расхода воды, при которых происходит наиболее активное формирование русла.

Необходимость сравнения контакта фаций не просто с «меженным» уровнем, а с уровнями, соответствующими руслоформирующим расходам, видна из следующих примеров. Изучая положение контакта фаций по отношению к «меженным» уровням на реках северо-запада европейской части СССР (Ловать, Мста, Луга, Великая) в летний период (в июне — августе) и наблюдая их залегание на 0,2—0,3 м выше «межени», можно прийти к выводу о преобладании врезания на тех или иных участках долин. Но такое суждение будет ошибочным, так как отчет положения контактов следует вести от уровней, соответствующих руслоформирующим расходам, которые на 0,5—1,0 м выше. Это связано с тем, что максимум работы по формированию русел реки Северо-Запада проводят осенью, когда расходы примерно вдвое превышают летние (рис. 10). С таким же положением можно встретиться и на некоторых реках Кавказа и Предкавказья, а также Приамурья, где осенние или зимние расходы превышают летние (Сладкопепцев, 1968).

Значения руслоформирующих расходов и соответствующих им уровней колеблются от бассейна к бассейну и от одного участка долины к другому в зависимости от различных факторов. Прежде всего важна относительная роль верхнего (паводкового) и нижнего (среднегодового) диапазонов расходов. Чем больше относительное влияние первого, тем менее дифференцирован аллювий и менее определено положение контакта фаций. И, напротив, контакт четче выражен там, где относительно велико руслоформирующее значение среднегодовых расходов. Так, относительная четкость контактов на реках севера и северо-запада европейской части СССР связана со значительным воздействием на русло меженных расходов. На реках степных и полупустынных районов (юго-восток европейской

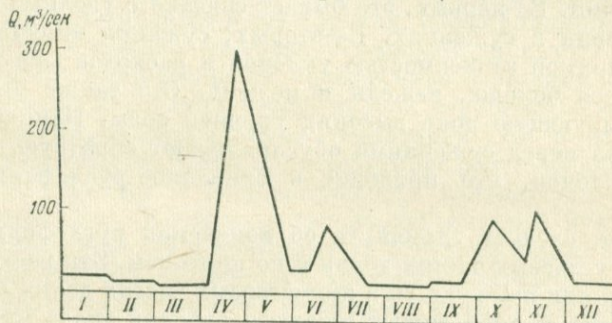


Рис. 10. Типовой график расходов р. Луги у г. Толмачева

части СССР, Западный Казахстан) основное руслообразующее значение имеют паводковые расходы. В связи с этим аллювий рек здесь чрезвычайно слабо дифференцирован на фации и изучение положения контакта становится весьма затруднительным, а иногда и невозможным.

Значения руслоформирующих расходов и высоты соответствующих им уровней возрастают с увеличением крупности транспортируемого аллювия. Чем больше устойчивость русла (выше коэффициент Лохтина), тем больше роль паводковых расходов в формировании русла. Это хорошо видно из приведенных выше значений руслоформирующих расходов для равнинных, полугорных и горных рек. Русла горных рек подвержены формированию часто лишь в течение нескольких дней паводка, а всю остальную часть года практически не меняются. Поэтому высокое положение контактов для таких рек является естественным. Оно может наблюдаться как при врезании, так и в условиях преобладающей аккумуляции.

Устойчивость русел горных рек должна быть особенно велика в тех районах, где долины обогащаются крупнообломочным материалом, являющимся перлювием для водотоков. Источниками такого материала могут быть ледниковые или водно-ледниковые толщи, а также селевые потоки. Например, доля селевого материала в твердом

стоке рек Большого Кавказа равна около 15%, Армянского нагорья — почти 25% и Заилийского Алатау — более 40%. В горных долинах Тянь-Шаня материал селей составляет более 30% всего объема перемещаемых по склонам продуктов выветривания и является наиболее крупным компонентом сноса. Селевой процесс занимает первое место и по степени интенсивности, превышая в этом отношении обвалы, камнепады, ледниковый транспорт и все прочие экзогенные процессы. Селевая активность влияет на руслоформирующие расходы и, следовательно, на положение контакта аллювия в долинах горных рек.

Руслоформирующие расходы значительно увеличиваются и в сужениях долин по сравнению с выше и ниже расположенными расширениями. Во-первых, это бывает связано с увеличением крупности аллювия в сужениях. Во-вторых, сужения обычно характеризуются прямой зависимостью уклонов и расходов — в половодья уклоны здесь больше, нежели в межень. Это также увеличивает руслоформирующую роль высоких уровней воды. Напротив, явления подпора перед сужениями обуславливают обратную связь расходов и уклонов, что приводит к снижению руслоформирующих расходов.

Наконец, следует упомянуть об изменении руслоформирующих расходов в устьевых частях долин и по притокам. Эти расходы будут повышаться или понижаться в приустьевых частях долин и притоков в зависимости от того, имеют ли место явления спада или подпора в паводки. Выше по долинам притоков, за пределами влияния устьевых процессов, руслоформирующие расходы и соответствующие им уровни чаще всего повышаются, вследствие меньшей зарегулированности стока и уменьшения процента обеспеченности расходов (до 1% для балок и оврагов с временными водотоками).

Как можно видеть из вышеизложенного, закономерности распределения по долинам уровней руслоформирующих расходов и, следовательно, «первичного» положения контактов аллювиальных фаций достаточно сложны. Однако во всех случаях эти расчетные уровни выше меженных. Приняв их за исходные, можно судить о «пониженном» или «повышенном» положении контактов. При этом надо иметь в виду, что связанные с особенностями русловых процессов отклонения контактов от их среднего (фонового, по В. Е. Некошу) положения в громадном большинстве случаев будут положительными, поскольку отложение руслового аллювия на отметках выше средних уровней побочней происходит ежегодно во время половодья. Как отмечает Е. В. Шанцер, высоты прирусловых отmelей в ряде случаев могут приближаться к уровням половодья, а мощности русловых фаций — к «нормальным».

Отрицательные отклонения контакта аллювиальных фаций от расчетного уровня в среднем будут значительно меньшими и, видимо, сравнительно редкими, что связано с незначительной переработкой русла в периоды минимальных уровней. Однако в принципе они могут иметь место в условиях динамического равновесия. Пос-

леднее важно подчеркнуть потому, что в работах, посвященных анализу положения контакта аллювиальных фаций (Шанцер, 1951; Мещеряков, 1961), залегание кровли руслового аллювия ниже «меженного» уровня считается надежным критерием преобладания аккумуляции в долине.

Итак, для определения причин отклонения контактов фаций вверх от расчетного уровня необходимо прежде всего иметь отчетливое представление о формировании русла в половодье. Только после того, как будут учтены все возможные «нетектонические» отклонения контакта, можно делать выводы относительно влияния на развитие долины новейшей тектоники.

Разграничить влияния тектонических движений и экзогенных процессов на положение контактов фаций — весьма трудная задача. Она особенно усложняется в тех случаях, когда влияния того и другого фактора, однонаправленные, усиливают друг друга. Согласно материалам Ю. А. Мещерякова, повышенное залегание кровли руслового аллювия в долинах северо-запада европейской части СССР объясняется общим воздыманием территории. Но в то же время рассматриваемая территория примерно совпадает с областью древнеледникового рельефа и распространения валунно-галечных отложений. Последние, повышая устойчивость русел и руслоформирующие уровни, приводят к повышенным отметкам контактов.

Как уже отмечалось, фоновые значения контактов повышаются при переходе от равнинных рек к горным и от расширенных участков долин к суженным. Одновременно в этих же направлениях возрастает и энергия поднятий, глубины врезания русел и тектонически обусловленные положительные аномалии залегания контактов. На участках расширений долин и подпорных устьев крупных рек, совпадающих с отрицательными тектоническими структурами, эндогенный и экзогенный факторы также действуют в одном направлении, снижая высоты контактов. Во всех подобных случаях устойчивое залегание контактов вблизи или ниже минимальных уровней может являться относительно надежным критерием преобладания аккумуляции в долине. При высоком положении контактов для суждения о динамической фазе развития долины необходим тщательный учет экзогенных факторов.

Воздействие тектонического и гидрологического факторов на положение контакта аллювиальных фаций одновременное, но не всегда одинаковое. Влияние тектонического фактора (Т) в горах суммируется с влиянием руслоформирующих расходов (Р) и приводит к очень высоким положениям границы фаций. На равнине только в областях значительного прогибания влияние тектоники полностью может нейтрализовать влияние гидрологического фактора, которое здесь не столь велико, и обусловить опускание контакта ниже минимальных уровней межженных русел (рис. 11).

Изложенные положения о залегании контакта фаций при различных стадиях развития долины приводят к пересмотру некоторых показателей. Например, Г. И. Худяков предлагает определять

интенсивность и характер аллювиального осадконакопления посредством коэффициента инстративности аллювия:

$$K_i = \frac{h_r}{h_a},$$

где h_r — видимая мощность руслового аллювия, а h_a — общая видимая мощность аллювия (руслового и пойменного). В условиях инстративной фазы развития долины значения коэффициента меняются от 0 до 1,0. Это имеет место в условиях равновесия и положения кровли руслового аллювия на высоте меженного уреза реки. Как показано выше, коэффициент инстративности даже в условиях

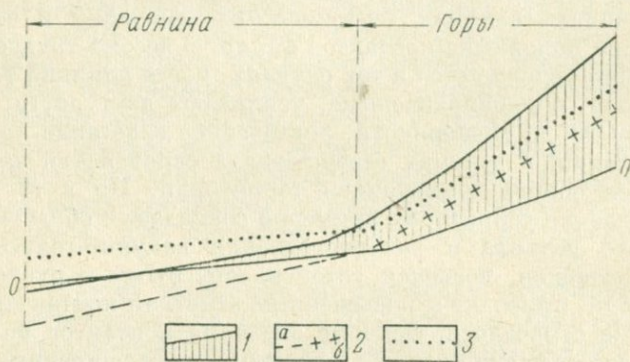


Рис. 11. Схема влияния тектоники и режима стока на контакт аллювиальных фаций

1 — результирующее положение контакта относительно уреза воды; 2 — тектоническая составляющая [отрицательная (а) и положительная (б)]; 3 — влияние руслоформирующих расходов

равновесия может быть довольно высоким и достигать значений 0,3—0,5. Ввиду того, что нецелесообразно определять степень инстративности современного аллювия для равновесной стадии, предложенный коэффициент непригоден при анализе современных аллювиальных отложений.

Еще менее удобен коэффициент инстративности при оценке характера осадконакопления на террасах. Ведь мощный аллювий террас может быть целиком русловым ($K_i = 1$) и почти сплошь пойменным ($K_i \rightarrow 0$). Высокие значения инстративности не согласуются с констративным характером аллювиальных осадков.

Выше говорилось в основном об анализе контактов одного уровня — уровня низкой поймы и о сравнении их с расчетными, фоновыми, уровнями, которые определяют положение контакта современного, активного аллювия. Выводы касались динамики русел в современный этап их истории и изменения этой динамики при движении по долине. В отличие от этого, «пространственного» аспекта, палеогеографический «временной» аспект рассматривает дина-

мику русла какого-либо одного участка долины или бассейна на протяжении нескольких последних этапов геологической истории.

В долинах северных предгорий Алтая (рр. Иша, Ануй, Песчаная, Каменка и др.) строение высоких пойм и первых надпойменных террас этих притоков Катуня и Оби значительно отличается от строения низких пойм и русловых образований. Высокие поймы и первые надпойменные террасы в большинстве случаев сложены монотонными, слабодифференцированными супесчано-суглинистыми отложениями пойменного типа мощностью до 3—5 м (при средних высотах подмываемых уступов в 4—6 м). Пойменные фации подстилаются русловыми песчано-гравийно-галечными горизонтами, но часто залегают на плотных бурых или темно-серых («сизых») суглинках или илистых супесях. Контакты пойменных фаций с русловыми или старично-болотными находятся обычно невысоко над современными урезами (до 1—2 м) и часто погружены (рис. 12). Низкие поймы и прирусловые отмели долин, достигающие высоты 1,5—2 м, в основном песчано-галечные, имеют весьма маломощный покров пойменных осадков (до 0,5—1 м). В результате контакты фаций современных уровней обычно не ниже и даже несколько выше таковых на более древних уровнях.

Различие отложений более древних и более молодых террас является причиной климатических изменений в последнее тысячелетие. Мощная пойменная аккумуляция в период образования высоких уровней была связана с более сухим климатом и меньшей зарегулированностью стока. Увлажнение климата способствовало врезанию русел, переходу пойменных уровней в надпойменные террасы. Несколько бóльшая роль межренных расходов привела к более четкой дифференциации аллювия на фации, к оформлению контактов. Усиленный размыв песчано-галечного и местами галечно-валунного материала увеличил значение русловых образований, повысил устойчивость русел. Одновременно повысились и высоты контактов фаций, которые местами располагаются выше, чем кровля руслового аллювия более высоких уровней. Заключение относительно влияния

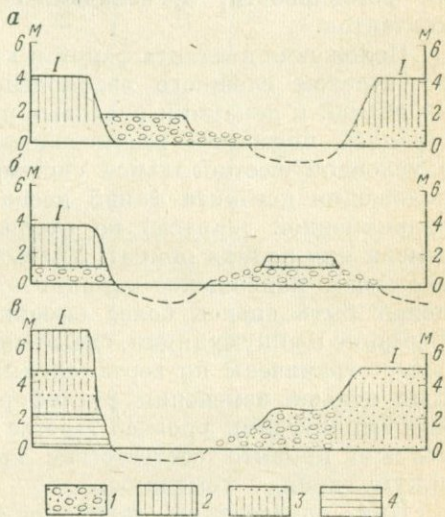


Рис. 12. Строение долины-притоков р. Катуня

а — р. Каменка, в 1 км ниже с. Сетовка; б — р. Песчаная при выходе на равнину; в — р. Ануй у с. Ануйское
1 — пески, гравий, галька; 2 — суглинки; 3 — супеси и суглинки; 4 — суглинки, илы

климата на новейшее вреzание притоков Катуня согласуется с выводами Н. И. Маккавеева и Р. С. Чалова (1964) о том, что усиление эрозии в русле Оби ниже Бийска и расщепление вверх по долине пойменных террас связано с увлажнением климата за последние 1200 лет.

С другой стороны, трудно полностью исключить роль тектонических поднятий голоцена в изменении динамики эрозионно-аккумулятивного процесса. Врезы, связанные с поднятием, также могли способствовать увеличению крупности материала в руслах, большей их устойчивости, преобладанию русловых фаций и повышению контактов.

Положение контакта фаций в каждом отдельном случае является результатом сложного взаимодействия тектоники, климатических колебаний и динамики русловых процессов. Принципиальной иллюстрацией подобного взаимодействия может служить табл. 3, где в условной шестибалльной системе изображен характер изменения положения контакта фаций древнего уровня (высокой поймы или надпойменной террасы) по отношению к молодому (прирусловые отмели или низкая пойма). Учитывалось, что тектонический фактор оказывает наибольшее влияние на изменение высоты контактов и может быть оценен более высокими баллами (первое слагаемое). Врезание и аккумуляция, связанные с климатическими изменениями, более ограничены по вертикальным амплитудам (второе слагаемое). Еще меньше изменения руслоформирующих расходов, ограниченные амплитудами уровней (третье слагаемое). В определенной мере условно принято соответствие вреzания увлажнению климата и аккумуляции — усыханию.

При определении зависимости руслоформирующих расходов от изменений климата имелись в виду расходы нижнего диапазона (близкие к среднегодовым). Именно эти расходы и соответствующие им уровни возрастают при увлажнении климата и уменьшаются при усыхании. При главенствующей роли расходов верхнего (паводкового) диапазона, которые возрастают при усыхании климата и увеличении неравномерности стока, дифференциация аллювия становится минимальной, а использование метода анализа контактов оказывается нецелесообразным.

Интересно отметить, что влияния на положение контактов климатически обусловленных процессов в определенной мере нейтрализуются.

Так, чем больше повышается контакт при вреzании в условиях увлажнения климата, тем больше это повышение нейтрализуется ростом руслоформирующих расходов и увеличением высоты расчетных уровней, относительно которых следует отсчитывать отклонения контактов. Подобная нейтрализация, очевидно, более заметна в случае небольших амплитуд вреzания или аккумуляции. При резких же изменениях динамического состояния аномалии в положении контактов обуславливаются тектоникой и изменениями климата.

Экзогенный фактор		Эндогенный фактор					
		Поднятие			Опускание		
		сильное	среднее	слабое	сильное	среднее	слабое
Увлажнение	сильное	+6 (+5+4-3)	+5 (+4+4-3)	+4 (+3+4-3)	-4 (-5+4-3)	-3 (-4+4-3)	-2 (-3+4-3)
	среднее	+6 (+5+3-2)	+5 (+4+3-2)	+4 (+3+3-2)	-4 (-5+3-2)	-3 (-4+3-2)	-2 (-3+3-2)
	слабое	+6 (+5+2-1)	+5 (+4+2-1)	+4 (+3+2-1)	-4 (-5+2-1)	-3 (-4+2-1)	-2 (-3+2-1)
Усыхание	сильное	+4 (+5-4+3)	+3 (+4-4+3)	+2 (+3-4+3)	-6 (-5-4+3)	-5 (-4-4+3)	-4 (-3-4+3)
	среднее	+4 (+5-3+2)	+3 (+4-5+2)	+2 (+3-3+2)	-6 (-5-3+2)	-5 (-4-3+2)	-4 (-3-3+2)
	слабое	+4 (+5-2+1)	+3 (+4-2+1)	+2 (+3-2+1)	-6 (-5+1-2)	-5 (-4-2+1)	-4 (-3-2+1)

Понятие о пределе накопления аллювия русла и поймы, равном амплитуде между наибольшими глубинами плесов и наивысшим уровнем половодья, было введено Л. Хенкелем в 1919 г. Метод анализа мощностей аллювия для изучения новейших тектонических движений земной коры наиболее детально изложен В. В. Ламакиным (1948, 1950), Е. В. Шанцером (1951, 1966) и Ю. А. Мещеряковым (1961).

Метод заключается в сравнении фактической мощности современного аллювия русла и поймы данного участка реки с расчетной «нормальной» мощностью, измеряемой амплитудой высотных отметок паводков и дна плесовых ложбин. Считается, что фактическая мощность аллювия на участке, находящемся в условиях динамического равновесия, близка к нормальной и что отклонения ее свидетельствуют о нарушении равновесия под влиянием экзогенных, или тектонических факторов (Сладкопепцев, 1967).

Невысокая точность метода допускает возможность отклонения фактических мощностей от нормальных на 25—30% без влияния тектонических или климатических причин. При этом имеются в виду колебания высоты поймы и обусловленные литологией неровности коренного ложа долины. Нет ясности в вопросе о том, какие же высоты паводков и глубины плесов считать наиболее реальными пределами накопления аллювия — максимальные, средние или минимальные? Вследствие этого используются все возможные варианты расчета нормальной мощности аллювия, что сильно осложняет сравнительный анализ материалов.

Невысокая точность метода связана с трудностями определения нижнего предела деятельности потока, подошвы современного активного аллювия. Как считает И. П. Карташов (1961), перстративный аллювий всегда лежит на инстративном, а не на коренном ложе, и поэтому общая нормальная мощность аллювия равновесных рек всегда превышает разность уровней среднего паводка и дна плесов средней глубины. Как будет указано ниже (в разделе, посвященном анализу подошвы аллювия), отнесение аллювия, подстилающего плесы (плотиковая фация), к инстративному не всегда правильно, однако со второй частью вывода И. П. Карташова следует согласиться. Не существует также и теоретически обоснованного конкретного выражения нормальной мощности аллювия, ее цифрового определения (Хворостова, 1967).

Наконец, необходимо остановиться на рассмотрении еще одного момента, усложняющего использование метода анализа мощностей современного аллювия. Е. В. Шанцер (1966) рассматривает понятие «нормальной» мощности только для перстративного аллювия, свойственного равновесным участкам реки. Значения этих мощностей для участков врезания большие, вследствие сужения долины, углубления русла и общего нарастания разницы между глубинами плесов и уровнями половодий. Для участков преобладающей аккумуля-

муляции характерно уменьшение разницы отметок пределов аккумуляции и, следовательно, сокращение значений «нормальной» мощности. Выводы будут меняться в зависимости от того, с какой из расчетных величин сравнивается фактическая мощность аллювия исследуемого участка — с нормальными мощностями для соседних равновесных отрезков долины или для данного участка.

Как показывает рассмотрение сущности метода анализа мощности современного аллювия, использование его может быть методически оправдано при следующих основных условиях:

1. Фактическая мощность аллювия русла и поймы на равновесном отрезке реки должна быть близкой к нормальной.

2. При выходе участка реки из равновесного состояния отношение фактической мощности аллювия к нормальной должно меняться в соответствии с изменениями в развитии русла. Иными словами, изменения мощности аллювия как по направленности, так и по масштабам должны отражать изменения в развитии русла.

Посмотрим, соблюдаются ли указанные условия? Для этого проанализируем соотношение высот кровли аллювия с уровнями паводков и соотношение положения подошвы аллювия с глубинами плесов.

В условиях динамического равновесия высоты поймы приближаются к средним высотам половодья в случае слабой переработки пойменных массивов, достаточно интенсивного наращивания поймы и длительного состояния равновесия. Такое положение имеет место на степных реках юго-востока европейской части СССР (Лаврушин, 1965), а также на реках Русской равнины и Восточной Сибири (Коржуев, 1959). Однако близкие высоты пойм и паводков в условиях равновесия наблюдаются не всегда. Во многих случаях интенсивная боковая эрозия русла, находящегося в равновесии, приводит к неоднократному срезанию массивов поймы, причем наиболее высокие, прирусловые участки пойменных сегментов срезаются чаще всего. Примеры большой разницы в высотах паводков и поймы приводят Е. В. Шанцер (1951) для Волги и А. А. Асеев (1960) для Оки.

Рассмотрение участков долин с преобладанием аккумуляции показывает, что и здесь, несмотря на усиленное наращивание поймы и снижение высот половодья глубины заливания поймы могут не только не уменьшаться, но даже и увеличиваться. Это бывает связано с быстрым накоплением влекомых наносов в меженном русле и непрерывным смещением вверх уровней паводков. Так, на Верхнем Днепре пойма на 3—5 м ниже уровней половодья при избыточной мощности современного аллювия (Мещеряков, 1961).

Исследования долины средней Оби в районе Сургута также показали, что глубины затопления здесь значительны (Сладкопевцев, 1966). В районе с. Усть-Балыка абсолютные отметки межени уровней Оби равны 24,9—25,0 м, ежегодные абсолютные уровни паводка 32 м, а паводки обеспеченностью в 10% или повторяемостью один раз в 10 лет равны 32,4 м. Основные участки поймы Оби в районе с. Усть-Балыка, составляющие в сумме более половины всей се-

площади, имеют абсолютные отметки 30—31 м и, следовательно, ежегодно затапливаются на глубины до 2 м (рис. 13).

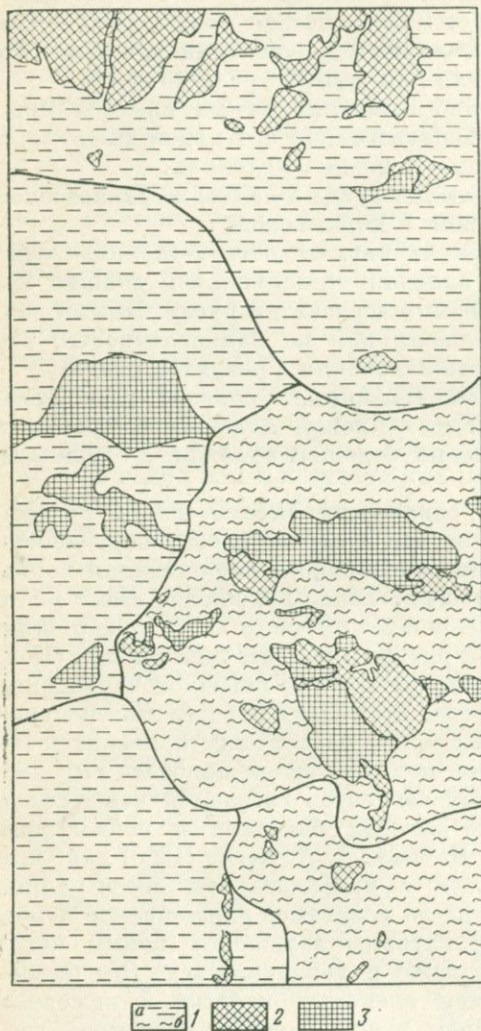


Рис. 13. Долина р. Оби в районе с. Усть-Балыка

1 — низкая пойма, затапливаемая на глубину: а — до 2—3 м; б — до 1—2 м; 2 — высокая пойма; 3 — останцы первой надпойменной террасы

Пойма Оби между г. Сургутом и пос. Нижне-Вартовским также характеризуется затоплением значительных площадей во время средних паводков на 1—2 м, а в периоды высоких паводков — на 2—3 м (Сладкопевцев, 1968).

Случаи примерного равенства высот средних паводков и пойм наиболее часты на врезающихся участках долин. Эта закономерность естественна, поскольку продолжающееся наращивание пойменных массивов здесь идет одновременно с углублением русла и снижением уровней паводков. Однако на тех участках врезания, где высокая пойма недавно перешла в надпойменную террасу (например, долины северо-запада европейской части СССР), вновь формирующиеся пойменные уровни обычно бывают значительно ниже уровня паводков (см. рис. 15).

В итоге можно сказать, что высота поймы и фактическая мощность пойменного аллювия далеко не всегда приближаются к высотам средних паводков (не говоря о максимальных, которые обычно значительно выше пойменных уровней). Это несоответствие приводит к тому, что в большинстве случаев замеренная фактическая мощность

пойменного аллювия меньше теоретической «нормальной» мощности, которая является лишь крайним пределом фактической мощности. Направленность изменения мощности пойменного аллювия не связана с динамическими фазами развития реки; мощности обычно

нарастают не только в условиях преобладания аккумуляции, но и при равновесии и даже при врезании реки. Можно видеть, что ни одно из сформулированных выше условий здесь не соблюдается. Поэтому использование мощностей пойменного аллювия в целях тектонического анализа весьма затруднительно и не всегда методически оправдано (Сладкопевцев, 1969).

Рассмотрение положения подошвы руслового аллювия по отношению к глубинам плесов показывает, что это положение более определенное. Конечно, и здесь при динамическом равновесии не наблюдается повсеместное совпадение постели аллювия с нижним пределом его накопления. Как указывал Е. В. Шанцер (1951), на участках бывших и современных перекаатов постель аллювия может находиться выше, чем в плесовых ложбинах. Тем не менее в ходе переотложения водотоком материала на одном уровне постель аллювия, очевидно, будет все более и более приближаться к нижнему пределу современной аккумуляции, чего мы не всегда наблюдаем в изменении кровли пойменного аллювия.

Любое заметное отклонение развития реки от равновесия приведет к фиксации высотного положения постели аллювия на значительных участках днища долины — в случае врезания русла на уровне, близком к днищам плесов, или выше, а при избыточной аккумуляции — значительно ниже. Процесс фиксации постели аллювия в разрезе весьма важен для рассматриваемого вопроса, так как с ним связана принципиальная разница значения кровли и подошвы современного аллювия для изучения неотектоники. Если, как указывалось выше, положение верхней границы аллювия, кровли его пойменной фации, не связано с динамическими фазами развития русла, то положение нижней границы русловой фации зависит главным образом от направленности развития долины. Такая связь с динамическими фазами позволяет считать положение подошвы современного аллювия по отношению к днищам плесов хорошим индикатором направленности развития долины, а при исключении влияния экзогенных процессов (например, связанных с климатическим обусловленным увеличением поступления аллювия в русло) — показателем тектонических движений.

Попыткой графически изобразить изменение кровли и подошвы современного аллювия в различные динамические фазы развития долины является рис. 14, на котором сравниваются теоретические изменения в положении кровли и подошвы аллювия, которые должны иметь место в случае тесной связи мощности аллювия с изменением динамических фаз долины, с фактически наблюдаемыми изменениями. Фактическое изменение положения кровли пойменного аллювия не совпадает с теоретическим. Если теоретически поднятие и преобладание эрозии всегда должны вести к сокращению мощности аллювия и, следовательно, к уменьшению высоты поймы, то фактически поймы врезающихся рек быстро повышаются до предела и переходят на положение надпойменных террас, замещаясь вновь образованными низкими пойменными уровнями. Это скачкообразное

изменение положения кровли пойменного аллювия не отражает интенсивность поднятия. В условиях опускания высоты поймы должны неуклонно повышаться, увеличивая тем самым мощность аллювия. Фактически же для аккумулярующих русел более характерны низкие поймы.

В более тесном соответствии находятся теоретические и фактические изменения положения подошвы руслового аллювия. В условиях поднятия и врезания подошва аллювия расположена примерно

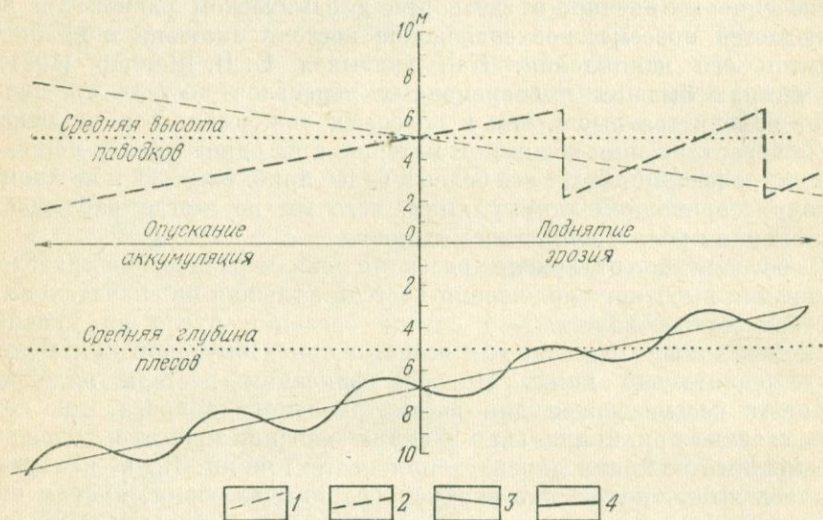


Рис. 14. Мощности аллювия при смене динамических фаз развития долины.

Изменения положения кровли пойменного аллювия: 1 — теоретическое; 2 — фактическое; то же для подошвы руслового аллювия; 3 — теоретическое; 4 — фактическое

на уровне дниц плесов или несколько выше, а на участках прогибания плесы не достигают коренных пород русла и отделены от «плотика» интервалом до нескольких метров.

Положение кровли и подошвы современного аллювия относительно их пределов позволяет сделать вывод о том, что использование метода анализа мощностей современного аллювия для определения динамических фаз развития долин является методически неправильным. При использовании этого метода выводы авторов во всех случаях основаны только на анализе положения постели руслового аллювия по отношению к дницам плесов. Учет мощности пойменного аллювия и его положения по отношению к уровням паводков является лишним (Сладкопевцев, 1967, 1969).

Необходимо сказать, что использование метода мощностей очень часто приводит к хорошим результатам, несмотря на различия в определении нормальной мощности аллювия и на отмеченные выше недостатки. Связано это с тем, что влияние тектонических движений

на эрозионно-аккумулятивные процессы в долинах во многих случаях очень велико и приводит к созданию большого избытка или недостатка мощностей аллювиальных отложений. Естественно, что в подобных случаях все детали, вытекающие из сложного взаимодействия экзогенных и эндогенных процессов, отступают на второй план и не могут значительно повлиять на конечный результат. Однако и на участках интенсивных тектонических движений применение метода не является обязательным — его всегда можно заменить более точным анализом залегания подошвы современного аллювия. Поэтому надо считать нецелесообразным составление карт или схем мощностей современного аллювия (русла и поймы) для целей структурной геоморфологии. Следует обратить большее внимание на составление карт подошвы современного аллювия.

Сравнение фактических мощностей современного аллювия с нормальными нередко приводит к неправильным выводам относительно динамики развития долин. Допустим, что проводятся исследования по долине, где наблюдается повышение высоты поймы вниз по течению и переход ее на каком-то участке в первую надпойменную

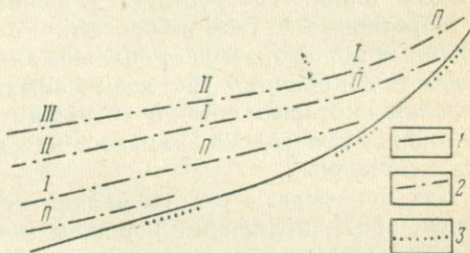


Рис. 15. Схема строения террас верхних отрезков равнинных рек и участков их крутого падения (по Ю. А. Мещерякову и Л. М. Щукевич, 1955)

1 — продольный профиль реки; 2 — продольные профили пойм (II) и террас (I—III); 3 — участки перехода поймы в надпойменную террасу

террасу в связи с распространением волны регрессивной эрозии. Такие долины весьма распространены и, в частности, описаны на северо-западе Русской равнины (Мещеряков и Щукевич, 1955). На участках долины, лежащих выше перехода поймы в надпойменную террасу (рис. 15), фактические мощности современного аллювия окажутся очень близкими к нормальной: так как высоты поймы здесь будут значительными. На участках, охваченных волнами регрессивной эрозии, пойма может быть очень низкой, что приведет к сокращению фактической мощности современного аллювия сразу на несколько метров при врезании реки на величину, в несколько раз меньшую. Недостаток мощности аллювия в данном случае не будет характеризовать величину врезания.

В долине верхней Оби на участке от слияния Бии с Катунью до Барнаула амплитуды уровней непрерывно возрастают вниз по реке с 452 см у с. Фоминское до 859 см у г. Барнаула. Таким образом, нормальная мощность аллювия, рассчитываемая с учетом высот половодья, вниз по долине возрастает. В то же время высоты пойменных уровней последовательно снижаются в том же направлении с 5—6 до 3—5 м, в связи с ослаблением процесса современного врезания русла. Подобное несоответствие в направленности изменения

предела накопления пойменного аллювия и его фактической мощности позволяет относить нижнюю часть рассматриваемого отрезка долины Оби к области с недостатком аллювия (признак врезания), а вышележащие участки — к областям с мощностью аллювия, близкой к нормальной (находящимся в стадии динамического равновесия). Подобные выводы будут прямо противоположны действительному положению.

Изучение подошвы современного аллювия

Изучение подошвы аллювия, рельефа цоколей поймы и надпойменных террас способствует решению важных задач прикладной и теоретической геоморфологии. Рельеф подстилающих аллювий коренных пород оказывает большое влияние на механизм транспортировки и накопления так называемых «приплотиковых» горизонтов аллювия, которые обычно содержат наиболее богатые россыпные месторождения золота, алмазов, касситерита и ряда других полезных ископаемых.

Как показывают работы многих исследователей (Ламакин, 1948; Лунев, 1967), положение подошвы (постели) современного аллювия по отношению к днищам плесовых ложбин является одним из наиболее надежных показателей «динамической фазы» (по Ламакину) развития долины, а изучение рельефа подошвы аллювия является важным методом выявления новейших тектонических движений.

Сведения о рельефе подошвы современного аллювия немногочисленные, отрывочные и разобщенные. Работы, освещающие строение постели аллювия и закономерности ее формирования в различных условиях, отсутствуют. Методика анализа подошвы современного аллювия как индикатора направленности эрозионно-аккумулятивных процессов разработана недостаточно и отстает от требований, предъявляемых к методу в связи с его широким использованием.

Многие особенности рельефа подошвы современного аллювия обусловлены влиянием литологии, трещиноватости или микроскладчатости горных пород, растворением карбонатных толщ, локальными скоплениями перлювия. Однако для структурно-геоморфологических исследований наибольший интерес представляет механизм образования крупных неровностей подошвы аллювия, которые могут быть результатом деятельности как экзогенных, так и эндогенных факторов рельефообразования.

Исследования показали, что в условиях динамического равновесия между подошвой современного аллювия и днищами плесовых ложбин обязательно должен существовать некоторый интервал, заполненный подрусловым аллювием (Карташов, 1961; Воскресенский, 1968).

Механизм образования подруслового аллювия понимается по-разному. И. П. Карташов считает, что фации аллювия, залегающие между коренным ложем реки и днищами ее плесов в условиях равновесия, принадлежат к осадкам предшествующей, инстративной,

фазы развития долины и в настоящее время неподвижны даже в периоды максимальных паводков. В то же время эти фации (плотиковый аллювий) включаются в нормальную мощность современного аллювия, которая рассчитывается как разница между подошвой плотикового аллювия и средними уровнями паводков. Как отметил С. С. Воскресенский, неподвижность приплотикового или плотикового аллювия может быть и кажущейся, связанной с тем, что грубый базальный слой подруслового аллювия приводится в движение только при катастрофических паводках повторяемостью один раз в 10—50 лет. Во время движения подруслых горизонтов аллювия в плотике плесов вырабатываются ложбины глубиной 0,1—0,5 м и шириной до $\frac{1}{3}$ русла.

К. М. Беркович, рассматривающий механизм формирования базального горизонта руслового аллювия на Оби, говорит об «активном» слое руслового аллювия, мощность которого зависит от высоты половодья и на Оби колеблется в пределах 0,2—1,5 м. В ходе смещения плесов наиболее грубообломочные фракции активного аллювия захороняются под фациями перекатов, образуя базальные горизонты.

Мощности подруслового аллювия колеблются главным образом в зависимости от размеров реки, гранулометрии донных осадков и степени зарегулированности стока. Поскольку перемещение аллювия в русле осуществляется обычно в грядовой форме, минимальные значения мощности подруслового аллювия дают высоты песчаных гряд, которые на крупных реках достигают 1—3 м. Однако суммарные величины русловых деформаций могут быть большими за счет устойчивого размыва или накопления на отдельных участках. Помимо этого при скоростях течения, в четыре раза больших, чем размывающие для данных условий, гряды исчезают и возникает массовое движение значительного по мощности верхнего слоя донных наносов. Сведения о мощностях активного подруслового аллювия немногочисленны. По данным И. И. Херхеулидзе «бытовые размывы», т. е. ликвидлируемые в межень паводковые размывы, при установившемся транспорте донных наносов в условиях нестесненного русла могут достигать на крупных равнинных реках (Волга, Дон) — 9—11 м, а на горных или неустойчивых (Терек, Кура, Сырдарья) — 1—3 м. Как указывают М. Жинью и Р. Барбье (1961), мощность перемещаемого в половодье аллювия достигает в теснине Грезен 8 м, а в водохранилище Жениссия — 25 м.

Отмечается большой размах деформаций в среднем течении р. Вислы, где в половодье переотлагается толща аллювия мощностью до 15 м (Gaekowski, 1967). Как считает С. С. Воскресенский (1968), на малых реках мощность подруслового аллювия в среднем равна 1—2 м, а в верхнем и среднем течении Амура достигает 5—7 м.

Мощности подруслового аллювия и динамика их изменений тесно связаны с режимом стока и русловых деформаций рек. Максимально зарегулированные реки (например, имеющие озерное питание) характеризуются малым твердым стоком в половодье и в связи с этим

размывом перекатов (Маккавеев, 1955). Устойчивость русла и малые деформации ложа реки обуславливают и малые мощности аллювия, перемещаемого из плесовых ложбин на перекаты и обратно. В этих условиях днища плесов и подошва современного аллювия сближены. На реках с менее зарегулированным стоком, но с активной меженью мощности подруслового аллювия периодически (по сезонам) меняются, достигая максимума перед паводком и минимума — после него. Своеобразное положение создается на реках степных и полупустынных областей, где в периоды весенних половодий проходит 80—90% годового стока. В Центральном Казахстане плесы долин рр. Селеты, Ишима, Нуры и Сарысу аномально глубокие, почти не имеют аллювия и часто врезаны в коренные породы. Объясняется

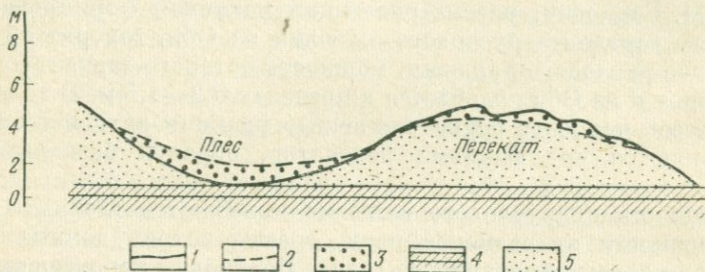


Рис. 16. Положение подошвы современного аллювия в условиях динамического равновесия

1 — профиль русла в конце паводка; 2 — то же в конце межени;
3 — горизонт сезонно-активного аллювия; 4 — коренные породы; 5 — русловый аллювий

это тем, что в половодья плесы казахстанских рек интенсивно промываются и углубляются, а в межень почти не заносятся, как бы консервируются (Сладкопеев, 1963). Можно полагать, что на реках семиаридных областей условия для сохранения мощного подруслового аллювия неблагоприятны. Очевидно, при динамическом равновесии подошва современного аллювия этих рек будет близка к глубинам плесов. Своеобразные черты строения аллювия рек степной зоны отметил Ю. А. Лаврушин (1965). Аномальная резкость перекатов и плесов характерна и для рек Лено-Вилуйской низменности (Воскресенский, 1962), где это связано с сильным промерзанием перекатов и малым размывом их в меженный период. Не охваченные мерзлотой плесы интенсивно промываются в паводки, но слабо заносятся во время низких уровней.

Имея в виду, что динамика накопления и размыва подруслового аллювия подчинена главным образом сезонному режиму, эти отложения удобно называть сезонно-деятельным или сезонно-активным аллювием (рис. 16).

Горизонт сезонно-активного аллювия на участках плесовых ложбин обычно достигает наибольшей мощности в периоды, предшествующие паводкам, после спада половодья сокращается до

минимума, а во время мощных половодий может почти полностью уничтожаться. В связи с этим отрезок времени, следующий за пиком половодья, является наиболее подходящим для определения динамической фазы развития долин. Только в случае выноса с плесов всего объема аллювия река должна считаться врезавшейся. При замерах в межень период на равновесие, очевидно, будет указывать мощность аллювия, примерно соответствующая сезонно-активному слою. Например, в русле верхнего и среднего Днепра на плесах зафиксирован слой аллювия в 3—5 м, что послужило основанием для вывода о преобладании аккумуляции в долине в связи с усыханием климата или увеличением твердого стока. Соглашаясь в целом с правомерностью подобного заключения, нужно отметить, что следовало бы оценить мощность сезонно-активного слоя аллювия для верховьев Днепра и сравнить ее с замеренной. Помимо этого целесообразно указать на время проведенных измерений. Вполне возможно, что в период межени на плесах Днепра отлагается значительная по мощности толща аллювия, целиком выносимая в половодье и не являющаяся признаком прогрессирующей аккумуляции в русле.

Таким образом, изучение динамических фаз развития долин на основании сравнительного анализа положения подошвы современного аллювия и днищ плесов требует следующего уточнения. В стадию равновесия днища плесы в период межени отделены от подошвы современного активного аллювия интервалом в несколько метров. Отсутствие интервала — примерное совпадение подошвы аллювия и днищ плесов — указывает на врезание реки. Преобладание аккумуляции в русле, очевидно, будет доказано лишь в том случае, если замеры непосредственно после высоких паводков покажут наличие на плесах относительно мощного аллювия, который сохранился после размыва сезонно-активного подруслового горизонта.

В какой мере локальные неровности подошвы современного аллювия отражают амплитуды тектонических движений, в случае, если деформированность поверхности коренных пород в принципе доказана, т. е. отсутствуют или учтены поправки на возможное влияние первичных неровностей, а также литологии, карста и прочих нетектонических факторов? Отрицательные отклонения отметок подошвы от ее равновесного положения (дно плесов плюс мощность сезонно-активного аллювия), по всей видимости, должны сравнительно точно отражать амплитуды движений, поскольку накопление аллювия довольно полно компенсирует прогибание. С другой стороны, срезание рекой выступов коренных пород будет продолжаться во время положительных деформаций подошвы аллювия; до того момента, когда пойменный уровень превратится в надпойменную террасу. Теоретически нивелировка подошвы аллювия может идти до тех пор, пока цоколь не выйдет из-под влияния паводков. На первых стадиях деформации нивелировка может быть на уровнях, близких к днищам плесовых ложбин, которые в процессе миграции проходят по участкам поднятий. Позже срезание цоколя возможно на более высоких уровнях вплоть до уровня руслоформирующих паводковых расходов.

Степень выравнивания потоком подошвы аллювия на поднятиях в настоящее время не поддается точному измерению. Поэтому количественная оценка положительных движений по деформации постели аллювия затруднена.

Пойма среднего Днепра имеет высоты 4—5 м, а мощности современного аллювия колеблются от 8—15 до 29 м. На средней Оби при высоте поймы в 6 м подошва аллювия располагается на отметках 15—30 м ниже уреза. Учитывая, что в указанных случаях мощности аллювия несколько больше нормальных, колебания подошвы такие можно считать тектонически обусловленными.

С другой стороны, у г. Перми плесы глубоко врезаны в коренные породы, а мощность аллювия на перекатах равна 5—6 м при нормальной мощности руслового аллювия — 10 м. Наблюдаемые здесь

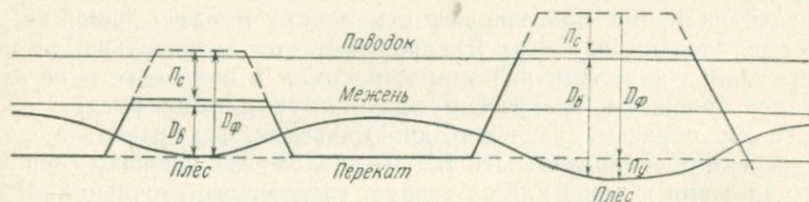


Рис. 17. Определение деформаций подошвы аллювия в пределах русла и поймы

D_{ϕ} — фактические деформации; $D_{в}$ — видимые деформации; $П_{с}$ — поправка на срезание коколя; $П_{у}$ — поправка на дополнительное углубление русла

колебания отметок постели аллювия уже не полностью отражают характер тектонических движений, поскольку рельеф подошвы зависит от неравномерности врезания и от способности реки нивелировать рельеф подошвы путем срезания наиболее выступающих его частей.

Поправка на влияние экзогенных факторов при деформациях подошвы аллювия в интервале днище плесов — уровень межени обычно положительная (река срезает выступы рельефа коренных пород и снижает эффект поднятия). Фактическая деформация подошвы (D_{ϕ}) определяется в этом случае как сумма видимой деформации ($D_{в}$) и поправки на срезание ($П_{с}$), т. е. $D_{\phi} = D_{в} + П_{с}$. При дальнейшем врезании русла и поднятии коренных пород выше межени и особенно над уровнем поймы может появиться необходимость введения и отрицательной поправки. Это связано с тем, что поднимающиеся берега, сложенные плотными породами, сжимают русло, сводят к минимуму его горизонтальные смещения. Совмещение динамических осей меженных и паводковых расходов приводит к дополнительному углублению русла в коренное ложе долины, к образованию в сужении протяженных глубоких плесов. Продольный профиль дна реки в таких случаях может стать вогнутым на участках поднятий (Маккавеев и др., 1964). Обусловленный экзогенными процессами дополнительный врез русла суммируется с вре-

занием, связанным с тектоническим поднятием, и как бы усиливает эффект поднятия. В этом случае формула расчета фактической деформации подошвы аллювия будет иметь следующий вид: $D_f = D_n + P_c - P_y$, где P_y — поправка на дополнительное углубление плеса в сужении долины (рис. 17).

Целесообразность учета дополнительного врезания русла подтверждается и материалами работы И. И. Якунина. Увеличения глубины плесов связываются с такими факторами, как высота предшествующего половодья, высота поймы и сужение русла. Эти факторы оказывают наибольшее влияние именно на участках тектонических или литологических сужений долин.

Выводы

1. Анализ изменения мощностей основных фаций на соседних участках долины позволяет судить о том, какую роль в строении осадков играют транзитные аллювиальные фации, а какую — местные перлювиальные. Оценка роли местного материала в аллювии полезна при изучении контакта фаций и подошвы аллювия, а также имеет практическое значение.

2. Закономерности распространения крупноглыбовых фаций в отложениях террас бассейна Катуня на Алтае позволяют рассматривать эти фации как селевые. В частности, об этом говорит их неповсеместная связь с устьями притоков, пространственная и стратиграфическая локализация в разрезах, отличие от пролювия и делювия.

3. Положение контакта русловых и пойменных фаций в условиях динамического равновесия близко к уровням, соответствующим нижнему диапазону руслоформирующих расходов. Эти расходы на многих реках примерно равны среднегодовым и фиксируются высшими отметками прирусловых отmelей.

4. На реках с ведущей ролью паводковых расходов в формировании русла положение контакта фаций неопределенно, а изучение его для целей неотектоники затруднено или невозможно.

5. Повышение контакта фаций при переходе от равнинных рек к горным и от расширений к сужениям стимулируется как тектонической, так и русловыми процессами. Выявление в этих случаях роли тектонического фактора требует обязательного расчета экзогенной составляющей.

6. Проблема изучения контактов фаций имеет два аспекта: пространственный (сравнительный анализ контактов одного уровня на разных участках долины) и временной, палеогеографический (сравнение контактов разновозрастных уровней на одном участке долины). В обоих случаях первостепенной задачей является определение роли эндогенных и экзогенных факторов.

7. При использовании метода изучения мощностей современного аллювия для определения динамических фаз развития долин выводы авторов всегда основываются только на анализе положения постели

руслового аллювия по отношению к днищам плесов. Учет же мощностей пойменного аллювия и его положения по отношению к уровням половодья является лишним и часто сильно искажает представление о развитии реки. Поэтому метод анализа мощностей современного аллювия для изучения динамических фаз развития долины целесообразно заменить методом анализа подошвы руслового аллювия.

8. В условиях динамического равновесия между днищами плесов и подошвой современного аллювия залегает горизонт сезонно-активного аллювия, достигающий максимума мощности перед паводком и минимума после него. В связи с этим отрезок времени, следующий за пиком половодья, является наиболее подходящим для определения динамической фазы развития долины.

9. Определение амплитуды тектонических движений по колебаниям подошвы современного аллювия требует введения двух поправок: положительной в интервале днище плесов — уровень межени или руслоформирующих расходов (на срезание выступов цоколя) и отрицательной в интервале межень — паводок (на дополнительное углубление русла).

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЦОКОЛЕЙ РЕЧНЫХ ТЕРРАС

Цоколи срезания и облекания

Прежде чем остановиться на вопросах анализа цоколей террас для целей изучения неотектоники, целесообразно рассмотреть процесс формирования их первичного рельефа, под которым понимается рельеф цоколя, существовавший в начальный момент захоронения его под аллювием террасы. При этом имеется в виду рельеф только эрозионных цоколей, неровности которых созданы флювиальными процессами.

Особенности формирования первичного рельефа эрозионных цоколей дают возможность выделить две основные категории, между которыми существуют переходные разновидности.

В обстановке относительного тектонического покоя и постоянства речного стока водоток длительное время разрабатывает долину на одном уровне. В результате все более или менее значительные неровности подошвы аллювия уничтожаются и днище приобретает облик выровненной поверхности, слабо наклоненной вниз по течению. Выровненность подошвы аллювия характерна для многих равнинных и полугорных рек, переживших длительные фазы динамического равновесия (Волга, Ока, Северная Двина). Колебания отметок цоколя на пойме и террасах р. Чусовой не превышают 1—3 м, что очень невелико для долины подобного типа и размера.

Цоколи, рельеф которых создан главным образом процессами боковой эрозии в ходе расширения рекой долины, предлагается называть цоколями срезания. Их первичный рельеф, естественно, может иметь многочисленные неровности, обусловленные

различной устойчивостью пород к размыву, трещиноватостью, характером глубинной эрозии в разных частях русла. Тем не менее выровненность цоколей срезания обычно достаточна, и относительные колебания высот на их поверхности достигают только первых метров. Цоколи срезания также можно называть сингенетичными, подразумевая одновозрастность рельефа коренных пород и перекрывающего их аллювия. Одновременное формирование поверхности цоколя срезания и налегающих на нее осадков обуславливает зависимость фациального состава аллювия от подстилающего рельефа, сопряженность в их изменениях.

Наиболее широкое развитие выровненных поверхностей подошвы аллювия (будущих цоколей срезания), очевидно, возможно в условиях динамического равновесия эрозионных и аккумулятивных процессов, в ходе образования поверхностей цикловых террас, имеющих нормальные мощности аллювия. В меньшей мере цоколи срезания образуются в периоды кратковременного затухания процессов глубинной эрозии и формирования узких террас врезания. Достаточная выровненность подошвы аллювия здесь возможна при врезании реки в толщу рыхлых коренных пород или древних отложений долины. С. В. Лютцау (1963) отмечает, что в процессе погребения долин под осадками повышенной мощности реки не только перемывают отложения, но и подрабатывают коренные склоны, образуя террасы «подрезывания», или «подземные» террасы, по выражению М. Д. Эльянова. Аналогичный пример дают А. П. Пуминов и Ф. С. Бузулуцкий для долины Енисея в области Минусинского межгорного прогиба, где погребение II надпойменной террасы привело к переработке ее аллювия и к наложению на него песчаных отложений высокой поймы.

Наконец, в долине р. Оби у с. Дубровино преобладание процессов аккумуляции и повышенные мощности аллювия соседствуют с цокольной поймой, которая образуется в результате отступления берегов не на уровне плесов, а примерно на уровне поверхности поймы, где срезание коренного берега происходит по контакту устойчивых к размыву валунно-галечных отложений и лежащих выше горизонтов песка.

В итоге среди цоколей срезания выделяются образующиеся в период динамического равновесия, в эпоху констративной аккумуляции и выполнения долины во время образования террас врезывания, а также цоколь срезания, сформированный боковой эрозией на уровне поймы (рис. 18).

В процессе интенсивного врезания рек (главным образом горных и полугорных) образуется сильно расчлененный рельеф прилегающих к руслу участков долины. В дальнейшем этот рельеф может служить подошвой для более поздних аллювиальных отложений, влиять на характер последующих эрозионно-аккумулятивных ритмов. Это произойдет в том случае, если тектонические или климатические колебания приведут к резкой смене этапа врезания фазой аккумуляции и к погребению сложного коренного рельефа долины.

Очередная смена аккумулятивной стадии развития долины эрозионной обычно приводит к образованию четко выраженной террасы или серии плоских террас врезывания. Углубляющаяся река, перемывая мощную толщу аллювия, вскрывает коренные породы погребенного ложа долины, смещается по их поверхности, приспособляется к откопанному рельефу. В результате террасы врезания могут иметь очень плоские выдержанные поверхности, сравнительно однообразный по механическому составу аллювий и сложный рельеф цоколей с незакономерно меняющимися высотами над современным урезом.

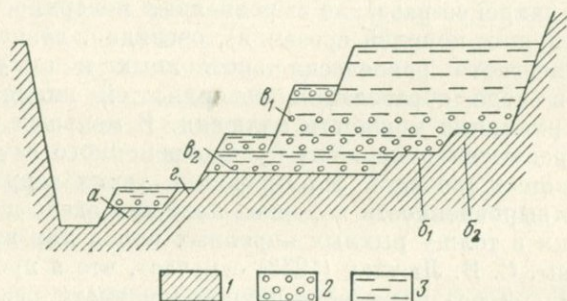


Рис. 18. Цоколи срезания различных этапов развития долины

a — динамического равновесия; b_1, b_2 — констративной аккумуляции; e_1, e_2 — образования террас врезывания; *e* — боковой эрозии на уровне поймы
1 — коренные породы; 2 — русловой аллювий; 3 — пойменный аллювий

Неровные цоколи террас, образовавшиеся на более ранних этапах интенсивного врезания долины, прошедшие затем стадию погребения (стадию облекания аллювием) и вновь вскрытые эрозией, предлагается называть цоколами облекания. Основные отличия их от рассмотренных цоколей срезания заключаются в том, что во время захоронения их рельеф подвергался незначительным изменениям, играл преимущественно пассивную роль. Вследствие этого и связь рельефа цоколя с механическим составом аллювия здесь либо вовсе отсутствует, либо проявляется нечетко. Например, непосредственно на коренных породах могут залегать и пойменные, и старичные фации аллювия, а к выступам цоколя могут быть приурочены тонкозернистые отложения, что не характерно для террас с цоколами срезания. В отличие от сингенетических цоколей срезания цоколи облекания скорее можно считать реликтовыми, образованными в более ранний этап развития долины.

Примеры цоколей облекания довольно многочисленны. Еще Ю. А. Билибин и Н. А. Флоренсов, рассматривая эпигенетические типы долин Восточной Сибири, обращали внимание на врезание их в периферийные части поднятий и склонов крупных останцов коренных пород. Характеризуя строение речных долин в бассейне

р. Аноя, М. Д. Часовитин отмечает резкое несоответствие рельефа поверхности и террас с гипсометрией коренного ложа, изобилующего тальвегами — каньонами, ступенями и островершинными выступами до 15—40 м. В зависимости от морфологии автор выделяет скульптурный, депрессионный, глыбовый и нормальный типы коренного ложа долин.

Для территории Русской равнины весьма удачный пример приведен в монографии А. А. Асеева (1959) по долине Оки. На пересечении долиной Окско-Цнинского вала высоты II и III надпойменных террас не меняются, причем особенно важно постоянство высот более высокой террасы. Вместе с тем обе террасы в месте пересечения вала становятся цокольными. Несоответствие рельефа цоколя и характера аллювия II надпойменной террасы наблюдается в долине Днепра между Дорогобужем и Оршей. Оно объясняется тем, что в период накопления аллювия были погребены не только узкий желоб предыдущего вреза, но и более пологие склоны долины. Последующее углубление извилистого русла привело к тому, что на разных участках долины цоколь террасы вскрывался на резко отличающихся друг от друга отметках, а его современный рельеф не связан с динамическими фазами развития долины на том или ином отрезке.

Наиболее надежный признак существования в долине цоколей облекания — их разновысотность при широком развитии выдержанных по высотам более древних террас. В случае, если вышележащие террасы отсутствуют и выдержанность высоты доказана только для поверхности аллювия, лежащего на цоколе, нельзя исключать вероятность деформации цоколя в период пойменного развития террасы. На степень облекания цоколей здесь могут указывать такие признаки, как закономерности в изменении высот цоколя, размах высотных колебаний, резкость морфологии коренных пород и ее связь с литологией и т. д. Например, указания В. Ф. Филатова (1967) на большие колебания высот цоколя I надпойменной террасы р. Мархи по сравнению с колебаниями высоты бровки террасы (соответственно до 20 и до 2—3 м на расстоянии в 10—20 км) еще могут быть целиком объяснены механизмом облекания, поскольку нет данных о деформациях более древних террас долины.

Еще сложнее отделить первичные неровности цоколей от их деформаций при значительных колебаниях высотных отметок поверхностей террас. Так, в долине р. Томи ступенчатость и неровности цоколя III надпойменной террасы имеют амплитуды до 4—18 м, но не могут уверенно считаться первичными, вследствие значительного различия высоты террасы (Файнер, 1967).

Распространение в долинах цоколей облекания в ряде случаев приводит к «странному», на первый взгляд, характеру изменения высот подошвы аллювия разновозрастных террас. Одна из этих «странностей» — большие высоты цоколей более низких террас по сравнению с вышележащими. Так, в долине Лены между р. Витимом и г. Олекминском аккумулятивными являются пойма и две наиболее высокие террасы с высотами 150—170 и 200—250 м. Все

промежуточные уровни — цокольные, за исключением отдельных отрезков долины. На пересечении долинами Петровско-Грачевского поднятия цоколь I надпойменной террасы выше, нежели таковой для II надпойменной террасы. Следующее «несоответствие» — неодинаковые высоты цоколя одной террасы на разных берегах долины. IV надпойменная терраса Лены на участке Якутск — устье Вилюя вдоль левого берега везде цокольная, а на правом берегу кроме участка Китчанского поднятия — аккумулятивная. При этом, если вдоль по долине высоты террасы и меняются, то больших изменений их в пределах отдельных поперечников не наблюдается. Наконец, следует остановиться на примерах резкого колебания высот цоколей низких террас при их выдержанности в уступе более древнего уровня. Так, изменения высот цоколей II и III надпойменных террас р. Индигирки (до 15 и 22 м) зафиксированы на тех участках долины, где высота цоколя более древней, IV, надпойменной террасы почти неизменна и равна 20—25 м. Очевидно, что в случае тектонической обусловленности колебаний цоколей низких террас, деформациям был бы подвержен и рельеф подошвы аллювия более высокого уровня.

Рассмотренные выше разновидности цоколей — цоколи срезания и облекания — далеко не всегда могут наблюдаться, так сказать, в «чистом виде». Чаще рельеф цоколей имеет сложное происхождение, представляет собой сочетание поверхностей срезания и облекания. Наклонные цоколи террас, созданные в процессе так называемой диагональной эрозии (Лютцау, 1962) и позже погребенные под аллювием, в равной мере обладают признаками обоих выделенных нами типов цоколей. Характерной их особенностью является снижение отметок при движении от внутренних частей излучин к прирусловым участкам.

Облекание аллювием расчлененного рельефа долины во время его погребения также не обходится без образования локальных горизонтальных уровней «подрезывания» (по выражению С. В. Лютцау), распространение которых связано с литологией пород, скоростью и ритмичностью аккумуляции в долине и другими факторами. Вместе с тем сделанные оговорки не должны умалять принципиальной важности разделения цоколей, так как оно позволяет оценить амплитуды первичного рельефа цоколя, не связанные с его деформациями, и при последующем анализе вводить поправки на первичный рельеф.

Высота цоколя как показатель новейших тектонических движений

Существуют различные взгляды на зависимость высот цоколей террас от характера новейших тектонических движений. Одни исследователи признают большое влияние нетектонических факторов (в основном литологии) на рельеф цоколей и в связи с этим осторожны в выводах относительно связи высот подошвы аллювия террас с тектоникой.

К. К. Марков еще в 1948 г. отмечал, что деформации денудационных уровней (к которым относятся и цоколи — С. С.) являются неточным показателем амплитуды и формы колебательных движений, так как их первичный рельеф всегда имеет определенные неровности — общий наклон, ступени и т. д. С. К. Горелов считает, что уровни террас теснее связаны с тектоникой, нежели цоколи, поскольку последние более подвержены нетектоническим колебаниям.

Другие исследователи основываются на том обстоятельстве, что в большинстве случаев колебания относительных высот подошвы аллювия более резкие по сравнению с изменениями высот террас, и приходят к выводу, что основой морфоструктурного анализа при изучении долин должно быть изучение положения цоколей, а не террас. При этом особое значение роли цоколей как индикаторов тектонических движений придается в тех случаях, когда высоты террас не меняются сколько-нибудь значительно. Подобных взглядов, в частности, придерживается Л. А. Рагозин (1960, 1961 гг.), детально анализирующий поведение цоколей ряда надпойменных террас Енисея.

Каждая из рассмотренных точек зрения обоснована и заслуживает внимания. Нет сомнения в том, что первичный рельеф цоколей во многих случаях весьма сложный, имеет значительные относительные колебания. В то же время подверженность подошвы аллювия любой террасы тектоническим деформациям во всех случаях не меньшая, чем таковая для кровли аллювия, так как рельеф подошвы всегда древнее. Проблема заключается в том, чтобы в каждом отдельном случае определить влияние тектонического и нетектонического факторов на формирование рельефа цоколей.

Примеры изучения цоколей в целях структурного анализа могут быть разбиты на четыре группы.

К первой группе мы отнесли те примеры анализа строения речных долин, которые безусловно указывают на господствующую роль литологического фактора в изменении высот цоколей террас (рис. 19).

Изменение характера террас р. Камы на участке пересечения долиной границы тектонических зон привело к выводу о значительных градиентах движений в зонах сопряжения структур (Введенская, 1967). В частности, границы каледонид и герцинид, а также зона сочленения герцинских структур с Предуральским прогибом рассматриваются как активные в новейшее время зоны, в связи с резким снижением высоты цоколей всех террас р. Чусовой при пересечении этих границ (рис. 20). Однако этот вывод не согласуется с отсутствием деформаций надпойменных террас на участках пересечения пограничных зон. С позиций тектоники никак не объяснимы резкие перегибы цоколей при постепенном выполаживании продольных профилей поверхностей террас, а также большие перегибы молодых террас (нижне- и среднеплейстоценовых) по сравнению с древними. Трудно объяснить указанные несоответствия и большим

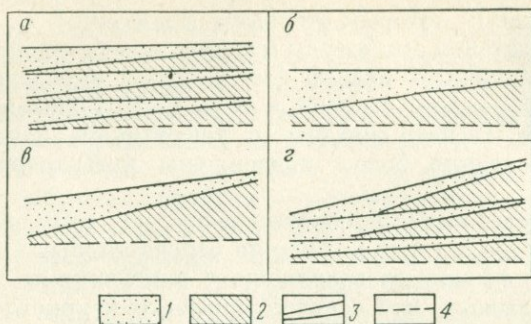


Рис. 19. Факторы изменения высот цоколей речных террас

При неизменных высотах террас:

- a* — нескольких — влияние литологии безусловное и преобладающее, *б* — одной — влияние тектоники проблематично; при деформации террас: *в* — одной — влияние тектоники безусловно, но трудно отделимо от роли литологии, *г* — нескольких — влияние тектоники количественно определимо
- 1 — аллювий террас; 2 — цоколи террас; 3 — положение кровли аллювия (поверхности террас) и его подошвы (поверхности цоколя); 4 — урез воды

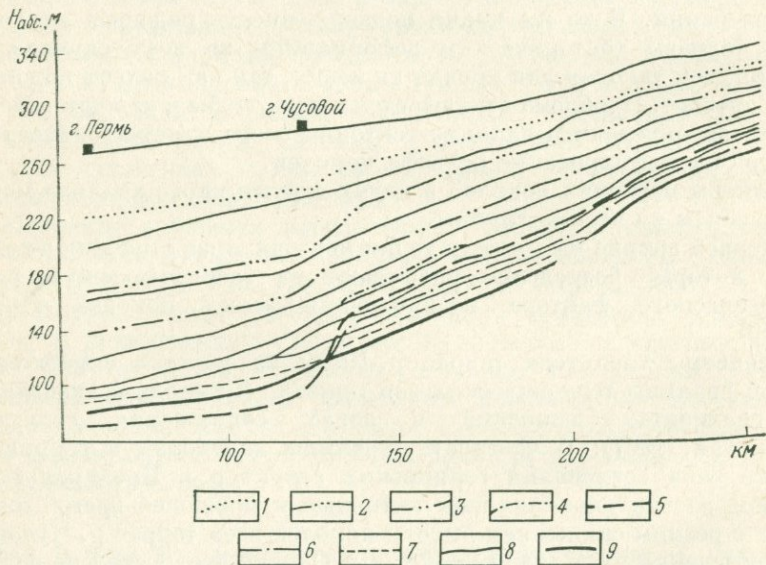


Рис. 20. Продольный разрез долины р. Чусовой (по Н. В. Введенской, 1967)

- Цоколи террас: 1 — олигоцен — миоцен; 2 — средний миоцен; 3 — верхний миоцен; 4 — верхний плейстоцен; 5 — нижний плейстоцен; 6 — средний плейстоцен; 7 — верхний плейстоцен; 8 — поверхности террас; 9 — русло

разбросом террас в плане, их значительной шириной, поскольку долина здесь неширокая, а граница структур — региональная.

Следует предположить, что в конце первого этапа регионального врезания долины р. Чусовой различия в устойчивости коренных пород создали определенный перегиб продольных профилей русла и подошвы аллювия соответствующей террасы. Наступившая за врезом стадия аккумуляции началась раньше в нижней части долины, где создавалась своего рода внутренняя дельта с повышенными мощностями аллювия. В процессе регрессивной аккумуляции перегиб продольного профиля выравнивался до полного исчезновения в конце этапа накопления. Следующий врез достиг подошвы аллювия сначала выше тектонического шва, а позднее — ниже по течению. Таким образом, различия в размываемых породах привели к тому, что очередной перелом продольного профиля реки образовался задолго до окончания второго этапа регионального врезания. Последовательно анализируя этапы развития долины, можно связать все перегибы поверхности цоколей надпойменных террас с влиянием литологии, без привлечения тектонического фактора. Очевидно, резкость каждого перегиба зависела от литологических условий на соответствующем уровне врезания. Возможно, с этим связана и большая амплитуда перегиба цоколей низких террас р. Чусовой. Н. В. Введенская не придает большого значения роли литологии, но все же отмечает, что на границе герцинской и каледонской складчатых зон, где террасы также меняются, имеет место и контакт двух свит — ашинской и токанской. Таким образом, отсутствие деформации террас, их выклинивание выше разломов наряду с резкими перегибами цоколей противоречит новейшей тектонической активности зон сочленения крупных структурных элементов, пересекаемых долиной р. Чусовой, и свидетельствует о пассивном выражении в рельефе древних структурных линий.

Цоколи террас в долине Енисея в пределах Минусинского межгорного прогиба резко меняют свои высоты при переходе от поднятий к опусканиям (на 20—30 м) в условиях почти неизменных относительных превышений террас. На участке от с. Означенного до Подкаменной Тунгуски деформации продольных профилей террас Енисея отсутствуют, а высоты цоколей резко меняются, нарастая в сужениях и снижаясь в расширениях. Эти закономерности также объясняются различиями в структурно-литологических условиях формирования террас, а не дифференцированными тектоническими движениями.

Ко второй группе могут быть отнесены редко встречающиеся примеры, характеризующиеся колебанием высоты цоколя на участке развития одной террасы. При этом данные о строении более древних террас отсутствуют. Несмотря на выдержанность высот террасы (или очень небольшие их изменения), о полной литологической обусловленности колебаний высот цоколя говорить нельзя. По всей видимости, колебания высот цоколя могут быть связаны с тектоническими движениями пойменного этапа развития данной террасы, когда деформации подошвы аллювия компенсировались осадконакоплением

и не отражались в рельефе поверхности террасы. В долине р. Берди, правого притока верхней Оби, высота II надпойменной террасы возрастает от с. Маслянино до с. Б. Займка с 20 до 23 м, а цоколь на этом же участке увеличивает высоту с 1—2 до 12 м. Следовательно, в момент перехода террасы в положение надпойменной, различия в отметках цоколя должны были достигать 7—8 м (если 3 м условно отнести за счет деформации, затронувшей поверхность террасы). Учитывая недостаток данных о колебаниях первичного рельефа цоколя террасы и о том, в какой мере он является цоколем срезания и облекания, можно предполагать, что последовательное повышение цоколя вверх по долине указывает на его сравнительно выдержанный первичный рельеф и связь изменений высоты с неравномерным поднятием участка долины во время накопления аллювия террасы. Мощности аллювия террасы везде более 10 м, что не меньше нормальной для реки такого размера. Очевидно, тектонические движения этапа аккумуляции сводились, главным образом, к опусканию нижней части рассматриваемого участка, а не поднятия его верхнего по течению отрезка.

В тех случаях, когда мы имеем данные об изменении высоты цоколя одной террасы, но терраса явно деформирована, сомнений в значительном влиянии тектоники на образование неровностей цоколя нет. Вместе с тем, если цоколь меняет высоты резче, чем поверхность террасы, трудно говорить о том, что его рельеф, сформированный к моменту превращения террасы в надпойменную, целиком тектонический, а не зависит в определенной мере от нетектонических факторов. Примеры такого рода мы объединяет в третью группу.

В долине Алдана II надпойменная терраса меняет свои высоты в среднем в пределах 25—45 м, а колебания высот цоколя достигают 25—30 м. При этом имеются участки, где разница в колебаниях поверхности террасы и ее цоколя равна 10—15 м (Долгушин, 1961). На Оршинском участке долины Днепра пойменная терраса повышается с 1—3 до 8 м, испытывая деформации с амплитудой до 5—7 м. Здесь же пойма из аккумулятивной становится цокольной, а колебания подошвы ее аллювия достигают 20—25 и более метров. Столь большая разница в деформациях подошвы и кровли аллювия поймы свидетельствует об энергичном выравнивании продольного профиля реки и о «передаче» на поверхность поймы лишь небольшой доли деформации. Не исключая в принципе возможного влияния литологии на неровности цоколя, надо отметить, что даже, отбросив величину деформации поверхности поймы (5—7 м), мы имеем колебания цоколя, превышающие нормальные пределы отложения аллювия на данном участке долины Днепра. Поэтому для данного случая можно смело говорить о тектонической обусловленности колебаний подошвы аллювия.

В последнюю из выделяемых групп включены примеры долин, в которых тектонические деформации охватывают ряд террас и их цоколи. Последовательный анализ изменения характера террас

позволяет относительно полно восстановить историю формирования долины и взаимоотношения тектонических и нетектонических факторов на различных этапах ее развития.

В работе Л. А. Рагозина (1960, 1961) характеризуется изменение террас Енисея на двух соседних участках — приподнятом Красноярском и опущенном Кубековском (рис. 21).

Анализируя строение террас Енисея, прежде всего отметим, что изменения высот цоколей значительно больше, чем изменения высот террасовых поверхностей. Это обстоятельство может быть

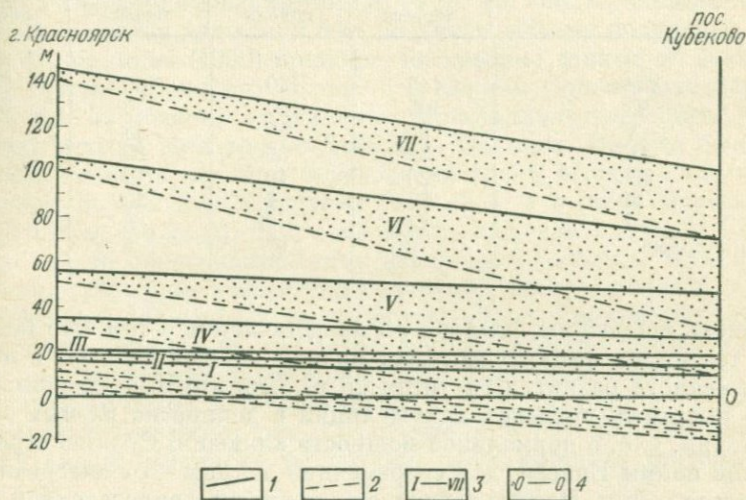


Рис. 21. Строение долины Енисея на участке между г. Красноярском и пос. Кубеково

1 — поверхности террас; 2 — подошва аллювия; 3 — террасы I—VII; 4 — урез реки

объяснено тем, что поведение цоколей полнее отражает амплитуды тектонических движений на соседних участках долин. Действительно, если поверхность террасы в стадию ее пойменного развития относительно мало деформируется тектоникой (в пределах первых метров), то подошва аллювия, несмотря на эффект срезания и выравнивания, значительно изменяет свой рельеф и в момент перехода террасы в надпойменную может быть деформирована относительно первоначального положения на десятки метров.

Тем не менее строение долины Енисея заставляет сделать другие выводы, о влиянии тектоники на поведение цоколей. Всю сумму изменений высот цоколей нельзя рассматривать как результат деформации. Проведем следующие несколько условные расчеты (табл. 4). Сумма изменений высот цоколей всех уровней долины Енисея равна 320 м. Сумма деформаций террас равна 114 м. Очевидно, разница между этими суммами (206 м) представляет собой изменение высот цоколей, не связанное с тектоникой. Среднее изменение высоты

подошвы аллювия каждой террасы в условиях неизменности высот ее поверхности, т. е. в стадию развития террасы как поймы составит 25 м.

Таблица 4

Строение долины Енисея в районе г. Красноярска
(по Л. А. Рагозину, 1960)

Терраса	Красноярский участок		Кубековский участок	
	Высота, м			
	терраса	цоколь	терраса	цоколь
VII	145	140	100	70
VI	105	100	70	30
V	55	50	45	5
IV	35	30	25	-5-10
III	20	10	18	-10-15
II	17	7	12	-15
I	12	2-3	8	-20
Верхняя пойма	9	0	6	-25

Теперь посмотрим, реально ли представление о том, что без влияния тектоники амплитуды высот цоколя каждой террасы в период ее пойменного развития достигли 25 м? Для этого необходимы данные о высотных пределах аккумуляции в долине на разных этапах ее истории, т. е. о нормальной мощности аллювия. Судя по строению высокой поймы Енисея, для современной долины этот интервал приближается к 35 м. На наш взгляд, эту мощность с определенной долей условности можно принять за исходную, поскольку выдержанность мощностей аллювия террас даст основание полагать, что норма аллювия меняется незначительно на разных этапах развития долины. Также можно видеть, что неровности подошвы аллювия за счет изменения его мощностей для верхних террас (IV—VII) не должны превышать 30 м, учитывая, что даже на оси поднятия сохранился аллювий мощностью по 5 м на каждой террасе. Для низких террас и поймы первичные неровности не должны превышать 25 м. Общая сумма первичных колебаний высот подошвы достигает таким образом 220 м и весьма близка к приведенной сумме нетектонических изменений цоколей.

В итоге для данного случая влияние пассивной структуры на колебание высот цоколей гораздо значительнее, нежели роль активной тектоники. В среднем оно примерно в два раза больше, но для каждой террасы это соотношение неодинаково. Если для низких террас колебания цоколей почти целиком зависят от влияния пассивной структуры, то для наиболее высоких террас значения обоих факторов становятся примерно равными. Причина этого — последовательное нарастание роли деформаций при переходе от молодых террас к древним при малом изменении влияния пассивной структуры.

Материал о высотах цоколей и мощности аллювия террас Енисея позволяет судить о колебательных движениях этого района. На Красноярском участке мощности аллювия всех террас меньше нормальной. Следовательно, нет доказательства того, что здесь временами было прогибание. Видимо, имели место только задержки в поднятии. В пределах Кубцовского участка мощности аллювия террас несколько превышают нормальные для Енисея (30—35 м). Этапы накопления аллювия характеризовались здесь динамическим равновесием и слабыми опусканиями (до 10 м). На обоих участках колебательный характер движений был подчинен общему поднятию.

О. М. Маринич (1960) приводит интересные данные об изменении высот террас и мощности аллювия в Южном Полесье при переходе долин рек из области Украинского кристаллического щита в Припятский прогиб Днепровско-Донецкой впадины. Высоты даже наиболее древних террас при переходе из одной структурной области в другую колеблются в среднем на 2—5 м, а в ряде случаев вовсе не меняются (табл. 5). В то же время подошва аллювия (цоколь) террас резко погружается при переходе в область Припятского прогиба. Суммарные амплитуды колебания высот цоколей для поймы и I надпойменной террасы достигают 30—35 м. Такое несоответствие, безусловно, указывает на очень большую роль литологического фактора в изменении характера террас. Влиянием тектоники можно объяснить не более 20% суммарных колебаний мощностей аллювия на террасах указанных рек. Остальные 80% обусловлены влиянием резкой смены литологии на границе двух крупных тектонических структур.

Таблица 5

Высоты террас и мощности аллювия (м)
рек Украинского кристаллического щита (а)
и Днепровско-Донецкой впадины (б) (по О. М. Мариничу, 1960 г.)

Река	Пойма		I надпойменная терраса		II надпойменная терраса		
	Н	аллювий	Н	аллювий	Н	аллювий	
Горынь	а	1—3	7—15	7—12	8—22	15—28	8—20
	б	0,5—2,5	12—25	5—10	5—17	12—17	4—16
Южная Случь	а	1,5—3,0	1—7	8—16	1—12	15—24	3—12
	б	1,5—2,5	12—24	5—10	10—22	15	10—15
Уборть	а	1—3,5	10—15	7—9	5—16	12—16	15
	б	0,5—2,5	20—25	5—8	15—25	—	—
Уж	а	1—2,5	2—12	5—10	3—8	12—16	3—10
	б	0,5—2,5	25—32	5—10	15—25	10—14	20—23
Тетерев	а	1—3,5	4—7	6—10	5—10	12—18	10—12
	б	1—2	15—25	6—10	12—20	12—18	15—18

Одновременная фиксация сравнительно небольших деформаций террас (кровли аллювиальных свит) и резких скачкообразных изменений положения подошвы аллювия (цоколей террас) свидетельствует о том, что в ходе эрозионно-аккумулятивного процесса продольный профиль русла неоднократно становился то выровненным, то резко ступенчатым. Периоды выравнивания профиля совпадали с окончаниями аккумулятивных фаз, причем выравнивание достигалось в основном за счет выполнения аллювием депрессионных участков долины. Долина с выровненным продольным профилем имела в депрессиях мощности аллювия, близкие к нормальным или даже избыточные, а на поднятиях всего несколько метров осадка — в сфере накопления русловых фаций.

Этапы врезания и образования уступов террас сопровождалась последовательным нарастанием перегибов в профиле, его ступенчатости. В первую очередь, это обуславливалось различиями в литологии поднятых и опущенных зон, большой ролью местных базисов эрозии. Вместе с тем ступенчатость профиля, созданная во время первичного врезания, до накопления аллювия наиболее высокой террасы способствовала поддержанию перегибов русла в следующий этап углубления долины. По всей видимости, именно влиянием этого дополнительного фактора можно объяснить то обстоятельство, что на Енисее амплитуды изменений высот подошвы аллювия не уменьшаются от древних террас к молодым, остаются примерно постоянными, а на Чусовой они даже нарастают на молодых террасах.

Тектонические движения прежде всего создают фон — основу, на которой протекают эрозионно-аккумулятивные процессы. Различия в литологии и рельефе коренных пород, возникшие в процессе общей денудации территории, являются в ряде случаев более мощным фактором эрозионно-аккумулятивных процессов, нежели движения, протекающие одновременно с этими процессами.

Обусловленные тектоникой экзогенные процессы (в том числе и формирование террас) становятся на определенных этапах развития рельефа в значительной мере независимыми от движений того или иного конкретного этапа, обладают большой инерцией. В общем случае, чем активнее экзогенные процессы, тем чаще их ритмичность является следствием влияния литологии или климата.

Итак, колебания высот террас важнее для изучения неотектоники, нежели изменения положения цоколей. Однако это справедливо только при анализе мало измененных террасовых уровней. Сильное их расчленение или перекрытие неаллювиальным материалом (делювием, пролювием, лёссами) часто делает весьма затруднительным выявление деформаций. В этих случаях значение анализа цоколей возрастает, несмотря на указанную сложность их развития.

Цоколи террас в долинах Алтая

В долинах Алтая, в частности в бассейне р. Катунь, преобладают террасы, врезанные в мощные рыхлые толщи сложного генезиса и почти не имеющие собственного аллювия (Богачкин, 1967). О высо-

тах цоколей подобных террас можно судить по изменениям отметок их поверхностей. Помимо этого в основании уступов всех террас (от наиболее высоких до пойменной) очень часто вскрываются палеозойские породы, образующие подошву четвертичных отложений. В отличие от истинных цоколей палеозойское ложе удобно называть коренным (или палеозойским) цоколем.

Подошва четвертичных отложений, выполняющих долины Катунь и Чуи, на различных участках имеет неодинаковые высоты. В центральных частях крупных расширений долин (таких, как Яломанская и Куюсская котловины) подошва залегает на 40—60 м ниже современного уреза рек, а в сужениях долин поднимается до высоты 100 и более метров над руслом. Поскольку в ущельях террасовые

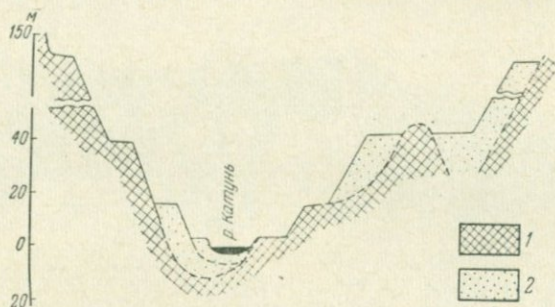


Рис. 22. Схема строения долины р. Катунь на участке устье р. Улюты — с. Куюс

1 — коренное ложе долины; 2 — рыхлый материал террас

уровни прослеживаются очень плохо, высоко поднятые цоколи древних террас легче всего наблюдать на участках перехода от расширений долин к сужениям. К таким участкам, в частности, относится долина Катунь между устьями рр. Казнахты и Инегень, около устья р. Большой Ильгумень и вблизи устьев рр. Улюты и Еланды, а, кроме того, отдельные отрезки долины р. Чуи в 20—50 км от ее впадения в Катунь (рис. 22).

Прежде всего следует отметить, что почти всюду коренное ложе отложений высоких террас представляет собой сложное сочетание участков срезания и облекания, чередование локальных относительно плоских ступеней и крутых склонов, уступов и останцов. В большинстве случаев рельеф цоколя террас гораздо сложнее, чем их поверхности. Например, в 1—3 км выше устья р. Казнахты при выдержанности высот террас (здесь наблюдаются уровни с высотами примерно 150 и 250 м). Коренные породы то образуют уступы с высотами до 150—250 м, то погружаются почти до уреза. Правильнее сказать, что аллювий террас как бы прислонен к коренным породам долины, выполняет углубления их рельефа.

В долине р. Чуи ступенчатый цоколь высоких террас прослеживается во многих местах от пос. Ербалык почти до устья.

В 1,5 км ниже устья р. Тутуой выступы коренного склона с одной стороны облакаются аллювием террас с высотами до 150—170 м, а, с другой стороны, срезаны примерно на уровне поверхности террас. В устье Чуи в основном развит аккумулятивный уровень высотой 60—70 м над руслом, который облакает выступы палеозоя. Последние имеют вид ступенчатых останцов со следами срезания главным образом на высотах от 70—80 до 100—120 м (рис. 23).

Наиболее высокий уровень, наблюдавшийся нами в долине Катунь около устья р. Улюты, имеет высоты 120—140 м. Прослежен он либо по фрагментам аккумулятивной террасы, либо по ряду

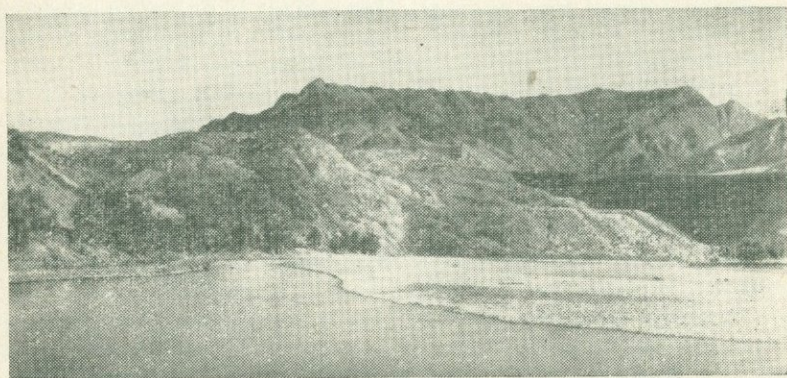


Рис. 23. Палеозойский цоколь облакания при слиянии рр. Катунь и Чуи

эрозионных уступов и останцов. Более низкие террасы этого отрезка долины (с высотами 30—40 и 15—20 м) то аккумулятивные, то эрозионные.

Многочисленные признаки облакания коренного цоколя высоких террас Чуи и Катунь свидетельствуют о том, что процесс врезания рек протекал довольно энергично, без значительных остановок и этапов расширения долин, и что первичные неровности коренного ложа долин весьма велики. Это важно иметь в виду при изучении тектонических движений по высотам палеозойских цоколей. В работе В. Е. Попова (1956) отмечается, что в долинах Катунь и Чуи высоты террас меняются очень мало, а превышения цоколей колеблются весьма значительно, указывая на неоднородность тектонических поднятий. Подобные заключения следует делать с большой осторожностью. Они будут обоснованными лишь в том случае, если удастся отделить первичные колебания высот цоколей от вторичных, связанных с деформациями.

В. Е. Попов уделяет большое внимание поведению цоколей террас Катунь выше устья Чуи. Он рассматривает отложения каждой террасы как самостоятельную толщу. Каждая терраса имеет парал-

дельную профилю русла поверхность и резко снижающийся вниз по долине коренной цоколь. Подобная трактовка аналогична рассмотренной выше схеме строения долины р. Чусовой, по Н. В. Введенской (1967). Отсутствие деформации многих террас может свидетельствовать только о том, что все неровности цоколей обусловлены влиянием литологии. В принципе схему строения долины Катунь, предложенную В. Е. Поповым, можно было бы принять, поскольку в других районах известны аналогичные примеры. Однако работы Н. А. Ефимцева и Б. М. Богачкина заставляют считать террасы Катунь не аккумулятивными, а вырезанными в двух-трех осадочных толщах. Помимо этого имеются и доказательства деформированности террасовых уровней. Вопрос, таким образом, сводится к определению влияния неотектоники и первичных неровностей на рельеф коренных цоколей.

Интересен вопрос о времени образования участков срезания палеозойских цоколей высоких террас. Многие из этих участков погребены под мощными толщами рыхлого материала террас, как это можно видеть на левом берегу Катунь в 0,5 км выше с. Инегень. В таких случаях на контакте рыхлой толщи и пород палеозоя местами образуются узкие структурные террасы — результат препарировки цоколя из-под осадочного покрова. По-видимому, подобные участки срезания коренного ложа долины образовались в ходе первичного врезания реки, до накопления мощных рыхлых толщ в долине. С другой стороны, многочисленные примеры одновысотности площадок срезания пород палеозоя и уровней террас свидетельствуют о том, что при образовании вторичных врезов и террас врезания во многих местах возникали ступени на коренных склонах долины. Не исключено также и присутствие в рассматриваемых нами долинах ступеней коренного ложа, связанных с кратковременными задержками аккумуляции рыхлых толщ и небольшими стадиями расширения долин в процессе их выполнения («террас подрезывания»). Таким образом, в долинах рек типа Катунь и Чуи, переживших по крайней мере две стадии врезания и одну стадию аккумуляции, могут наблюдаться несколько ступеней в коренном ложе цоколей срезания, причем каждая из генераций имеет свои возрастные пределы и свои закономерности высотного расположения.

Значительные неровности первичного рельефа участков облекаяния и первичная разновысотность участков срезания коренных цоколей террас Катунь и Чуи не позволяют в настоящее время оценить степень и этапы их деформированности. Можно лишь полагать, что она в целом не меньше, чем деформированность высоких и средних террас, определенная Б. М. Богачкиным (1967) для Яломанской котловины в 150—160 м.

Изучение палеозойских цоколей низких террас и поймы долины Катунь проводилось в районе урочища Сок-Ярык, в верхней по течению части Куюсской котловины и от устья р. Эдиган вплоть до выхода долины на Предалтайскую равнину. На первых двух участках цоколи высоких террас, при всех своих неровностях,

в целом расположены на значительных относительных высотах (50—100 м и более). Цоколи же низких террас и поймы образуют самостоятельный уровень (или ряд близких уровней) с высотами от 1—5 до 15—20 м. Период расширения долины Катунь на уровне низких террас представляет собой более поздний этап ее развития, имевший место после длительного этапа врезания долины в древнее и высоко поднятое коренное ложе. На отрезке долины от устья р. Эдиган до границы горной области (в районе сел Еланда, Чемал, Челош) высокие террасы не имеют четко выраженных высоко поднятых цоколей срезания. Визуально эти террасы во многих местах аккумулятивные, коренные породы в их уступах не вскрываются. Создается впечатление, что отметки коренного ложа долины перед накоплением материала высоких террас были примерно такими же, как в настоящее время, т. е. палеозойский цоколь высоких и низких террас общий. На многих участках низкие террасы не являются террасами врезания и образованы в результате эрозионно-аккумулятивного ритма. Однако даже в этих случаях трудно сказать, в какой мере их цоколь срезался непосредственно перед накоплением их аллювия и в какой мере — перед отложением толщи высоких террас.

Приведем несколько примеров. В 2 км ниже устья р. Эдиган палеозойский цоколь I надпойменной террасы имеет высоты над урезом около 10 м. Здесь же на правом берегу сохранились террасы с высотами до 40 и более 100 м, в уступах которых выходов коренных пород не обнаружено. В 1—3 км ниже устья р. Бертке высокая терраса (170 м) имеет цоколь на высоте до 10—15 м, а по соседству с ней неровный цоколь с высотами 10—11 м облекается осадками I надпойменной террасы. Непосредственно ниже с. Чемал днище долины Катунь занято в основном террасой в 12—13 м, имеющей подошву аллювия на высотах 8—12 м. Поскольку прислоненные к левому склону более высокие террасы (30—40 м) не имеют коренного цоколя, можно думать, что цоколь высотой 8—12 м является общим для нескольких террас. Аналогичные примеры имеют место и у с. Чепош, где 70-метровая терраса, подрезанная уровнем в 5—6 м, полностью аккумулятивная, а также в районе Усть-Семь и Устюбы, где сохранились участки высоких террас.

Древнее днище долины с относительными высотами 8—12 м (цоколь I надпойменной террасы) четко прослеживается на участке долины Катунь от устья Эдигана до Чемала, а между Чемалом и Элекмонаром его отметки довольно быстро снижаются до 5—7 м и в этих пределах сохраняются по долине до выхода ее на равнину. Терраса же не меняет своей высоты на всем протяжении, вследствие одновременного нарастания мощности аллювия. Поэтому мы рассматриваем изменения высоты цоколя I надпойменной террасы, во-первых, как результат региональных блоковых движений и затем считаем эти движения более древними, нежели формирование террасы.

Высокая пойма Катунь ниже Чемала имеет высоты в среднем 4—6 м. Близкие высоты имел и паводок 1969 г., который можно

считать одним из наиболее высоких (рис. 24). Отсюда можно сделать вывод, что уровень высокой поймы достиг своего предела и находится в стадии превращения в надпойменную террасу. Совпадение высот цоколя I надпойменной террасы с уровнем высокой поймы приводит к тому, что аккумулятивные участки последней часто соседствуют с эрозионными, полностью лишенными аллювия. Помимо этого в русле Катуня имеется много коренных плосковершинных островов с высотами в 4—6 м. Поэтому нельзя полностью исключить возможность срезания на уровне половодья, по крайней мере возможность удаления паводком рыхлого материала с поверхности цоколя и его откапывания. Однако хорошая сохранность цоколя под аллювием 10—12 м террасы показывает, что процесс срезания на уровне современного половодья следует рассматривать как вторичный, дополнительный. В основном же рельеф цоколя срезания более древний.



Рис. 24. Максимальные высоты паводка р. Катуня 1969 г., замеченные по нишам размыва, плавнику и т. д.

Низкая пойма Катуня на этом же участке колеблется от 1 до 3—4 м и также в большинстве случаев цокольная, хотя имеется много локальных участков, где ее цоколь не выступает над урезом. Уровень цоколя низкой поймы далеко не всегда четко отделен от цоколя I надпойменной террасы; между ними имеются промежуточные уровни. Но все же для пойменных уровней (высокого и низкого) характерны высоты подошвы аллювия в 1—3 м. Именно подобные высоты имеют многие выдержанные по высоте участки срезания коренных пород и низкие острова в русле Катуня (рис. 25).

Частое чередование аккумулятивных и цокольных участков высокой и низкой поймы создает немало трудностей при доказательстве того, что выделенный уровень цоколя поймы (1—3 м) является достаточно выдержанным, отвечающим определенной стадии развития долины. Там, где цоколь поймы прослеживается только вдоль одного берега, исследователь вправе поставить следующий вопрос: нельзя ли рассматривать этап врезания реки в цоколь I надпойменной террасы как единый, осложнявшийся лишь блужданием русла и образованием локальных уступов в коренных породах? На этот вопрос следует ответить отрицательно, потому что было изучено несколько участков, где цоколь поймы имеет одни высоты на обоих берегах, и можно наблюдать сразу обе бровки вреза в цоколь надпойменной террасы. К таким участкам относятся отрезки долины

у с. Соузга в 2 км ниже устья р. Чеба, у с. Еланда и выше с. Куюс. Более того, имеются участки (около с. Талду) с цокольной поймой даже в вершинах выпуклого берега (рис. 26), где условия для

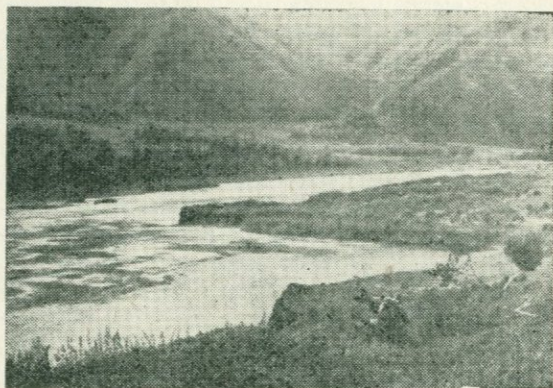


Рис. 25. Цоколь срезания долины Катуни (высоты 2—3 м) в 1,5 км ниже с. Еланда

образования локальных ступеней наименее благоприятны. Наконец, можно указать на продольные и поперечные к руслу цепочки одновысотных плосковершинных островов, разбивающие реку на

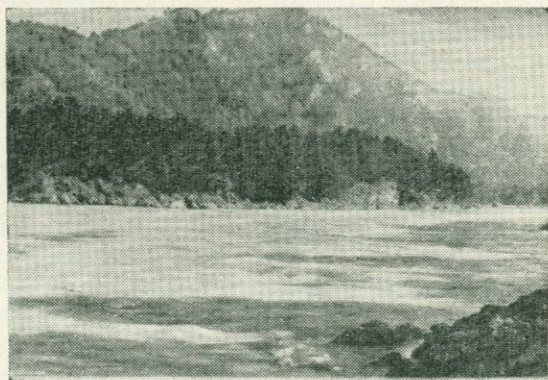


Рис. 26. Долина р. Катуни у с. Талду

несколько рукавов и являющиеся останцами прорезанного дна долины. Такие острова наблюдаются у сел Усть-Сема, Устюба и Соузга.

Стремление показать, что уровень цоколя поймы Катуни является выдержанным и самостоятельным, приводит к целесообразности вы-

деления в долинах односторонних и двусторонних цоколей. Наблюдая цоколь надпойменной террасы только на одном берегу, нельзя быть уверенным в том, что современный врез имеет большую глубину, чем врез перед накоплением аллювия надпойменной террасы. При этом даже выдержанность цоколя по высоте не всегда дает основания считать его фрагментом древнего днища долины, которое было хорошо разработано и впоследствии расчленилось современным врезом. Только двусторонний цоколь с равными высотами на обоих берегах дает нам такую уверенность (рис. 27). Двусторонние цоколи в отличие от односторонних позволяют более определенно говорить и о тектонических движениях на участках долин. Например, в долине р. Луги, правого притока р. Западный Буг, у г. Владимир-Волянского высота цоколя I надпойменной террасы равна

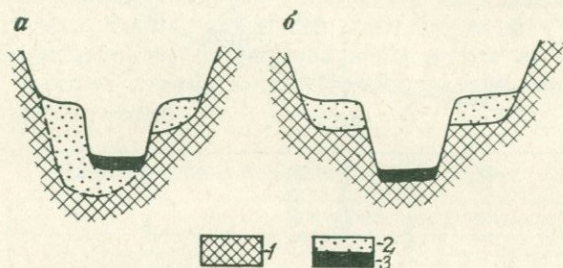


Рис. 27. Схема развития в долине цоколя: а — одностороннего и б — двустороннего

1 — коренные породы; 2 — отложения террас; 3 — вода

10 м, а на соседних участках она на 2—3 м ниже уреза. На основании этого делается вывод об амплитуде тектонических движений с позднего антропогена в 12 м. Поскольку высота цоколя приводится только для правого берега реки, а цифровые данные об изменениях высоты террасы отсутствуют, более вероятно, что выступ коренных пород здесь обусловлен влиянием литологии и является односторонним цоколем облекания.

Цоколь поймы Катуня на ряде локальных участков (у сел Усть-Сема, Усть-Муны) погружается под урез реки, что считается результатом влияния разрывных нарушений (Ивановский, 1956). Однако в местах погружения цоколя высоты пойменных террас заметно не меняются, а их снижение на 1—2 м вполне объяснимо разницей в уровне паводков (см. рис. 24). На этих же участках происходит и «утопание» цоколя I надпойменной террасы, которая также остается выдержанной по высоте. Уступы коренного ложа мы склонны объяснять влиянием движений в предшествующие этапы развития долины. Вероятно, это были локальные прогибы небольших участков долины, которые до сих пор не срезаны рекой. Крупные локальные неровности цоколя предположительно могут быть связаны и с неоднородностью литологического состава пород или с процессами

закарстовывания, которые имеют широкое распространение в долине Катунь.

Высоты низких террас Катунь на участке пересечения долиной фаса Алтая заметно не меняются, в то время как палеозойские цоколи резко снижаются и исчезают. Из этого следует что колебания высоты коренных пород связаны с более ранними движениями на границе гор и равнины. В то же время изменения в механическом составе аллювия низких террас предгорий гораздо более значительны, чем на высоких террасах. Следовательно, морфологическая выраженность северной границы горной страны была более четкой в эпоху

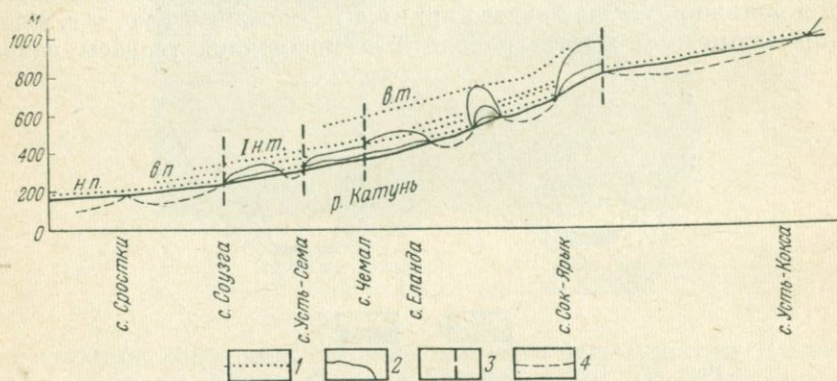


Рис. 28. Поведение цоколей террас долины р. Катунь

1 — уровни террас: н. п. — низкая пойма, в. п. — высокая пойма, в. т. — высокие террасы; 2 — уровни цоколей; 3 — разломы; 4 — коренное ложе долины на участках опускания

формирования низких террас (до 25—30 м), нежели во время работы реки на более высоких уровнях. В результате период повышенной тектонической активности фаса Алтая приходится считать весьма кратковременным, приходящимся на время образования IV надпойменной террасы долин Бии и Катунь. Поскольку это выглядит несколько искусственно, мы не исключаем, что в строении террас запечатлено большое влияние пассивной структуры и что нарастание этого влияния могло быть следствием не активизации движений, а препарировки рельефа палеозойских пород Северного Алтая, его откапывания из-под рыхлых отложений. В центральных частях горной страны (долина от с. Усть-Кокса до с. Еланда) большую роль играют весьма невыдержанные по высотам цоколи облекания, особенно характерные для высоких террас. Тем не менее на этом участке можно выделить отрезки с глубоко погруженным коренным ложем (впадины Уймонская, Яломанская и Куюсская) и разделяющие их отрезки с высоко поднятыми цоколями. Между с. Еланда и северным фасом Алтая коренное ложе долины Катунь практически единое для всех террас (не считая 10—15-метрового вреза современного русла) и имеет незначительные колебания относительных высот главным

образом в виде блоковых смещений с амплитудами до 10—20 м (рис. 28). Можно полагать, что столь неодинаковое поведение цоколей Центрального и Северного Алтая является следствием различий неотектонического развития этих территорий, следствием резко дифференцированных движений на фоне общего вздымания для Центрального Алтая и относительно монолитного поднятия более северных его районов.

Схема классификации цоколей речных террас

Выше были рассмотрены лишь те разновидности цоколей речных террас, которые имеют наибольшее значение при изучении новейшей тектоники. Вместе с тем целесообразно объединить все возможные типы цоколей в единую систему, попытаться их классифицировать.

Предполагаемая схема классификации цоколей (табл. 6), вероятно, не исчерпывает все их разнообразие, но все же дает представление о том, какими путями может формироваться рельеф, подстилающий отложения долин.

Таблица 6

Классификация цоколей речных террас

Структурные	По кровле пластов коренных пород		
	По кровле экранирующих горизонтов	грубообломочных	
		глинисто-иловых	
Эрозионные	Срезания	в коренных породах склонов	стадия первичного врезания
			стадии вторичных врезаний
			стадии аккумуляции
		в осадочных породах долин	стадии вторичных врезаний
		стадии аккумуляции	
Облекания		в коренных породах склонов	стадия первичного врезания
		в осадочных породах долин	стадии вторичных врезаний

Морозно-солифлюкционные (педименты)

Экзарационные

Абразионные

Прежде всего можно подразделить цоколи на эрозионные и такие, поверхность которых создана не флювиальным процессом. К последним относятся структурные, абразионные, экзарационные цоколи и педименты. Структурные цоколи — это ступени, совпадающие с кровлей каких-либо устойчивых к размыву отложений. Река может в какой-то мере изменять структурные поверхности и даже несколько срезать их, но основные черты рельефа во всех случаях будут зависеть от условий залегания пласта и характера его кровли. Следует различать структурные поверхности, приуроченные к горизонтам коренных пород (пласты известняков, лавовые покровы, отпрепарированные пластовые интрузии) и к горизонтам в отложениях долин, которые являются трудноразмываемыми для современных водотоков.

Горизонты грубообломочных или глинисто-илистых отложений в осадках долин, влияющие на характер эрозионно-аккумулятивной деятельности, мы называем «экранирующими». Цоколи, сложенные такими горизонтами, часто похожи на разрезы аллювия террас и не легко отделяются от последних.

Долинные педименты, являющиеся распространенными уровнями в Сибири и на Дальнем Востоке, одновременно могут быть созданы как процессами боковой эрозии, так и процессами отступления склонов.

Абразионные цоколи можно наблюдать на тех участках долин, которые в определенные этапы истории заливались морем и представляли собой широкие заливы. Экзарационные цоколи характерны для областей древних оледенений и являются остатками днища древних троговых долин.

Эрозионные (флювиальные) цоколи в первую очередь делятся на цоколи облекания и срезания. Обе разновидности могут быть выработанными как в плотных коренных породах, так и в рыхлых толщах, выполняющих долины. И те, и другие формируются как в периоды «первичных» врезов долин в коренные породы, так и в ходе образования «вторичных» врезов в осадки долин. Кроме того, цоколи срезания могут быть связаны и с этапами аккумуляции, выполнения долин осадками, когда на склонах образуются локальные «ступени подрезывания».

Практически не всегда легко выяснить происхождение цоколя, поскольку морфологический эффект различных процессов может быть сходным. Вместе с тем точность расшифровки происхождения рельефа цоколей определяет надежность выводов о деформациях цоколей, об амплитудах новейших тектонических движений, повлиявших на рельеф подошвы аллювия той или иной речной террасы.

Выводы

1. Цоколи, рельеф которых создан главным образом процессами боковой эрозии в ходе расширения долины, удобно называть ц о к о л я м и с р е з а н и я, или сингенетичными, т. е. одновозрастными с вышележащим аллювием.

2. Цоколи, созданные эрозивной деятельностью реки, а затем погребенные в процессе выполнения долины, можно называть цоколями облекания или реликтовыми.

3. Важность выделения типов цоколей при изучении неотектоники объясняется тем, что оно позволяет оценить амплитуды первичного рельефа цоколей и более определенно судить об их тектонических деформациях.

4. При выяснении причин колебаний высот цоколей следует иметь в виду следующее:

а) преобладание роли литологии в изменении высот цоколей — в случае резкого и согласного изменения высот цоколей при постоянстве высот ряда террас;

б) влияние тектоники проблематично и не поддается выделению — при резком изменении высоты цоколя и постоянстве высоты одной террасы;

в) влияние тектоники безусловно, хотя и трудно определимо количественно — при резком изменении высоты цоколя и деформации одной террасы;

г) воздействие тектоники и литологии совокупное, причем роль каждого фактора может быть оценена количественно — при «гармоничной» деформации цоколей и поверхностей ряда террас.

5. Изучение цоколей для выявления движений земной коры имеет большое значение. Однако еще более важен для этой цели анализ колебаний высот террас, если поверхности последних имеют хорошую сохранность.

6. Необходимо выяснить являются ли наблюдаемые цоколи односторонними или двусторонними.

7. Наличие близких по высотам цоколей срезания у террас, различных по высотам и возрасту, ставит перед исследователем трудную задачу — доказать одновозрастность или разновозрастность отдельных участков цоколя.

8. Цоколи срезания и облекания формируются как во время «первичных» врезов в коренные породы, так и при «вторичных» врезках в отложения долин. Цоколи срезания, кроме того, могут образовываться и в периоды выполнения долин осадками.

ИЗУЧЕНИЕ СУЖЕНИЙ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Сужения речных долин представляют собой один из интереснейших объектов для геоморфологических исследований. Многие суженные участки долин можно рассматривать как возможные створы для будущих плотин и дамб. Оценивая такие участки с точки зрения условий гидроэнергетического строительства, геоморфологи обязаны дать подробную характеристику морфологии сужения и рыхлых отложений, слагающих его склоны и днище.

Анализ сужений долин предоставляет богатый материал для изучения взаимодействия эндогенного, литологического и экзогенных факторов рельефообразования и, следовательно, для изучения новейшей тектоники.

Имеется немало примеров анализа сужений долин, на основании которых делаются выводы о новейшей тектонике. Из наиболее ранних работ следует отметить исследование В. В. Ламакина участка долины Печоры на пересечении Войского поднятия, и работы Л. А. Рагозина о влиянии структур на морфологию долин юго-восток Западной Сибири. Ценные сведения о развитии сужений изложены в работах Ю. Е. Журенко (1960) и С. С. Воскресенского (1962). Теоретические и экспериментальные вопросы изучения сужений долин рассмотрены в трудах Н. И. Маккавеева (1955, 1961).

В каждом конкретном случае важно представлять себе, какую роль в образовании суженного участка играли неотектонические движения («активная» структура) и какую — литологические различия пород («пассивная» структура). Важно также определить, в какой мере морфологические аномалии сужений созданы «внешними» факторами (влиянием тектоники и литологии) и в какой мере — особенностями гидрологического режима водотока. Изучение новейшей тектоники на участках сужений невозможно без должного представления о механизме воздействия пересекаемой структуры на водоток.

Степень antecedentности сужений долин

К antecedentным долинам (*antecedo* — предшествоую) относятся долины прорыва, которые по геологическому возрасту старше прорываемых ими возвышенностей. Antecedentная долина возникает при поднятии участка земной поверхности, на котором уже была заложена речная долина, причем скорость поднятия меньше скорости эрозии реки. Принимая в целом данное определение, следует отметить неудачное использование термина «долина прорыва» для antecedentных участков. Используя слово «прорыв», мы невольно подразумеваем, что суженная часть долины образовалась в результате какого-то катастрофического явления позже возникновения преграды, т. е. поперечного поднятия. Однако подобная трактовка противоречит понятию antecedentности. И. С. Щукин (1960) справедливо подчеркнул, что по отношению ко всем суженным участкам долин более подходит термин «сквозные долины», в то время как понятие «долины прорыва» может возбудить неверные представления о механизме образования сквозных долин. Соглашаясь с этим, можно отметить, что участки долин, образовавшиеся в результате подпруживания и последующего спуска горных озер, а также в результате перехвата крупных долин мелкими притоками соседних бассейнов, вполне подходят под определение «долин прорыва». Таким образом, среди большого разнообразия сквозных долин следует выделять долины прорыва и долины antecedentные, имея в виду, что эти способы образования сужений должны исключать друг друга.

Ю. В. Шумиловым (1969) сообщаются интересные сведения о строении сужения долины р. Каральвеем в бассейне Малого Анюя. В месте сужения продольный профиль современного русла выпук-

лый, а профиль древнего тальвега — вогнутый (рис. 29). Содержа-ние глинистого материала в аллювии равно 10—15% против 1,0—1,5% выше и ниже по течению, а доля валунных фаций увеличивается с 1—4 до 10—30%. В сужении выделяются фации, соответствующие инстративной и перстративной фазам развития, а, кроме того, аллювий, соответствующий этапу современного врезания. При этом первая и последняя фации имеют наибольшие мощности в центральной части сужения, выклиниваясь ниже и выше по долине.

Ю. В. Шумилов относит сужение р. Каральвеем к antecedentным, хотя и считает, что рассматриваемый участок испытывал колебательные движения, а не устойчивое поднятие. Эти особенности строения участка недостаточны для отнесения его к antecedentным. Имеет место увеличение мощности и глинистости грубообломочного материала, который, видимо, является местным и свидетельствует о влиянии пассивной геологической структуры. Кстати, с накоплением перлювия может быть связан и перепад в русле. Переуглубление древнего тальвега скорее всего образовалось не вследствие последующего локального прогибания, как полагает автор, а под действием усиленной эрозии водотока. Отсутствие данных о деформациях поймы и террас дает основание считать, что последние этапы формирования сужения долины р. Каральвеем происходили не на фоне активного поперечного поднятия, а в условиях относительного тектонического покоя.

Помимо этого неправильно определять antecedentность сужений по отношению к вышележащей и нижележащей частям долины. Как следует из понятия antecedentности, эта особенность долины устанавливается по отношению к пересекаемой долиной структуре, поскольку смысл термина заключается в установлении хронологического соотношения структуры и долины. Antecedentность долины исключает разновозрастность ее участков в пределах поднятия и в соседних депрессиях.

Резкие деформации уровней на пересечении долинами поднятий во многих случаях определенно свидетельствуют об antecedentном характере долин. Однако простое упоминание об antecedentности еще недостаточно для суждения о той роли, которую играет локальное поднятие в облике сужения. Соотношения между ролью локального

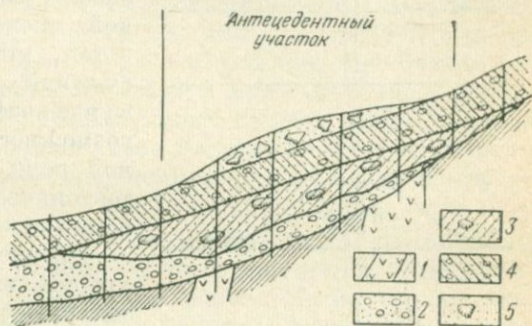


Рис. 29. Строение рыхлых отложений долины р. Каральвеем (по Ю. В. Шумилову, 1969)

1 — коренные породы; 2 — базальный слой рыхлых отложений; 3 — отложения инстративной фазы; 4 — отложения перстративной фазы; 5 — современный аллювий

ного и регионального поднятия в процессе врезания долины могут быть весьма различными. А если общее врезание долины обусловлено климатическими факторами, то приходится уже говорить об относительной роли эндогенных и экзогенных процессов в формировании сужений речных долин. В настоящее время к antecedентным относятся как участки долин с незначительной деформацией террас, так и участки с деформацией в десятки и сотни метров, хотя значения локальных поднятий в их образовании часто несоизмеримы. Указанная

неопределенность, затрудняющая оценку рельефообразующей роли новейших тектонических движений, снижающая точность подобной оценки, приводит к выводу о том, что степень antecedентности сужений целесообразно выражать в виде коэффициента, который дал бы возможность судить об относительной роли локального (поперечного) тектонического поднятия в формировании сужения.

Предположим, что террасовый уровень долины увеличивает относительную высоту в два раза за счет деформации на участке antecedентного сужения. Можно сказать, что общий врез долины в сужении со времени образования данного уровня наполовину обусловлен влиянием локального поднятия, а наполовину — общим, региональным, врезанием долины, не связанным с локальным поднятием (рис. 30, а).

Выражение $A = \frac{D}{B}$, где D — дефор-

мация террасы, а B — общий врез в сужении, характеризует степень (коэффициент) antecedентности A . В данном случае степень antecedентности равна 0,5 или 50%, т. е. локальное поднятие лишь наполовину определяет общий врез долины в сужении.

Допустим, что долина перед сужением находится в стадии динамического равновесия, а в сужении имеется локальный террасовый уровень, отщепляющийся от поймы (см. рис. 30, б). Очевидно, врез долины в пределах сужения со времени образования этого уровня полностью обусловлен влиянием локального поднятия. Степень antecedентности суженного участка долины равна 1,0 или 100%. Следовательно, сужение является полностью antecedентным. Его развитие со времени образования данного террасового уровня целиком связано с влиянием локального поднятия.

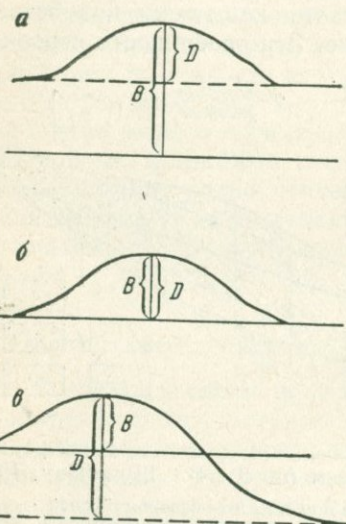


Рис. 30. Степень antecedентности долины при отношении деформации уровня террасы (D) к общему врезанию в сужении (B) равна:
а — 0,5, б — 1,0, в — 2,0

Когда рост локального поднятия активен, вышележащий участок долины испытывает подпор и находится в стадии аккумуляции. Если масштабы аккумуляции примерно соразмерны с величиной врезания в сужении, величина деформации террасового уровня вдвое превышает врез долины в сужении и лишь наполовину выражена морфологически. $A = \frac{D}{B} = 2,0$ (200%). Можно сказать, что при значениях $A > 1$ локальное поднятие не только всецело определяет врез долины в сужении, но и приводит к определенной аккумуляции на вышележащем участке долины (см. рис. 30, в).

Определим степень antecedентности для нескольких сужений речных долин. На участке Жигулей высота III надпойменной террасы Волги достигает 150 м, а вне поднятия не превышает 70—80 м. Можно видеть, что степень antecedентности для этого случая будет равна примерно 0,5. III надпойменная терраса р. Сох при пересечении антиклинали Чонгара отклоняется от поймы и достигает в своде поднятия высоты 57 м. При этом относительные высоты гряды Чонгара не превышают 60—70 м. Очевидно, врез долины Сох в сужении целиком связан с ростом локального поднятия, а степень antecedентности ее $\approx 1,0$.

У пос. Гарм терраса р. Сурхоб поднимается до высоты 25 м, а выше по долине этот же уровень сначала становится пойменным, а затем погребается под современным аллювием. Можно сказать, что для указанного этапа формирования участка долины р. Сурхоб степень ее antecedентности у пос. Гарм превышает 1,0.

На примере долины р. Сох видно, что иногда степень antecedентности может относиться ко всему периоду развития сужения. Однако подобные случаи редки. Обычно уровни древних террас в сужениях не сохраняются, а прослеживающиеся более молодые позволяют оценить характер развития сужения только на последних этапах его истории.

Степень antecedентности целесообразно определять для каждого террасового уровня, прослеженного в сужении и выше него. Сравнение нескольких величин показателя A позволяет проследить динамику роста локального поднятия, уловить изменения в соотношении различных факторов, определяющих врезание долины. Для этой же цели полезно вычислять и сравнивать между собой степени antecedентности долины за отрезки времени, разделяющие этапы формирования соседних уровней террас, например, за периоды между формированием III и II и II и I надпойменных террас. В работе Г. И. Рейснера (1960) указывается, что долина р. Нарын около устья р. Торкент пересекает складку, которая деформирует IV надпойменную террасу на 100 м (с 70 до 170 м), III террасу — на 45 м (с 25 до 70 м) и II — на 14 м (с 6 до 20 м). Рассчитаем степень antecedентности для каждой террасы: $A_{IV} = \frac{100}{170} \approx 0,6$ (60%); $A_{III} = \frac{45}{70} \approx 0,65$ (65%); $A_{II} = \frac{14}{20} \approx 0,7$ (70%).

Сравнение показателей указывает на возрастание степени antecedентности долины, свидетельствует об увеличении относительной роли локального поднятия в процессе образования сужения долины. Об этой же закономерности говорит и сравнение степеней antecedентности, вычисленных для «межтеррасовых» интервалов. За время между формированием IV и III надпойменных террас врезание долины в сужении равнялось 100 м, а деформация уровня IV террасы достигла 55 м. Исходя из этого: $A_{IV-III} = \frac{55}{100} \approx 0,55$ (55%).

Для двух последующих интервалов соответственно имеем: $A_{III-II} = \frac{31}{60} \approx 0,62$ (62%); $A_{II-I}^* = \frac{14}{20} \approx 0,7$ (70%).

Напротив, в долине Енисея (Зубаков, 1959) степень antecedентности Осиновского сужения уменьшается; для III надпойменной террасы она равна примерно 0,5 или 50% (высота террасы меняется с 40—45 до 70—85 м), а для I надпойменной террасы — уже 0,2 или 20% (изменение ее высоты равно всего 5 м при средних превышениях в 20 м).

Расчет степени antecedентности следует производить путем сравнения сужения с вышележащими участками долины, ибо влияние локального поднятия на участок, расположенный ниже по течению, проявляется не столь ярко. Это особенно важно, если мы имеем дело с весьма активным поднятием и в случаях, когда показатель A имеет значения ≥ 1 . Если имеет место заметное изменение высот террас по долине, величину локальной деформации каждой террасы целесообразно вычислять относительно полусуммы ее высот выше и ниже поднятия. Например, высоты II террасы р. Голой (правобережье Нижней Волги) выше Балыклейского поднятия, ниже и в его пределах соответственно равны 6, 12 и 20 м. Степень antecedентности в этом случае правильнее рассчитывать так: $A = \frac{11}{20} = 0,55$ (55%), где величина деформации (11 м) определена как разница высоты террасы в сужении 20 м и полусуммы высот выше и ниже поднятия $\frac{12+6}{2} = 9$ (м).

Сведения об antecedентном развитии долины в отдельные этапы ее истории могут быть получены при изучении явления локального расщепления террас. Факт расщепления служит доказательством того, что в период формирования соответствующего уровня сужение долины имело показатель $A = 1$, т. е. развивалось на 100% как antecedентное. В ряде случаев периоды такого развития могут быть достаточно продолжительными. Таким путем, например, формировалась долина р. Оленек в пределах Оленекского поднятия в эпоху накопления осадков среднечетвертичной террасы высотой 90 м. Поднятие выросло за время формирования террасы в общей сложности на 60 м и обусловило появление локальных уровней террасы с высотами 120, 130 и 150 м.

Расщепление террас в бассейнах рек, их расхождение к низовьям или верховьям долин — распространенное явление, поскольку все террасы в общем случае являются производными от пойменного уровня долины. Варианты региональных спектров террас и факторы их образования подробно рассмотрены в ряде сводных работ (Маккавеев и др., 1961; Мещеряков, 1961). Во многих случаях региональные спектры террас осложнены локальным расщеплением одного или нескольких террасовых уровней. Подобные явления имеют место на тех ограниченных участках долин, где крупные этапы врезания или аккумуляции, связанные с изменениями климата или тектонической обстановки бассейна, под влиянием местных факторов распадаются на две или несколько относительно мелких стадий.

Тектонический фактор, поднятие всего бассейна или крупной его части надо считать общим неперенным условием локального расщепления террас. Вместе с тем в более конкретном понимании роль движений земной коры в рассматриваемом явлении может быть различной.

Допустим, что бассейн или значительная его часть охвачены региональными поднятиями, в результате чего в связи с прерывистостью движений или с изменениями режима стока образуется серия цикловых террас. Местные изменения транспортирующей способности реки или твердого стока могут на отдельных участках неоднократно менять скорость и даже направленность эрозионно-аккумулятивных процессов, осложнять крупные этапы развития долины. В результате террасы врезания местами будут расщепляться на два или несколько локальных уровней. Здесь мы имеем случаи наиболее общего влияния тектоники на расщепление террас, когда поднятие создает только предпосылки для действия экзогенных процессов. Примерами такого рода являются локальные расщепления террас в глубоко врезанных горных долинах под влиянием поступления в долины моренного, селевого или обвального-осыпного материала. Сюда относятся, в частности, локальные уровни долины р. Чуи выше устья р. Куэханар, связанные с перегораживанием долины моренным валом и обвалом.

В тех случаях, когда тектонические движения бассейна имеют сложный характер, и на региональные поднятия накладываются локальные подвижки небольших пересекаемых рекой структур типа валов или брахиантиклиналей, тектоника предстает в роли непосредственной причины расщепления эрозионных или цокольных террас (Ламакин, 1948).

Из многочисленных примеров дробления уровней на локальных поднятиях целесообразно выделить варианты расщепления террас, совпадающего по времени с относительным тектоническим покоем или прогибанием бассейна, с этапами выполнения долин осадками и формирования аккумулятивных уровней. Дробление при этом совпадает с участками локальных поднятий среди аккумулятивных

равнин. Пример подобного расщепления террасы известен на р. Чу около пос. Берлик (Елисеев, 1961).

Образование расщепленных уровней в ряде случаев может идти и в условиях постоянного по скорости воздымания локальной структуры. Неравномерность врезания при этом обуславливается либо изменением эродирующей силы реки в момент превращения пойменных уровней в надпойменные, либо блужданием русла от одного склона к другому. Возникший таким путем веер расходящихся вверх по течению локальных уровней располагается ниже оси поднятия, в зоне миграции внутренней дельты. Расщепленные уровни, образованные в условиях равномерного локального поднятия и установившегося режима стока, будут весьма близкими по высоте, хотя и многочисленными (Маккавеев и Хмелева, 1961).

Останавливаясь на расщеплении террас в бассейне Кубани, А. В. Кожевников (1962) также отмечает характерную особенность этого явления — дробление уровней ниже оси поднятия — и считает, что выше створа сужения подпор ослабляет, сглаживает колебания уровней, а ниже всякое крупное изменение режима стока, расходов или наносов приводит к образованию локального уровня. Рост структуры считается косвенной причиной расщепления террас. Судя по приведенной А. В. Кожевниковым схеме, расщепление IV надпойменной террасы имеет место строго в осевой части поднятия, а не ниже по течению. Помимо этого имеются случаи расщепления террас перед хребтом — для уровней III надпойменной террасы. Здесь, видимо, имеет место влияние локальных движений на процесс расщепления, а кроме того, и в зонах подпора перед поднятием могут создаваться благоприятные условия для дробления уровней.

Удачный пример расщепления I надпойменной террасы р. Или в районе гор Калкан приведен Л. И. Платоновой. Изменение характера террас р. Или под влиянием тектоники подтверждается значительными деформациями уровней. Вместе с тем приуроченность расщепления к нижней части поднятия позволяет предполагать и влияние экзогенных факторов на дробление I надпойменной террасы.

Четкая фиксация локальных уровней в пределах всего сужения скорее свидетельствует о тектонической причине расщепления. Гидрологические причины расщепления, если они имеют место, весьма различны в зонах подпора и спада. При этом можно ожидать образование не связанных друг с другом вееров локальных террас по обе стороны от створа сужения.

Расхождение соседних уровней на десятки метров, очевидно, возможно только в условиях неравномерного поднятия, когда кратность расщепления соответствует числу импульсов воздымания структуры. Такие примеры расщепления террас могут считаться наиболее «тектонически обусловленными». Они же, пожалуй, более всего подходят для целей познания взаимоотношений эндогенного и экзогенного факторов в процессе формирования рельефа долин.

Таким образом, выделяются следующие основные типы локального расщепления террас, которые можно расположить в порядке

возрастания роли тектонического фактора в их образовании (рис. 31): а) обусловленные деятельностью экзогенных процессов в условиях общего поднятия бассейна (террасы Чуи выше устья р. Куэختанар); б) являющиеся следствием неравномерности экзогенных процессов в условиях постоянного локального поднятия (террасы Кубани у г. Карачаевска); в) связанные с неравномерностью локального поднятия в стадию врезания и образования серии эрозионных или цокольных террас (террасы Западной Двины у г. Краславы); г) связанные с неравномерностью локального поднятия в стадию динами-

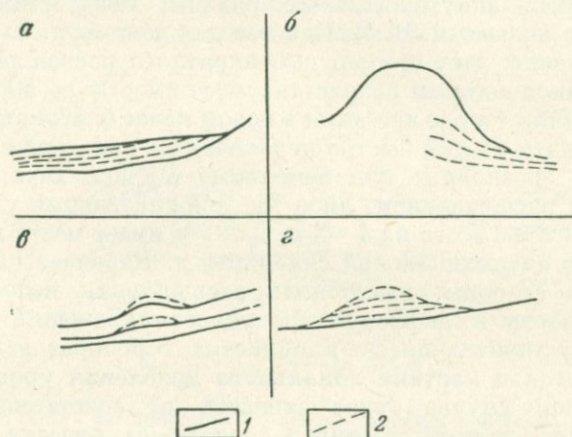


Рис. 31. Типы локального расщепления террас

а — р. Чуи выше устья р. Куэختанар (по Ивановскому, 1956); б — экспериментальное локальное поднятие (по Маккавееву и Хмелевой, 1961); в — р. Западная Двина у г. Краславы (по Мещерякову и Федоровой, 1961); г — р. Чу у пос. Берлик (по Елисееву, 1961); 1 — региональные (циклоновые) уровни; 2 — локальные уровни

ческого равновесия (или накопления) и образования аккумулятивной террасы (или равнины). Например, террасы р. Чу у пос. Берлик.

Возможны случаи дробления уровней, обусловленные совместным влиянием различных факторов. Если допустить, что расщепление может быть создано только скачкообразным поднятием или только динамикой руслового потока, то естественно представить возможность сочетания этих факторов в ходе образования сужения речной долины. Локальное расщепление может быть связано с деформацией уровней, а также с влиянием местных базисов эрозии. Например, в случае пересечения долины активным разломом, обращенным вниз по течению, и разрыва террас, выше дизъюнктива, образуется веер локальных уровней регрессивного врезания. При отсутствии движений в пределах поднятого блока (имеется в виду его абсолютное поднятие) веер террас возникает без какой-либо деформации уровней, только за счет неравномерной регрессивной эрозии. Однако в обстановке перекоса поднятого крыла сброса будет

иметь место сложное сочетание факторов, приводящее к одновременному образованию и деформации локальных уровней.

Расщепление террасового уровня под влиянием локальных тектонических поднятий может происходить только в период формирования данного уровня, т. е. до превращения его в надпойменный на данном отрезке долины. Поэтому в общем случае и при прочих равных условиях амплитуды расщепления, его кратность и выразительность должны быть больше у хорошо развитых аккумулятивных уровней в средних и нижних частях бассейнов, в пределах длительно формирующихся аккумулятивных равнин, предгорных прогибов и межгорных депрессий. В. И. Елисеев для долины р. Чу в пределах Чуйской впадины дает пример шестикратного расщепления 3—8 м террасы с максимальным возрастанием ее высоты до 50 м. Условия для расщепления террас врезания в целом менее благоприятны в виду того, что каждая из них быстро переходит на положение надпойменной. Обычно эрозионные или цокольные террасы характеризуются однократным расщеплением, либо их дополнительные уровни отличаются по высотам всего на 1—3 м, как это имеет место на пересечении Кубанью антиклинальной складки у г. Карачаевска.

С другой стороны, на степень расщепления непосредственно влияют скорость и дифференцированность движений локальных структур, увеличивающиеся в областях горообразования. Таким образом, итоговая картина локального дробления уровней в каждом отдельном случае будет зависеть от сочетания процессов развития всей долины и определенного ее отрезка, от взаимодействия колебаний земной коры и изменений режима жидкого и твердого стока реки.

К числу наиболее подробно охарактеризованных примеров локального расщепления террас относится участок долины р. Западной Двины в пределах Латгальской возвышенности (Мещеряков и Федорова, 1961). Данные о высотах расщепленных террасовых уровней, об изменении положения цоколей и мощностей аллювия при переходе долины Западной Двины от Полоцкой низины к Латгальской возвышенности позволили составить схему расщепления террас этого участка (рис. 32) и приблизительно восстановить взаимоотношение тектонических движений и деятельности реки на разных этапах формирования долины.

I Полоцкая терраса Западной Двины (10—11 м) расщепляется в пределах Латгальской возвышенности на I и II уровни с высотами 14 и 25 м. Обе террасы несут маломощный покров песчаного аллювия, а местами чисто эрозионные. II Полоцкая терраса (20—22 м) расщепляется на III и IV уровни с высотами 32—35 и 40—45 м. Уровни цокольные с мощностями аллювия у г. Краславы до 5—6 м. Высоты паводков и пойменных террас Западной Двины достигают 4—6 м. Учитывая, что средние глубины плесов современного русла равны 4 м, а мощности аллювия террас даже на относительно прогибающихся участках не более 10 м, нормальная мощность аллювия для Западной Двины может быть определена примерно в 9—10 м.

Наиболее высокий (IV) уровень долины надо рассматривать как дополнительный, локальный, поскольку его образование связано с поднятием и выходом из пределов поймы участка цикловой (II Полоцкой) террасы. Образование локального уровня протекало во время пойменной стадии формирования цикловой террасы. Сохранившиеся на IV террасе аллювиальные накопления имеют мощность, равную примерно половине нормы для Западной Двины. Следовательно, поднятие докола и сокращение мощности аллювия на оси Латгальской возвышенности имели место уже в пойменную стадию формирования террасы. Этот процесс не дошел до конечной стадии — до полного уничтожения аллювия и превращения участка террасы

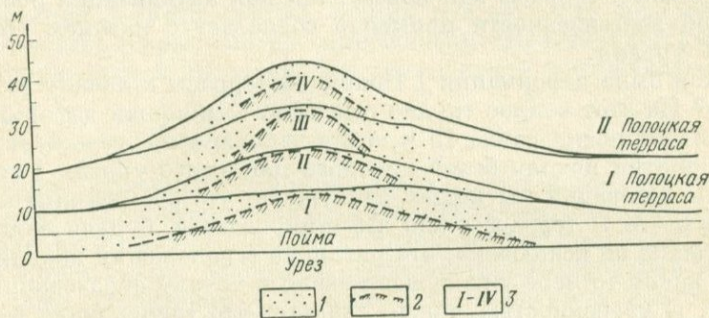


Рис. 32. Схема расщепления Полоцких террас р. Западной Двины в пределах Латгальской возвышенности (по данным Мещерякова, Федоровой, 1961)

1 — аллювий; 2 — доколи; 3 — локальные уровни террас

в эрозионную поверхность; он был прерван выходом уровня из пределов влияния паводков. Трудно сказать, что больше способствовало сохранению аллювиального чехла на террасе: быстрота врезания русла и нарастание высоты поймы или недостаточная способность реки к срезанию выступов коренного ложа и поверхности террасы.

Формирование III уровня, регионального, также протекало в обстановке локального поднятия структуры, результатом чего было значительное повышение докола и сокращение мощности аллювия. Деформация IV уровня относительно III равна 10 м, т. е. примерно соответствует нормальной мощности аллювия Западной Двины. Значит, к моменту перехода III уровня на положение надпойменного разница в мощности аллювия и высотах докола на оси поднятия и за его пределами достигала порядка 10 м, а на участке наибольшего поднятия аллювий был крайне маломощным. На основании этого мощность аллювия III террасы на оси поднятия на схеме показана как минимальная.

Важно отметить, что, несмотря на резкое изменение характера III террасы в стадию ее развития как поймы, деформация ее была незначительной. Об этом свидетельствуют равные величины изменения высот III (цикловой) и II (локальной) террас — 15 м. Переход III

террасы в надпойменную был следствием не локального поднятия, а регионального врезания реки на значительном протяжении. Во время врезания, амплитуда которого равна 10 м, воздымание Латгальской возвышенности не фиксировалось в деформациях террас. Вероятно, оно отсутствовало, или скорости его были незначительными.

Процесс расщепления I Полоцкой террасы в значительной степени аналогичен таковому для II Полоцкой террасы. В период формирования поверхности цикловой террасы до расщепления на оси поднятия шло постепенное воздымание цоколя, размыв аллювия и приближение пойменного уровня к высотному пределу. Впрочем, эрозионный характер уровня на поднятии мог иметь место на всем протяжении формирования террасы как поймы, так как активизация роста Латгальской возвышенности примерно совпадает с началом образования II уровня.

Какой была деформация I Полоцкой террасы к началу ее расщепления? На этот вопрос трудно ответить. Суммарная деформация ее локального уровня равна 15 м, а эта величина соответствует амплитуде поднятия цоколя более молодого циклового уровня I террасы. На этом основании мы можем заключить, что обе деформации синхронны и что II терраса стала деформироваться, будучи надпойменной. Однако не исключено, что различие в положении цоколя I террасы в какой-то мере уже существовало к началу образования этого уровня. С уверенностью можно сказать, что «первичная» деформация II террасы (в пойменную стадию ее развития) не должна была превышать высоту поймы, т. е. 5—6 м, и, следовательно, на долю «вторичной» деформации (в период надпойменной стадии развития террасы) пришлось не менее 10 м.

К моменту выхода из пределов поймы I терраса на оси поднятия была эрозионной, лишенной осадочного чехла. Величина же деформации ее поверхности в этот момент остается неизвестной. Она могла быть незначительной и в то же время могла быть равной современной деформации (4 м), ибо последняя укладывается в амплитуду колебаний пойменных уровней Западной Двины (4—6 м). Можно думать, что в процессе превращения I террасы в надпойменную основная роль принадлежала региональному врезанию (5 м), а не локальному поднятию (максимум 4 м).

Резюмируем вышесказанное относительно развития долины Западной Двины. Превращение цикловых уровней в надпойменные — следствие регионального врезания в бассейне реки. Возникновение локальных уровней — результат прерывистого поднятия Латгальской возвышенности. Не исключено, что частичная деформация уровней имела место в стадии их пойменного развития. Вместе с тем отсутствие подобной «первичной» деформации у III террасы указывает на большую способность водотока к выравниванию пойменных уровней, как путем срезания поднимающегося цоколя, так и посредством аккумуляции на участках относительного прогибания. Интересен факт затухания локального поднятия в эпоху наибольшего относительного воздымания всего бассейна и врезания в поверхность II

Полоцкой террасы. Для периода врезания реки в поверхность I Полоцкой террасы эта особенность не характерна.

Понять механизм расщепления террас в каждом отдельном случае можно лишь при условии, что известны не только крайние значения высот уровней, но и формы их продольных профилей на всем участке расщепления. Помимо этого важны сведения об изменении уровней в плане, сочленении их друг с другом, точные цифры высот цоколей каждого уровня, данные об изменении мощностей и фациального состава аллювия, характеристики половодья, режима твердого стока реки и ряд других сведений. Детальное изучение расщепленных уровней позволяет расшифровать последовательность этапов формирования данного участка долины и в какой-то мере соседних с ним, помогает вскрыть интересные зависимости тектонического развития территории и эрозионно-аккумулятивной деятельности реки.

Сужения долин Алтая

Изучение суженных участков долин Алтая позволяет осветить многие вопросы эрозионно-аккумулятивной деятельности горных рек и проявления в рельефе новейших тектонических движений, а кроме того, помогает понять некоторые особенности формирования рельефа прилегающих территорий и, в частности, межгорных котловин.

Многие сужения речных долин в бассейнах Чуи и Катуня рассматривались как антецедентные. Этим подчеркивалась большая роль поперечных складчатых или блоковых поднятий в образовании сужений. Как отмечал И. В. Корешков, на участке долины Чуи ниже устья р. Чаган-Узун террасы сначала поднимаются, а затем погружаются с общим изменением высот в 60—90 м, что является следствием блоковых движений. Согласно О. А. Раковец, к антецедентным относится ущелье р. Чаган-Узун в 3—8 км от устья Чуи. Большое значение поперечным поднятиям придается также при образовании сужений в долине р. Кызыл-Чин, одного из правых притоков Чуи, в долинах р. Чибитки и ее левых притоков, в долине р. Катуня, ниже устья р. Аккема и около устья р. Кадрин и других (Лунгерсгаузен и Раковец, 1961; Шмидт, 1967).

Участок долины р. Чуи между Чуйской и Курайской котловинами резко делится на две части — выше и ниже устья р. Куэختанар. Для верхнего отрезка характерно непрерывное нарастание высот террас вниз по долине. Если непосредственно ниже устья р. Чаган-Узун долина имеет практически один уровень поймы с высотами до 1 м, то перед устьем р. Куэختанар этот уровень повышается до высоты 15—20 м, а ниже появляются более низкие локальные террасы (рис. 33). Террасы сложены мелкогалунным, галечным и песчаным материалом, отложенным в условиях подпруживания долины крупным обвалом левого склона и мореной ледника боковой долины р. Куэختанар. Расщепление террас и увеличение их высот по мере приближения к перемычке — следствие врезания реки в обвал и морену и распространения вверх волн регрессивной эрозии. Ниже ущели-

стого прорыва в долине р. Чуи прослеживается несколько флювиогляциальных террас, имеющих довольно выдержанные высоты (40—45 м, 10—15 м и 4—5 м). Особенно четко выражен наиболее высокий уровень, образующий плоское днище широкой долины. Некоторое снижение его начинается лишь вблизи устья р. Тьдтугем.

На участке выхода р. Чуи в Курайскую котловину, имеющем протяженность в 3,5—4,0 км, высокая флювиогляциальная терраса долины (40—45 м) сменяется древнеозерной равниной с относительной высотой над руслом до 15—20 м. Это обстоятельство привело к выводам о погружении террасы в сторону котловины вследствие перехода долины от поднятия к опусканию. При этом зона сочленения поднятия и котловины рассматривается как флексура, разлом

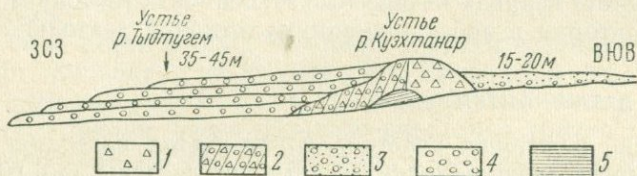


Рис. 33. Схема террас р. Чуи между Чуйской и Курайской котловинами

1 — обвал; 2 — морена; 3 — озерно-ледниковые пески; 4 — водно-ледниковые галечники; 5 — отложения неогена

или система сбросов. Однако деформация террас и их заметное снижение к Курайской котловине отсутствуют. Около устья р. Тьдтугем число террас в долине возрастает до 5—6, причем вниз по долине более высокие уровни постепенно выклиниваются, замещаясь более молодыми и более низкими. Каждый из локальных уровней не снижает свои относительные высоты над руслом, а местами даже несколько увеличивает их. Многократное замещение уровней при не очень четких уступах между ними воспринимается как снижение террас к котловине (рис. 34). Отмеченные особенности террас р. Чуи на рассматриваемом отрезке не характерны для низовых частей антецедентных долин, где поведение террас определяется главным образом тектоникой. Вместе с тем эти особенности вполне объяснимы, если основным фактором образования подобной серии локальных террас считать постепенное снижение базиса эрозии — уровня древнего озерного бассейна Курайской котловины, перекрытого озерными осадками.

Таким образом, все наиболее крупные изменения террас Чуи на участке между котловинами связаны с влиянием экзогенных факторов — обвалов, оледенения, озерного бассейна, а не с поперечным поднятием и деформациями. Антецедентный характер долины не увязывается также с ее большой шириной (≈ 1 км) и хорошей разработанностью. Асимметрия долины и свежие обвалы на ее левом склоне свидетельствуют о значительной роли продольных разломов в ее заложении и формировании. Ущелье Чуи между Чуйской и Курай-

ской котловины представляют собой узкий грабен, разломы которого являются фрагментами Курайского разлома — крупной системы разрывных нарушений Алтая.

Ущелье р. Кызыл-Чин, прорезающее складку в третичных отложениях на северо-восточном борту Чуйской котловины, может считаться антецедентным. Однако более детальное его изучение не позволяет согласиться с подобной оценкой. Веер террас выше ущелья не является следствием их тектонически обусловленного расщепления. Высокие уровни имеют здесь меньшие уклоны, а низкие почти параллельны руслу с увеличенными падениями. Очевидно, складка коренных пород вначале подпруживала долину, создавала условия

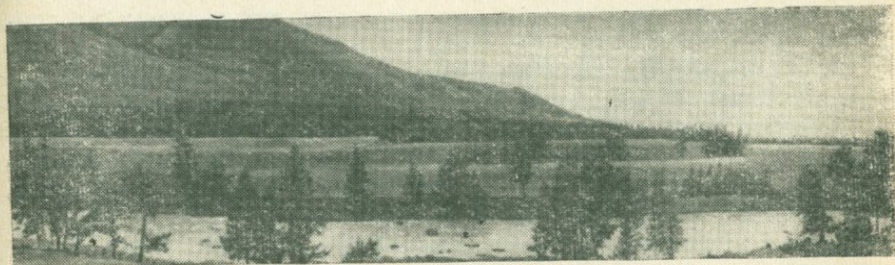


Рис. 34. Расщепление террас р. Чуи у входа в Курайскую котловину

для активной аккумуляции выше сужения. Таким образом, ущелье р. Кызыл-Чин в определенной мере является участком «прорыва». Террасовые уровни в сужении прослеживаются очень плохо, и трудно судить о степени их деформированности. В нижней же по течению части ущелья развиты локальные уровни, снижающиеся и выклинивающиеся перед выходом реки в Чуйскую котловину. Основной причиной этого можно считать регрессию озерного бассейна Чуйской котловины, следы которого отчетливо видны на склонах сужения. С антецедентным развитием ущелья р. Кызыл-Чин не согласуются особенности современного продольного профиля долины. Измерения по карте показали, что падения в ущелье (10—15 м на 7—8 км) значительно меньше, чем на вышележащем участке, расположенном в «зоне подпора» (40 м на 3—4 км). Подобное распределение уклонов указывает на отсутствие активных голоценовых поднятий на участке сужения. Не отрицая роли локального поднятия в образовании сужения долины р. Кызыл-Чин, следует подчеркнуть, что в развитии сужения после образования террасы высотой в 25—35 м поперечные поднятия заметной роли не играли.

Аналогичным путем можно показать, что у сужений в устье р. Чаган-Узун и в долине р. Чибитки антецедентность или вовсе отсутствует, или ничтожна.

Ущелье р. Катунь в районе устья р. Кадрин между Яломанской и Куюсской впадинами внешне обладает всеми признаками антеце-

дентного. Нет основания связывать образование ущелья с продольным разломом или с прорывом подпорного бассейна. Размеры сужения (высота склонов до 600—800 м) не позволяют говорить и о его эпигенетическом образовании. Более того, налицо увеличение высот террас Катуня при входе в ущелье. Тем не менее термин антецедентный в строгом его понимании к рассматриваемому отрезку долины Катуня не применим. Ущелье разделяет две межгорные котловины Алтая, которые являются участками локального прогибания в пределах крупного сводово-глыбового поднятия. Локальность поднятия на месте ущелья Катуня, таким образом, кажущаяся. Строго говоря, не ущелье, а участки долины в котловинах являются антецедентными. Высоты террас Катуня в устье р. Кадрин не изменены локальным поднятием; скорее аномальны по высотам террасы во впадинах.

К антецедентным долинам относятся и долины, расчленяющие тектонические уступы на склонах хребтов. Например, левые притоки р. Чибитки на пересечении северного борта Сарулукульской котловины (Лунгерсгаузен и Раковец, 1961) или левые притоки Катуня на северном склоне Теректинского хребта — долины рр. Юстиха, Башталы, Кастахты, Маргалы и Котанды (Шмидт, 1967). Подобная трактовка происхождения названных долин неверна. Здесь имеют место случаи образования поперечных приразломных ущелий, возникших путем регрессивной эрозии и расчленяющих тектонические уступы. Образование этих долин надо рассматривать как следствие движений по разломам; долины не древнее, а моложе пересекаемых ими линий дизъюнктивных нарушений. Черты антецедентности в рассматриваемых долинах отсутствуют.

Приведенные примеры показывают, что большая часть ущелий рек Алтая, образованных в местах пересечения долинами хребтов или их отрогов, в той или иной степени предопределена продольными разломами и, таким образом, не принадлежит к антецедентным.

Широкое распространение эпигенетических и приразломных сужений не означает, что антецедентные участки долин на Алтае полностью отсутствуют. В качестве примеров сужений, предопределенных в значительной мере поперечными поднятиями, можно назвать долину р. Песчаной на участке пересечения ею западной части Белокурихинского поднятия и долину Катуня выше Уймонской котловины. Отчасти сюда же можно отнести и рассмотренное выше сужение р. Кызыл-Чин. Однако подобных примеров на Алтае немного. Видимо, этому не способствует мозаичная блоковая структура Алтая и значительная унаследованность новейшего тектонического плана.

Типы сужений речных долин

Предлагаемая классификация сужений речных долин имеет следующую основную цель — дать представление об относительной роли тектонического, литологического и эрозионного факторов в образовании основных типов сужений.

Существуют две основные предпосылки возникновения суженных участков речных долин — это влияние на эрозионный процесс литологических различий коренных пород или пассивной структуры и влияние новейших (главным образом четвертичных) тектонических движений. Поэтому в первую очередь целесообразно разделить все сужения на две большие группы — эпигенетические и antecedентные (табл. 7).

Таблица 7

Классификация сужений речных долин

Эпигенетические	Участки перехватов	
	Участки прорыва	
	Глубинно-эрозионные	первичных врезов
		вторичных врезов
	Регрессивно-эрозионные	первичных врезов
		вторичных врезов
Antecedentные	На пликативных структурах	
	На дизъюнктивных структурах	
	С коэффициентом antecedентности $A \geq 1$	
	С коэффициентом antecedентности $A \leq 1$	
	Омоложенные	
	Затухающие	
	С влиянием пассивной структуры	
	Без влияния пассивной структуры	
	С увеличенной плотностью пород	
	С уменьшенной плотностью пород	
На продольных разломах		
Межкотловинные		

Сужения эпигенетических (наложенных) долин образуются при врезании рек в неоднородные по устойчивости породы в результате общего поднятия и возрастания уклонов в бассейне или вследствие увеличения живой силы потока под влиянием климатических изменений. Неодинаковые соотношения между глубиной и боковой

эрозией, зависящие от характера вскрываемых рекой пород, обуславливают различия в ширине долин, во многом предопределяют четковидность их строения. Придолинные участки, сложенные устойчивыми к выветриванию и размыву породами, обычно имеют большие относительные превышения. Поэтому долины на участках пересечения таких пород имеют более устойчивые к размыву и более высокие склоны. В этом заключается двойственное влияние устойчивых пород на долину, имеющее, так сказать, два аспекта — литологический и орографический.

Эпигенетические сужения, возникшие вследствие общего косо́го поднятия бассейна или климатических изменений при врезании на большей части долины, названы глубинно-эрозионными. Их целесообразно разделить на сужения первичных и вторичных врезов. Первые образуются при заложении долин и врезании рек в неоднородные коренные породы. Вторые обусловлены тем, что врезание рек в мощные рыхлые толщи погребенных долин приводит в ряде случаев к вскрытию неровной кровли коренных пород и к отчленению от склонов эрозионных останцов. Участки долин в местах вскрытия выступов фундамента имеют вид сравнительно коротких, но резких сужений.

Примеры эпигенетических глубинно-эрозионных сужений, связанных с первичными врезами, довольно многочисленны. Таковыми являются многие сужения долин европейской части СССР, в частности отрезок долины Оки на пересечении Окско-Цнинского вала. С. С. Воскресенский (1962) рассматривает сужения рек Средне-Сибирского плоскогорья в трапцах как результат влияния на морфологию долин пассивной структуры. Наконец, к этому же типу можно отнести и рассмотренное выше сужение р. Каральвеем.

Классическими образцами эпигенетических глубинно-эрозионных сужений, связанных с вторичными врезами, могут служить сужения долин Забайкалья, врезавшихся в окраинные части котловин (Флоренсов, 1948).

Безусловно возможно и более дробное подразделение эпигенетических сужений двух рассмотренных типов. В каждом из них можно выделить разновидности с положительными аномалиями продольного профиля, без перегиба и с отрицательными аномалиями, что зависит от устойчивости размываемых в данный момент пород и от возрастания эрозионной способности стесненного водотока. При этом общей закономерностью является уменьшение влияния литологии на продольные профили по мере увеличения размера долин. Так, Л. Н. Былинская (1968) сообщает, что в центральной части Средне-Русской возвышенности повышенные уклоны наблюдаются только в сужениях долин с водосборами в 600—2800 км², а в долинах с большими площадями бассейнов перегибы продольных профилей не фиксируются.

В тех случаях, когда имеет место значительное снижение базиса эрозии, вследствие блокового поднятия или снижения уровня приемного бассейна глубинная эрозия распространяется по долинам в виде

регрессивно смещающихся «волн». В результате перехода рек от стадий аккумуляции или равновесия в стадию врезания вскрывается сложная по рельефу и противоэрозивной устойчивости поверхность коренных пород. Эпигенетические сужения, возникающие в ходе подобного углубления долин, можно назвать регрессивно-эрозивными, поскольку процесс их формирования начинается с низовых частей и последовательно охватывает лежащие выше по течению. Стадии развития подобного сужения охарактеризованы в работе по истории долины р. Мсты Ю. А. Мещерякова и М. М. Шукевич (1955).

Если долина реки пересечена разломом, обращенным вниз по течению, на участке относительно поднятого крыла образуется сужение, которое, подобно рассмотренным выше регрессивно-эрозивным сужениям, будет отличаться локальным расщеплением террас, перепадами продольного профиля и т. д. Однако эпигенетическим такое сужение можно считать лишь в том случае, если приподнятый по разлому блок характеризуется только относительной приподнятостью, и в его пределах не наблюдается абсолютных подвижек. Тогда локальные террасы сужения, расходящиеся вниз по долине, не будут деформированными, долина не будет иметь участок подпора перед сужением и, строго говоря, приразломный участок нельзя причислить к антецедентным. Следовательно, среди регрессивно-эрозивных эпигенетических сужений можно выделять разновидности с пассивным и активным влиянием структуры (последние выше участков активного прогибания).

Своеобразными разновидностями эпигенетических сужений являются также участки перехватов и «долины прорыва» (Шукин, 1960). Первые из них представляют собой верховья небольших долин, которые в недалеком прошлом были освоены относительно крупными перехваченными водотоками, и обычно отличаются несоответствием склонов и террас характеру дна и русловых форм. Долины прорыва по механизму образования весьма близки к рассмотренным выше эпигенетическим сужениям, связанным со вторичными врезаниями. Важнейшей предпосылкой их возникновения также является подпруживание долины с выполнением ее мощной толщей рыхлых отложений или с образованием озера. Чем резче подпруживание и значительнее перестройки эрозивной сети, тем более вероятно образование крупных долин прорыва.

Вторая крупная группа сужений объединяет антецедентные участки долин. При выделении типов антецедентных сужений приходится использовать несколько показателей, которые недостаточно четко соподчиняются друг с другом. Та последовательность, которая принята (тип поднятия — степень антецедентности — динамика движения во времени — влияние пассивной структуры), может рассматриваться как одна из возможных. От того, является ли пересекаемое долиной поднятие пликативной структурой (купол, брахискладкой линейной антиклиналью) или дизъюнктивной структурой (горст, взброшенное по разлому крыло), зависит характер деформации речных террас и изменение продольного профиля реки. Имеется также

немало примеров сужений на пересечении складчато-блоковых структур, где сложно сочетаются признаки двух выделенных нами типов antecedентных долин.

Следующим важным показателем является степень antecedентности долины (A). По степени antecedентности выделено два основных типа сужений — с величиной $A \geq 1,0$, сочетающихся с вышележащими участками относительного прогибания, интенсивной аккумуляции и погребения древних аллювиальных отложений, и с величиной $A \leq 1,0$, не имеющие значительного влияния на соседние участки.

Определенный по деформации и высоте одной террасы (даже самой древней) показатель antecedентности еще ничего не говорит о развитии поднятия во времени, об изменениях его влияния на рельеф долины. Для этого необходимо, рассчитать и сравнить значение показателя A для древних и наиболее молодых надпойменных террас. При этом одни сужения будут характеризоваться увеличением показателя A в процессе своего развития (условно их можно назвать «омоложенными»), другие будут отличаться уменьшением показателя A («затухающие»). В качестве примера омоложенного antecedентного сужения можно рассмотреть Спиваковский участок в долине Сев. Донца, где деформации четырех надпойменных террас (с высотами от 10—15 до 50—55 м) примерно равны и измеряются в среднем 15-ю метрами. Если для IV террасы показатель $A = 0,2$ (20%), то для I террасы его величина уже достигает 0,6 (60%).

Уменьшение активности поперечного поднятия во времени не вызывает сомнения, если низкие надпойменные террасы не меняют высот в сужении, а более древние деформированы. В случае деформированности всех террас, о снижении темпов поднятия можно в какой-то мере судить по изменению (уменьшению) коэффициента A . Однако зависимость коэффициента A не только от локального, но и от регионального поднятия (врезания) делает его не всегда пригодным. Если неравномерность общего врезания долины приводит к тому, что равным отрезкам времени соответствуют неравные превышения террас относительно друг друга, значения коэффициента A могут несколько возрастать или уменьшаться при одной скорости поднятия локальной структуры. Надежным показателем динамики поднятия коэффициент A будет лишь тогда, когда региональное поднятие и общее врезание долины будут равномерными.

Для многих сужений долин невозможно определить степень antecedентности ввиду отсутствия или слабой изученности террас в их пределах. «Затухающие» antecedентные сужения весьма трудно отличить от эпигенетических, поскольку нет прямых указаний на активность поднятия. В таких сужениях развитие долины на уровне русла и поймы протекает под влиянием главным образом литологии пород, а роль тектоники отступает на второй план и может вовсе не фиксироваться. Как для эпигенетических, так и для «затухающих» antecedентных сужений могут быть в равной степени характерны такие особенности, как отсутствие переломов продольных профилей,

переуглубления русел, повышение поймы в связи с ростом паводков и т. д. К такого рода сужениям, видимо, относится долина р. Усея на северной периклинали Туймазинского поднятия, где деформации надпойменных террас соседствуют с широкой аккумулятивной поймой.

Практически любое antecedентное сужение характеризуется определенными изменениями литологии коренных пород по сравнению с соседними расширениями. Таким образом литологическое влияние пассивной структуры почти повсеместно. Помимо этого увеличение высоты склонов в сужениях приводит к орографическому влиянию пассивной структуры на долину. Можно полагать, что antecedентные сужения без заметного влияния пассивной структуры — крайняя редкость. В какой-то мере к ним относятся участки долин Западно-Сибирской низменности и Прикаспия на пересечении ими локальных поднятий.

Большинство сужений отличается увеличенной плотностью пород склонов по сравнению с расширениями, что сильно затрудняет определение относительной роли тектонического и литологического факторов в их образовании. Но существуют примеры antecedентных долин, где коренные породы склонов менее устойчивы, чем на соседних участках долины. Примером являются участки долин на некоторых локальных поднятиях в пределах аккумулятивных равнин, где глинистые фации сменяются супесчаными или песчаными. Близкие по характеру сужения описываются в работах Л. К. Зятьковой для Западно-Сибирской низменности, а также для некоторых районов Прикаспия. Для сужений в малостойчивых породах может быть характерно относительное снижение высоты поймы в связи с активным блужданием русла среди песчаных отложений.

Довольно широким распространением пользуются сужения, которые трудно отнести к числу эпигенетических или antecedентных. Это, во-первых, участки долин, заложенные вдоль разломов или совпадающие с узкими grabенами. Они обычно прямолинейны в плане, часто асимметричны и крутосклонны, не отличаются резкими перегибами продольных профилей и деформацией террас. На Алтае к таким сужениям относятся участки долины Чуи между Чуйской и Курайской котловинами, ущелье р. Чибитки, отдельные отрезки долин Коксу и Джасатера в Самахинской котловине. На территории Подуральского плато анализ приразломных участков долин позволил в ряде случаев уточнить типы солянокупольных структур (Сладкопевцев, 1966).

Весьма своеобразно и происхождение сужений в долине Катунь между Яломанской и Куюсской котловинами, которое относится к «межкотловинным». Обладая внешне чертами antecedентного, это сужение образовалось не в результате локального поднятия, а вследствие заложения двух локальных прогибов — котловин. Террасы этого сужения не испытали деформации и, видимо, имеют нормальные для долины высоты. Перепад уклонов в сужении не есть следствие поднятия, а связан в значительной мере с выполаживанием уклонов

выше и ниже по долине. Таким образом, рассматриваемый участок долины Катуня имеет как бы признаки «ложной антецедентности». Строго говоря, антецедентными являются названные выше котловины, а не разделяющее их сужение.

Ограничиваясь перечисленными типами антецедентных сужений, мы не исключаем возможности их более детального подразделения. Как и эпигенетические, они могут разделяться по характеру изменений в продольных профилях русла. В зависимости от влияния различных факторов наибольшие переломы профиля могут наблюдаться в низовых, центральных или верховых частях сужений.

Выводы

1. При определении относительной роли локальных тектонических поднятий в образовании антецедентных сужений долин следует использовать степень (коэффициент) антецедентности сужения для определенного этапа его развития. Степень антецедентности, рассчитанная для данного отрезка времени, представляет собой отношение деформации соответствующей террасы к врезу долины за данный период. Сравнение степеней антецедентности нескольких этапов дает представление о динамике локального поднятия, характере его роста за длительный период.

2. Изучение локального расщепления террас позволяет восстанавливать характер взаимоотношений тектонических движений и эрозионно-аккумулятивной деятельности реки на разных этапах формирования сужения долины.

3. Типы локального расщепления террас, отличные по степени влияния тектонического фактора, следующие: а) обусловленные деятельностью экзогенных процессов в условиях общего поднятия бассейна; б) являющиеся следствием неравномерности экзогенных процессов в условиях постоянного по темпу локального поднятия; в) связанные с неравномерностью локального поднятия в стадию врезания и образования серии эрозионных и цокольных террас; г) связанные с неравномерностью локального поднятия в стадию динамического равновесия (или накопления) и образования аккумулятивной террасы (или равнины).

4. К антецедентным участкам долин часто ошибочно относят эпигенетические сужения, связанные с влиянием пассивной структуры; участки долин, заложенные вдоль разломов или грабенов; сужения, разделяющие активно прогибающиеся межгорные впадины, а также поперечные приразломные ущелья, образованные регрессивной эрозией.

5. В генетической классификации сужений речных долин прежде всего выделяются эпигенетические и антецедентные. Первые включают глубинно-эрозионные, регрессивно-эрозионные, участки перехватов и долины прорыва. Антецедентные сужения подразделяются по динамике движений во времени и влиянию пассивной структуры.

Эрозионно-аккумулятивные процессы на участках слияния долин, освещенные в работах В. В. Ламакина, Н. И. Маккавеева и Р. С. Чалова, имеют специфические особенности, которые необходимо учитывать при изучении неотектоники. Эти особенности, с одной стороны, имеют «гидрологическую природу» и обуславливаются взаимным влиянием основной реки и ее притоков. Н. И. Маккавеев, детально рассмотревший русловые процессы в узлах слияния рек, подчеркивал, что специфика эрозии и аккумуляции определяется соотношением водности и твердого стока сливающихся рек, а также сочетанием амплитуд и сроков половодий. С другой стороны, участки слияния рек часто имеют структурную приуроченность, совпадают с определенными структурными формами — локальными прогибами или точками пересечения разрывных нарушений. Ниже анализируются типы геоморфологического развития участков слияния рек, даются примеры интерпретации опубликованного фактического материала и рассматриваются некоторые дискуссионные моменты этого вопроса.

О механизме аккумуляции в устьях притоков

Изучение разрезв поймы и надпойменных террас в приустьевых частях долин-притоков показывает, что во многих случаях их строение весьма специфично, отлично от разрезв аллювия вышележащих отрезков и прилежащих участков основных долин. Особенности разрезв аллювия в низовьях многих притоков заключаются в их повышенной мощности, общей глинистости и заиленности, в наличии прослоев тонких горизонтальнослоистых осадков, отлагавшихся в условиях длительных пойменных разливов или мелководных озерно-болотных бассейнов. Несомненно, что подобные фации могли образоваться только в обстановке периодического или постоянного подпруживания водотока и что подпор связан с особенностями взаимоотношения притока и основной реки. Вместе с тем факторы подпорного развития приустьевых участков долин довольно разнообразны по природе, масштабам и продолжительности действия. Среди них имеются как тектонически обусловленные, так и не связанные с движениями земной коры. Правильная интерпретация условий осадкообразования в низовьях притоков приобретает таким образом важное значение не только для палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений, но и для изучения новейших тектонических движений, их влияния на эрозионно-аккумулятивные процессы в долинах.

Рассмотрим подпорное развитие низовьев притоков, связанное с переменным гидродинамическим подпруживанием притока со стороны паводка основной реки. Характер подпора здесь зависит от сочетания амплитуд и сроков половодья на сливающихся реках. Поскольку паводки на главных реках обычно выше и продолжительнее, нежели на притоках, подпор в устьях последних в большинстве

случаев совпадает с периодом максимального подъема воды и заливания поймы. Н. И. Маккавеев (1955) относит подобные устья к числу «подпорных» и считает, что для них характерна большая ширина долины на уровне террас и поймы и относительно узкое меженное русло, которое формируется в условиях значительных уклонов и активного врезания. Продольные профили русел в устьях «подпорных» притоков обычно выпуклые, что никоим образом не связано с новейшими поднятиями района и с омоложением эрозионной сети.

В случае подпорного развития приустьевой части притока разрез аллювия должен иметь следующие особенности:

1) достаточную грубость базальных и русловых фаций, отлагавшихся в условиях спада и активного врезания меженного русла;

2) значительные мощности тонкозернистых пойменных осадков в верхних частях разрезов поймы и террас;

3) относительно четкую дифференциацию аллювия, вследствие резкой смены условий накопления русловой и пойменной фаций.

Подпорное развитие имеют низовья притоков среднего Енисея и средней Волги, где влияние подпруживания распространяется на многие десятки километров от устья.

Согласно определению Н. И. Маккавеева, в случае, если половодье на притоках опережает таковое на главной реке, характеризуется повышенными уклонами, расплыванием волны паводка и сопровождается значительной эрозией, устья относятся к типу «бесподпорных». Однако это определение верно, если принимать во внимание только отсутствие паводкового подпора. Для нас же важно то обстоятельство, что активная весенняя эрозия в «бесподпорных» устьях приводит к переуглублению русла и к образованию приустьевых депрессий продольного профиля, который при этом значительно вышоложивается. Следствием переуглубления в половодье является подпорное развитие устьев в межень, когда происходит активное заиливание плесов. Таким образом, явление подпора имеет место и в устьях этого типа.

В отличие от устьев «подпорных в паводок» для низовьев притоков «подпорных в межень» характерны следующие черты разреза аллювия, а именно:

1) значительной глинистостью и заиленностью базальных и русловых фаций;

2) небольшими мощностями пойменных осадков, отличающихся достаточной грубозернистостью, песчанистостью, малым развитием старично-болотных фаций;

3) относительно слабой дифференциацией аллювия снизу вверх по разрезу и в ряде случаев нарушением нормальной смены фаций (перекрытые илистые горизонты плесовых ложбин супесчаными пойменными отложениями).

Активное врезание на участках «бесподпорных» устьев в половодье приводит к сужению долин притоков в их низовьях. Эта закономерность, отмеченная в бассейнах Невы и нижнего Амура, послужила основанием для выводов о прогибании долин основных рек

относительно бассейнов притоков и о развитии в связи с этим регрессивной эрозии по притокам. На самом деле это явление, как и отмеченные выше выпуклые продольные профили «подпорных» притоков, имеет чисто гидродинамический, экзогенный характер.

Явления переменного подпора в половодье или в межень, зависящие от особенностей гидрографа водотоков, не имеют непосредственной связи с динамическими фазами развития основной долины, могут наблюдаться при любой направленности эрозионно-аккумулятивных процессов на участке слияния водотоков. В тех случаях, когда подпорное развитие приустьевых частей долин сочетается с фазами врезания или равновесия в основной долине, механизм подпруживания является чисто гидродинамическим по природе.

Если же гидродинамический подпор имеет место в условиях аккумулятивной стадии развития долины-приемника, отделить его роль от подпруживающего влияния аккумулятивных толщ сложнее. В этом случае помимо расчета переменного подпора необходимо иметь данные о мощностях и фаціальных особенностях аллювия основной реки.

Рассмотрим варианты подпорного развития приустьевых частей притоков, связанные с длительными фазами аккумуляции в пределах всего бассейна или его части. Явления подпора могут иметь здесь широкое распространение, поскольку циклы аккумуляции, как правило, начинаются в основных долинах бассейна и протекают в них особенно интенсивно. В долины притоков «волны» аккумуляции приходят с опозданием и в ослабленном виде. Известны следующие основные причины перехода долин в аккумулятивную фазу развития:

- 1) увеличение твердого стока, связанное с климатическими изменениями (таяние ледников, усыхание климата);
- 2) увеличение твердого стока, связанное с тектоническими движениями (поднятия и усиление сноса в верховьях бассейна);
- 3) уменьшение уклонов, связанное с прогибанием приустьевых участков или прилежащих отрезков основной долины.

Мощности аллювиальных свит, накапливающихся в процессе выполнения долин, как известно, могут достигать сотен метров. В связи с этим масштабы подпора устьев притоков аллювиальными толщами гораздо большие, нежели под влиянием гидродинамического подпора, а мощности фаций подпруживания достигают десятков метров.

Примеры накопления фаций подпруживания в устьях притоков, обусловленного выполнением основной долины мощными водно-ледниковыми и аллювиальными отложениями, имеются в бассейнах рр. Би и Катунь, на Алтае, где были изучены обнажения озерно-аллювиальных осадков в низовьях рек Пыжи, Кебезень, Тулоя, Лебедя и Иши (рис. 35).

Изучение разрезов террас в устьевых частях названных рек показало, что всюду при удалении от основной долины можно наблюдать постепенную смену грубообломочного, валунно-галечного материала более тонкозернистыми горизонтальнослоистыми осадками, слагающими террасы притоков.

Особенно хорошо сохранились озерно-речные осадки в устье р. Тулой, где они непрерывно прослеживаются на 6—8 км от устья. Здесь в ряде крупных обнажений 35—40-метровой террасы вскрыты

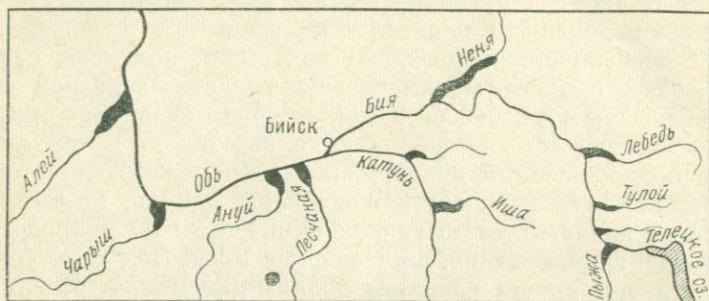


Рис. 35. Распространение подорных устьев притоков Бии, Катуня и верхней Оби

многочисленные чередующиеся горизонты илистых супесей, суглинков и разнозернистых песков общей мощностью до 20—30 м. Верхние части разрезов обычно состоят из песчаного и валунно-галечного материала с размерами валунов до 10—15 см и мощностью до 4—5 м (рис. 36).

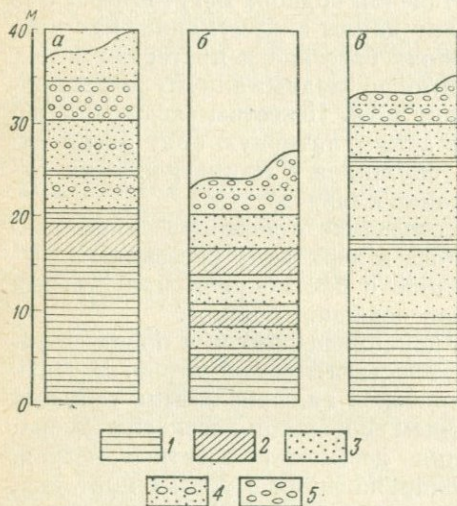


Рис. 36. Разрезы озерно-речных отложений приустьевой части р. Тулой:

а — в 6 км от устья (по С. П. Суслову, 1936),
б — в 4 км от устья; *в* — в 2 км от устья
 1 — илы, глины; 2 — суглинки, супеси; 3 — пески; 4 — пески, гравий; 5 — галька, валуны

Интересно отметить, что современные русла Пыжи, Лебедя, Нени и других притоков Бии испытывают явления подпора в межень, несмотря на общую тенденцию основной долины к врезанию. Подпор обуславливает значительное заиливание русел в устьях, причем в низовьях р. Нени глубокие приустьевые плесы располагаются даже на участках выходов коренных пород. В этом случае можно говорить о чисто гидрологической причине подпора. В связи со значительной зарегулированностью Бии Телецким озером ее паводки часто бывают меньше подъемов воды на притоках. Спад половодья в устьях

последних приводит к переуглублениям в устьях и к подпору в межень, который, кроме того, стимулируется более высокой меженью на Бие по сравнению с долинами притоков.

Подпорным развитием отличались приустьевые участки многих притоков Катуни и верхней Оби в пределах Предалтайской равнины и Бийско-Барнаульской впадины (Адаменко, 1967). В частности, значительная глинистость аллювия и присутствие горизонтов илов отмечены в устье р. Талицы в разрезе II надпойменной террасы (14—16 м); в устье р. Песчаной в разрезе I надпойменной террасы (8—11 м); в разрезах III—I надпойменных террас приустьевых участков Ануя, Чарыша, Алея и Чумыша.

Не отрицая возможного влияния переменного подпора (паводкового или меженного) на осадконакопление в низовьях названных притоков, следует отметить, что основным фактором подпорного развития устьев являются процессы аккумуляции в основной долине. На это указывают повышенные мощности аллювия террас, блокирующих устья притоков. Суммируя высоты половодий Катуни — Оби (4—5 м) и глубины плевов (до 5 м), получаем нормальную мощность аллювия около 10 м. В то же время фактические мощности аллювия для III надпойменной террасы равны 18—28 м, для II — 12—15 м, для I — 20—25 м и для высокой поймы — до 10—15 м.

Явление подпора устьев притоков Бии несомненно связано с выполнением основной долины мощными водно-ледниковыми осадками, т. е. обусловлено экзогенными причинами регионального порядка. Однако известно, что некоторые крупные притоки Бии — Лебедь, Неня, Пыжа — разработали долины в пределах относительно прогибающихся тектонических структур или по зонам разломов. Поэтому нельзя исключать возможность влияния на процессы развития устьев и отрицательных движений.

Трудности в разграничении факторов подпора повлияли на выводы некоторых авторов. Так, повышенные мощности аллювия в долине р. Иньяли (приток Индигирки) связываются М. Д. Эльняновым то с поддруживанием ледниковыми и пролювиальными отложениями, то с прогибанием. Можно также отметить и неточность выводов В. П. Палиенко относительно механизма накопления аллювия Днестра. Увеличение мощностей аллювия голоцена в устьях притоков Стрыя и Сивки связывается с поддруживанием притоков нижележащими локальными поднятиями — Журавненским и Войниловским. В пределах поднятий мощностью аллювия снижается всего на 3—4 м по сравнению со средним для долины (с 14—15 до 10—12 м). Вместе с тем возрастание мощностей выше поднятий достигает 6—10 м (с 14—15 до 20—25 м). Вряд ли поднятия, имеющие малую активность, оказали заметное влияние на притоки. Видимо, возрастание мощности голоценового аллювия определяется также и фактором подпорного развития притоков, т. е. является результатом совместного влияния эндогенных и экзогенных причин.

Как можно видеть из характеристики разрезов в устье р. Тулой смена фаций на участках подпора диаметрально противоположна той, которая обычно наблюдается в разрезах террас (см. рис. 36). Огрубение материала вверх по разрезу отмечено также в разрезе III террасы р. Иши и, видимо, имеет довольно широкое распространение.

Как интерпретировать подобную закономерность? Возможны два варианта накопления относительно грубообломочных фаций выше типично подпорных. В первую очередь, причиной может быть ослабление подпора в обстановке продолжения аккумуляции, выравнивание условий накопления в основной долине и в устье притока. Это в свою очередь должно быть следствием сокращения темпов аккумуляции в основной долине, либо увеличения твердого стока в бассейне притока. В том и другом случае трансгрессивная аккумуляция, продвигаясь к устью, приведет к погребению тонкообломочных фаций под более грубыми. Помимо этого грубообломочные фации, венчающие разрезы, могут являться и отложениями основной реки, так как последняя в процессе выполнения долины нередко смещается в сторону устьевой части притока и перекрывает аллювий последнего.

Примеры подпруживания устьев притоков в процессе заполнения аллювием основных долин известны в бассейнах Волги (Кожеников, 1960), Камы (Борисевич, 1961), Енисея, Индигирки, а также в устьях притоков Лабы (Эльбы) (Balatka, 1966).

Анализ продольных профилей рек вблизи их слияния

Впадение притока может различно влиять на продольный профиль основной реки. Анализируя уклоны р. Чусовой ниже впадения основных ее притоков, Г. И. Горецкий выяснил, что ниже впадения одних притоков уклоны в русле Чусовой возрастали в связи с сужением русла и переполнением его наносами (17 случаев), а другие притоки обусловили уменьшение уклонов основного русла (13 случаев). Согласно Н. И. Маккавееву (1951, 1955), впадение крупного притока, имеющего близкие к основной реке уклоны и характеристики твердого стока, приводит к увеличению эродирующей способности основного водотока и к выполаживанию продольного профиля реки ниже устья притока. В тех же случаях, когда приток имеет значительные уклоны и выбрасывает в основную реку большое количество грубообломочного материала, уклоны последней могут заметно возрастать непосредственно ниже пункта слияния рек. Ярким примером неодинакового влияния притоков на русло реки может служить долина Роны, где ниже равнинных притоков (р. Сона) падения уменьшаются, а ниже впадения горных притоков (Эна, Изер) — возрастают.

При изучении изгибов продольного профиля на приустьевых участках рек помимо указанных закономерностей следует иметь в виду следующее. Выполаживание уклонов ниже впадения крупных притоков не должно иметь вид локальной отрицательной аномалии, быстро сменяющейся вниз по течению большими уклонами. Пониженные уклоны должны сохраниться на большом протяжении (например, до устья следующего притока) ввиду того, что обусловившая их причина — расходы — будут неизменными. Напротив, увеличение уклонов ниже устья притока, связанное с привнесом крупных наносов, обычно строго локально. Вниз по долине эти отложения не рас-

пространяются, создавая область внутренней дельты. В месте выклинивания зоны приустьевой аккумуляции положительная аномалия продольного профиля должна смениться отрицательной, ибо здесь аккумуляция уже не будет задерживать усиленное врезание реки, связанное с увеличением ее расходов. Уменьшение уклонов ниже устья притока приводит к образованию только отрицательной аномалии профиля по сравнению с теоретической его формой, рассчитанной без учета влияния притока (рис. 37, а, в). Увеличение же уклонов ниже устья притока, дающее положительную аномалию, ниже по долине может обусловить возникновение небольшой отрицательной аномалии продольного профиля. Можно видеть, что изменение профиля во втором случае будет несколько сложнее (см. рис. 37, б и г).

Влияние твердого стока притока на характер продольного профиля основной реки определяется не только объемом и крупностью материала, но и соотношением во времени паводков двух рек. Известно, что основной объем грубообломочного материала выносится в устья небольших долин в периоды половодий. В случае, если устье притока в паводок находится в условиях подпора, до русла главной реки доходит лишь небольшая часть твердого стока притока; основной его объем отложится в верхней части зоны подпора, т. е. в боковой долине. Напротив, бесподпорные в паводок притоки имеют возможность выносить в долину основной реки не только весь материал, поступающий с площади бассейна, но также и продукты эрозии паводковых вод в приустьевой части притока. Можно видеть, что понимание механизма образования положительных аномалий продольных профилей рек ниже устьев притоков требует как анализа твердого стока боковых долин, так и определения характера взаимоотношения паводков сливающихся рек. Эти аномалии могут возникнуть в результате выноса материала из верховьев притока (в устьях горных рек), в результате интенсивного размыва, переуглубления устья притока (в случае ярко выраженного бесподпорного развития устья в паводок) или же в результате сочетания того и другого процессов (см. рис. 37, в, г).

Влияние процессов в узлах слияния рек на формирование русла выше по течению следует учитывать при изучении уклонов рек с целью

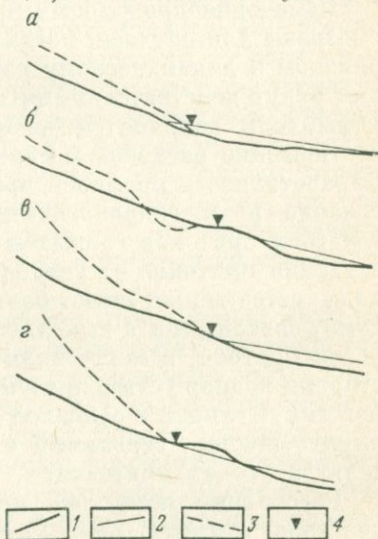


Рис. 37. Изменения продольных профилей на участках впадения притоков:

равнинных (а — подпорного, б — бесподпорного) и горных (в — подпорного, г — бесподпорного)
 1 — профиль реки; 2 — профиль реки без учета влияния притока (исходная кривая для отсчета аномалий); 3 — профиль притока; 4 — слияние рек

выявления тектонических структур. Например, Г. В. Обедиентова совершенно правильно связывает уменьшение уклона Волги ниже устья Камы и ростом расходов. Возрастание уклонов Волги выше устья Камы связано с пересечением рекой Вятско-Улеминского вала. Не исключая возможной тектонической обусловленности возрастания уклонов, следует иметь в виду, что отрицательная аномалия ниже устья Камы сама по себе в состоянии стимулировать увеличение уклонов Волги несколько выше по течению.

Изменения продольных профилей на участках слияния рек рассмотрены для случаев, когда основная река находится в состоянии, близком к динамическому равновесию. Можно думать, что в целом они будут действительными и для неравновесных фаз развития долины, если сохранятся основные факторы, их обуславливающие — соотношение расходов и крупности наносов. Вместе с тем меньшая выработанность профилей врезающихся рек, видимо, осложнит выделение роли гидрологического фактора. Так, перепад уклонов в устьях притоков горных и полугорных рек связан с отставанием врезания притоков от углубления более крупной реки. Такие перепады, естественно, имеют большие масштабы по сравнению с перепадами, связанными с выволакиванием профиля основной реки ниже устья притока, и могут полностью затушевать последние. С другой стороны подпор устьев притоков в условиях преобладания региональной аккумуляции в основной долине может по своим масштабам превышать подпор, связанный с процессом формирования внутренних дельт в устьях притоков.

Рассмотрим несколько примеров тектонической интерпретации участков слияния рек. Г. В. Обедиентова связывает выпуклость продольного профиля р. Б. Черемшан (приток Волги) с наличием поднимающейся новейшей структуры — Борлинской дислокации. О движениях структуры, по ее мнению, свидетельствует и деформация II надпойменной террасы Волги на этом участке. Гидрологический фактор в устьях притоков в низовьях Волги должен способствовать образованию вогнутого профиля, поскольку паводки на притоках проходят раньше волжского, а в межень эти притоки находятся в подпоре. Исключительность аномалии продольного профиля в устье р. Б. Черемшан видна из сравнения его с профилями соседних притоков Волги (рр. Чапаевка, Б. Иргиз и др.), где переломы в устьях не наблюдаются. Очевидно, нет основания сомневаться в выводах Г. В. Обедиентовой относительно тектонической природы повышенных уклонов в устье р. Б. Черемшан.

Крупные притоки Алдана, резко увеличивая водообильность в главной долине, вызывают увеличение крутизны продольного профиля ниже своих устьев (Долгушин, 1961). К таким притокам, в частности, относятся Малый Нимыр, Чуга, Большой Нимыр и Нимгеркан. Одновременно ниже впадения притоков возрастает высота первой надпойменной террасы (ниже устья Малого Нимыра с 6—7 до 11—12 м, а ниже устья Нимгеркана с 3 до 4—4,5 м). Приведенные И. Ю. Долгушиным данные и сделанные им выводы несколько про-

тиворечивы. В самом деле, возрастание расходов ниже впадения притоков должно приводить к усиленному врезанию главной реки и к выполаживанию продольного профиля ниже слияния рек. Некоторое возрастание уклонов возможно лишь выше узла слияния. На наш взгляд, закономерное увеличение падения Алдана ниже впадения притоков логичнее связывать с перегрузкой основного русла грубым материалом притоков. Дополнительные материалы по району как будто подтверждают этот вывод. Все указанные выше притоки являются полугорными и горными реками, текущими в глубоковрезанных (до 400 м) долинах с обилием крутых склонов (до 40°). Нет ничего удивительного в том, что такие притоки способны приносить в основную долину большое количество крупнообломочного материала. Значительную транспортирующую способность притоков и образование ими внутренних дельт отмечает И. Ю. Долгушин при анализе миграции устьев притоков вверх по течению. Его выводы хорошо согласуются с положением Н. И. Маккавеева (1955) о том, что притоки, обладающие значительным твердым стоком, имеют близкие к прямым углы слияния с основной рекой и могут даже приобрести встречное направление.

Если справедливы наши предположения относительно того, что переломы продольного профиля Алдана ниже устьев притоков связаны с разгрузкой крупного материала, то увеличение высот I надпойменной террасы может быть связано с возрастанием водности реки, как об этом пишет и И. Ю. Долгушин. Однако в данном случае нельзя исключать и возможность влияния новейших тектонических движений или пассивной геологической структуры. Например, относительное сужение долины ниже устья притока может одновременно привести к увеличению падений русла и к росту высот поймы или низкой террасы.

Изменение высот поймы и террас при слиянии рек

Изменения высот поймы и террас на участках слияния рек, так же как и неровности продольных профилей, в значительной мере связаны с особенностями экзогенных процессов и поэтому могут показаться «незакономерными» с точки зрения влияния новейших тектонических движений. По Н. И. Маккавееву (1955), распластывание волны паводка в устьях рек и притоков (в последних при отсутствии подпора высоких уровней) приводит к снижению высоты поймы вниз по долинам, и местами к образованию двухъярусных пойм, к расщеплению пойменных уровней. Явления подпора в паводок благоприятны для резкого увеличения высоты поймы в низовьях притоков. Если отмеченные особенности русловых процессов устойчиво проявляются в течение значительного времени, на протяжении ряда этапов развития долины, они отражаются в высотах ряда террас. В то же время изменения гидрологии устья (например, смена подпорого развития бесподпорным в результате климатических изменений) могут привести к значительным отличиям в изменениях высот близких террас,

к нарушению «видимых закономерностей» террасовых спектров приустьевых частей долин.

Анализ высот террас в устьях рек показывает, что не всегда учитывается влияние гидрологических факторов на изменения высот террас.

Ярким примером значительного повышения высот террас в приустьевой части притока может служить долина р. Чусовой. По данным Г. И. Горецкого, высокая пойма Чусовой в низовьях увеличивает высоту с 4,9 до 8,0 м, а I надпойменная терраса с 8,0 до 13,5 м. Автор связывает эти изменения со снижением базиса эрозии в устье реки, т. е. с углублением долины Камы. В то же время данные табл. 6 его работы показывают, что высоты максимальных паводков в устье Чусовой могут на 4—5 м превышать подъем воды выше по течению и что с этим может быть связана разница в высотах террас. Кроме того, рассчитанные автором величины опускания базиса эрозии (2,4 м за 20 тыс. лет) малы, чтобы обусловить указанные выше изменения высот низких террас Чусовой.

Более высокие террасы Чусовой снижаются вверх по долине в значительно большей мере. Согласно Д. В. Борисевичу (1961), снижение относительных высот от устья до г. Чусового (130 км) равно для I надпойменной террасы 10—12 м (с 22 до 12—10 м), для второй — 20 м (с 38 до 18 м) и для III террасы 10 м (с 50 до 40 м).

Увеличение высот террас к устью сопровождается и резким нарастанием мощности их аллювия — в 3—4 раза. Как считает Д. В. Борисевич, неоднократная смена направленности развития долины связана с чередованием ледниковых и межледниковых эпох, причем врезы, соответствующие заключительным стадиям оледенений, сопровождались углублениями только низовьев долины и не проникали в их верховья. Не отрицая роли климатических колебаний, можно видеть, что столь резкое расхождение террас к устью Чусовой является также и следствием особенностей развития долины притока в устье. Чередование эпох интенсивного врезания (возможно, осложняемого явлениями приустьевого переуглубления) и эпох активного накопления аллювия в условиях подпора устья Чусовой аллювием и паводками Камы привело к столь яркой картине расхождения террасовых уровней.

Увеличение высот террас притоков Бии на Северо-Восточном Алтае резко аномальное. В долинах р. Лебедь и его притоков террасы увеличивают высоты в устьях с 12 до 25—35 м и с 18 до 60—100 м. В низовьях р. Нени II надпойменная терраса увеличивает высоты с 4—6 до 16—17 м, а на участке слияния с Бией сочленяется с боровой террасой высотой до 25—35 м. Отмеченные изменения высот террас необъяснимы локальными поднятиями, так как обе долины располагаются в пределах относительно прогибающихся структур (Лебедской грабен и Ненинская депрессия). Они связаны с подпором устьев притоков аллювием основной реки, который в свою очередь обусловлен как региональными причинами (выполнение долины

Бии осадками), так и локальными (относительное прогибание низовьев притоков).

Небольшие горные притоки — Уй и Голубая — впадают в Енисей друг против друга и имеют падения 20—30 м/км (Зудин и Москвин, 1965). В них прослеживается помимо двух уровней поймы четыре надпойменные террасы, дислоцированные мелкоблоковыми подвижками (рис. 38). Все надпойменные террасы относительно хорошо сохранились только в приустьевых частях долин и имеют главным образом докольное и эрозионное строение. Резкие изменения высот террас объясняются только влиянием тектонических движений, активизация которых имела место после формирования II надпойменной террасы. Сложное тектоническое строение района, многочисленные разрывные нарушения, пересекающие долины, безусловно заставляют считать влияние тектоники на развитие долины преобладающим.

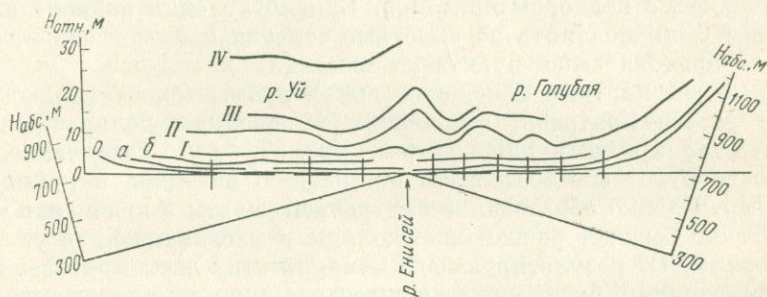


Рис. 38. Строение долин рр. Уй и Голубая (по А. Н. Зудину и В. И. Москвину, 1965)

Продольные профили: а — русла низкой поймы, б — высокой поймы, I—IV — надпойменных террас

Вместе с тем обращает на себя внимание необычная «деформация» высоких террас в устьях двух притоков Енисея, резкое увеличение высот террас именно на приустьевых участках долин — на 10—12 м. В работе нет данных о террасах и осадках Енисея, с которыми должны коррелироваться уровни притоков. Тем не менее можно предположить, что выполаживание профилей террас в устьях в какой-то мере было связано и с подпором основной реки во время аккумулятивных фаз развития речной сети. Для крутопадающих горных долин этот подпор был не столь значительным, чтобы обусловить накопление в устьях мощных рыхлых осадков, и террасы несут маломощный аллювий. Подпор мог лишь повлиять на продольные профили террас, придать им вогнутую форму на участках сочленения с террасами Енисея. С точки зрения влияния экзогенных факторов объяснима «согласная деформация» высоких террас, отсутствие ее на низкой террасе и пойменных уровнях, а также яркая симметрия наблюдаемой аномалии, своеобразной осью которой служит Енисей.

Примеры нарастания высоты поймы или низких террас долины ниже впадения значительных по водности притоков известны на

Печоре, Мезени, Енисее и Ангаре. Увеличение высот террас в рассмотренных случаях можно связывать с ростом паводков в результате возросшей водности рек ниже их слияния с крупными притоками. Видимо, данное явление более характерно для участков повышения эродирующей силы реки и некоторого выполаживания ее продольного профиля, т. е. ассоциируется с отрицательными аномалиями профилей рек ниже устьев притоков. Именно для таких случаев характерно некоторое сужение долин ниже участков слияния под влиянием ускоренной эрозии, что вместе с возросшими расходами способствует увеличению высот паводков. Вместе с тем о прямой связи повышения террас и поймы с усилением вреза ниже устьев говорить нельзя, поскольку эта связь осуществляется через паводковые уровни.

И. Ю. Долгушин, указывая на повышение пойменных уровней рек бассейна Алдана ниже устьев крупных притоков, связывает эту особенность с подпором притоков. Однако явления подпора скорее должны были повлиять на высотные отметки поймы основной реки или ее притока выше пункта их слияния.

Сложная картина изменения высот поймы может наблюдаться ниже устьев притоков, выносящих в основную долину большое количество крупных наносов (см. рис. 37, б, г). Увеличение здесь водности будет способствовать повышению паводков и пойменных уровней. Однако образование внутренней дельты и дробление русла неизбежно вызовет расширение долины и распластывание паводковой волны. От результирующего влияния этих двух противоположных тенденций и будет зависеть поведение аккумулятивных уровней.

Поведение цоколей на участках слияния рек

На участках долин, не имеющих притоков, колебания подошвы аллювия и изменения высоты цоколя поймы или террас можно использовать как показатели новейших тектонических движений, если учтено влияние таких факторов, как различная устойчивость пород к размыву, первичные наклоны и неровности цоколей, а кроме того, введены поправки на срезание цоколя и дополнительное врезание русла. Анализ подошвы аллювия в местах слияния рек еще более усложняется тем обстоятельством, что здесь необходим учет особенностей русловых процессов на участке взаимного влияния двух потоков. Особенности эти заключаются в том, что в условиях длительного динамического равновесия подошва аллювия в устье притока либо сопряжена с соответствующим уровнем реки (на подпорных в паводок притоках), либо несколько понижена в связи с переуглублением в устье (на притоках бесподпорных в паводок). Подобные соотношения фиксируются в разрезах и сохраняются при смене стадии равновесия аккумулятивной стадией развития долин. В эпохи преобладающего врезания крупные реки обычно углубляются скорее притоков, что приводит к образованию висячих устьев, особенно при вскрытии устойчивых коренных пород. В этих случаях цокольность террас и поймы в устье притока проявляется очень ярко и может интерпре-

тироваться как следствие локального поднятия в низовьях притока. Висячие устья притоков при господстве цокольной поймы в долине р. Бахты описывает Л. В. Зорин. М. Жинью и Р. Барбье (1961) также считают возможным образование уступа коренных пород в устье притоков при одновысотности урезом сливающихся рек.

Очевидно, что как отрицательные, так и положительные приустьевые аномалии подошвы аллювия могут быть объяснимы влиянием тектоники только после учета роли гидрологических процессов в устьях притоков. При этом весьма важно установить, охватывают ли эти аномалии прилежащий участок основной долины или строго приурочены к устью притока, так как это позволяет увереннее судить о причинах аномалий.

Переуглубления в устьях бесподпорных в паводок притоков обычно сопровождаются некоторым снижением высот террас и поймы, так как имеет место спад и распластывание паводковой волны. Аналогичная картина (снижение отметок подошвы аллювия и уровней террас) наблюдается и при локальном тектоническом прогибании в устье. Такая «однонаправленность» влияния различных факторов делает задачу их разграничения очень сложной. Столь же сложно интерпретировать и процесс образования висячих устьев, где расхождение террас вниз по долине и их цокольность могут быть следствием как тектоники, так и запаздывания врезания притока.

В случае длительного развития устьевой части притока и образования серии террас изменения цоколей разновозрастных уровней могут иметь «незакономерный» характер в связи с тем, что гидрологический режим менялся от одного этапа к другому. «Незакономерность» будет заключаться в близком соседстве террас с высоко поднятыми цоколями и уровней с мощным аллювием. Поскольку к таким же результатам могут привести и сложные колебательные движения на участках слияния рек, учет специфики экзогенных процессов в ходе структурно-геоморфологического анализа приустьевых участков долин становится обязательным.

Оценка роли приустьевых гидрологических процессов была бы целесообразна для бассейна р. Индигирки, где М. Д. Эльяновым отмечены интересные аномалии в строении террас на участках впадения притоков. Так в устье р. Сарылеха VI и V и III надпойменные террасы имеют повышенные цоколи, на IV террасе отклонений не отмечено, а II терраса отличается переуглублением подошвы аллювия. В устье р. Мачакас цоколи VI и V надпойменных террас опущены на 5 м, цоколь IV террасы выдержан по высоте, а цоколи III и II террас опущены на 5—10 м. Аналогичное положение имеем и в долине Алдана (Долгушин, 1961). В устьях притоков Учун и Алла-Хюнь высоты II надпойменной террасы достигают 40 м, т. е. повышены по сравнению со средними величинами (18—30 м), а высоты цоколя вместо средних 18—25 м снижаются до 10—15 м.

Как указывают П. Д. Букатчук и Б. В. Бурденко, для приустьевой части долины Днестра (к югу от г. Бендеры) характерно снижение высот I и II надпойменных террас и постепенное погружение

поколей. В районе с. Пуркары подошва аллювия II террасы залегает на абсолютных отметках — 8,7 м, а для I террасы и поймы эти отметки соответственно равны — 17 м и 28 м. Эти изменения объясняются только тенденцией района к опусканию. Отсутствие данных о высотах террас и поймы, о мощностях аллювия, отметках уреза реки затрудняет восстановление развития приустьевого участка Днестра. О значительном и непрерывном прогибании низовьев Днестра судить трудно. Террасы здесь не погребены и пачки аллювия не наложены, а вложены одна в другую. Создается впечатление, что процессы врезания, углубления русла в целом преобладали над аккумуляцией и образовали ступенчато снижающуюся подошву аллювия. Такое строение долины вполне объяснимо, исходя из бесподпорного развития низовьев реки и большей роли устьевого переуглубления.

Выводы

1. Особенности строения аллювия на приустьевых участках долин (повышенные мощности и глинистость) связаны с их подпорным развитием. Гидрологический подпор возможен в условиях любой динамической стадии развития долины и обычно имеет ограниченные масштабы. Подпор, связанный с погребением основной долины (имеющим климатическую или тектоническую природу), может приводить к весьма значительным изменениям в строении и мощностях аллювия долин притоков.

2. Случаи огрубения аллювия приустьевых участков снизу вверх по разрезам могут объясняться либо изменением характера подпора, либо смещением в устье притока русла основной реки.

3. Интерпретация изменений продольных профилей рек на участках их слияния требует учета таких факторов, как соотношение расходов рек, объем и крупность влекомого ими материала, высоты и сопряженность паводков, влияние литологии и динамической фазы развития долин, (врез, равновесие или аккумуляция).

4. Учет специфики экзогенных процессов помогает находить причины изменения высот пойм и террас в устьевых частях долин (например, резкого снижения или повышения уровней притоков перед устьями, повышения уровней основной реки ниже устьев притоков, «незакономерного» изменения высот нескольких уровней) и уточняет расчеты деформаций террас. Это целиком относится и к анализу причин изменения высот доколей поймы и террас.

ПОГРЕБЕННЫЕ ДОЛИНЫ

Погребенной долиной считается долина, скрытая под толщей аккумулятивного материала, осадочного или вулканогенного. С. В. Лютцау дает следующее определение: «Погребенные долины — отрицательные формы рельефа, выработанные водными потоками в эрозионную или равновесную фазы развития речных долин, а затем выполненные полностью или частично толщей аллювиальных осад-

ков повышенной мощности или отложениями иного генезиса в такой степени, что рельеф долинного дна предыдущей стадии развития не может быть изучен визуально без применения буровых работ или геофизических исследований».

Понятие «погребенная» долина часто ассоциируется с понятием «древняя». Однако последнее имеет более широкое значение, поскольку не всякая древняя долина является погребенной, но любая погребенная долина — древняя.

Из сводных работ, посвященных формированию погребенных долин, прежде всего следует отметить монографии Г. И. Горещкого (1964, 1966) по истории бассейнов Волги, Камы и Оки в четвертичное время. Большой материал о механизме формирования погребенных долин Среднего Поволжья содержится в работе А. П. Дедкова (1966). Вопросы развития погребенных долин рассмотрены Г. Ф. Лунгерсгаузен (1963) при анализе периодичности геологических явлений и С. С. Воскресенским (1968) в исследовании об этапах развития рельефа в новейшее время.

Однако сводные работы, отвечающие современному состоянию изученности погребенных долин, имеются только для европейской части СССР. Они отсутствуют для Дальнего Востока, Сибири и Средней Азии и даже для такого «классического» района распространения древних долин, как Центральный Казахстан.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ПОГРЕБЕННЫХ ДОЛИН

Несмотря на преобладание аккумуляции, процесс выполнения любой долины сопровождается и образованием многочисленных форм рельефа, как аккумулятивных, так и эрозионных (валы, гривы, старицы, террасы, оползни и т. д.). Большая часть этих форм по мере выполнения эрозионной формы переходит в погребенные или уничтожается, но какая-то часть сохраняется и в рельефе. Поэтому типы или разновидности процесса выполнения долин осадками можно именовать типами морфолитогенеза погребенных долин (Симонов, 1968).

Ледниковый морфолитогенез

Ледниковый тип морфолитогенеза погребенных долин характерен для областей, покрывавшихся древними оледенениями, а также для территорий распространения современных ледников (рис. 39). Наиболее детально он может быть рассмотрен на примере погребенных долин центральной и северо-западной частей Русской равнины.

В бассейнах верхней Волги, Верхнего Днепра, Оки, а также на Валдае и в Прибалтике широко распространены погребенные долины, выполненные маломощными аллювиальными осадками доледникового возраста и чередующимися моренными, водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми отложениями. Морфологически это относительно узкие (до 2—3 км), крутосклонные эрозионные депрессии с амплитудами

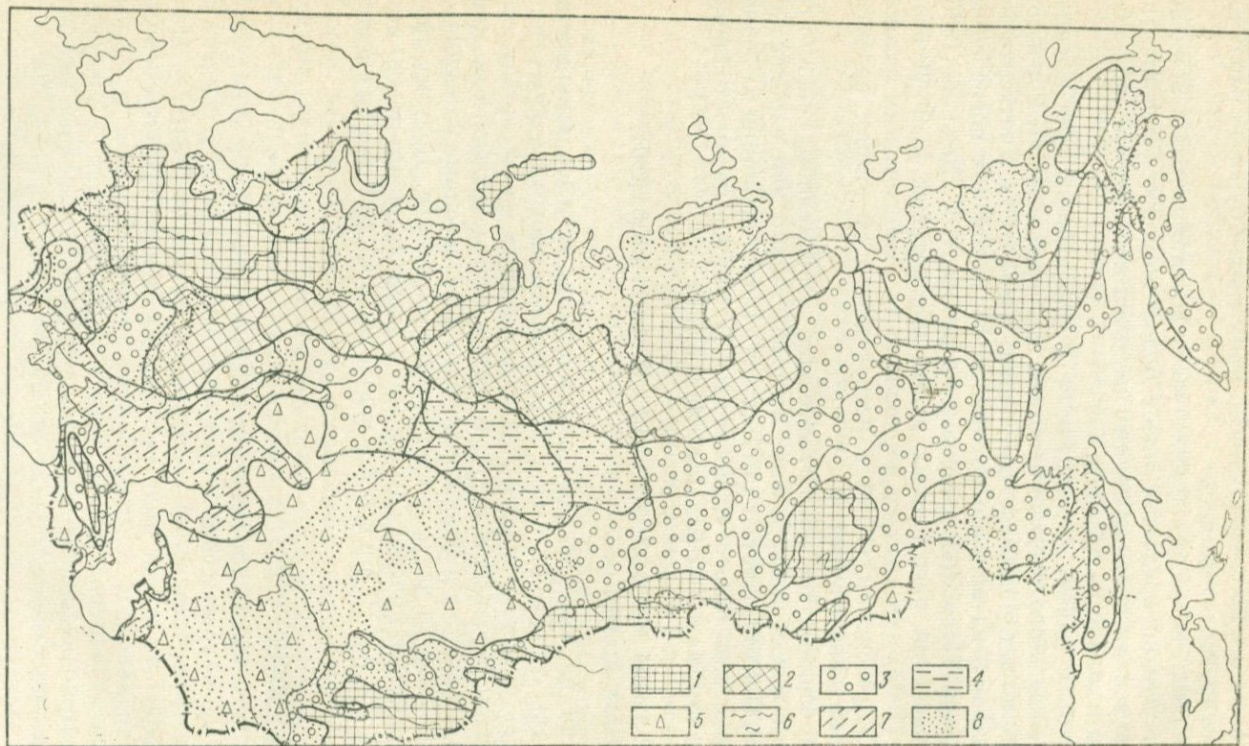


Рис. 39. Основные типы морфолитоге­неза погребенных долин на территории СССР

1 — ледниковый; 2 — ледниковый и перигляциальный; 3 — перигляциальный; 4 — озерно-аллювиальный; 5 — семиаридный; 6 — ледниково-морской; 7 — аллювиально-морской; 8 — районы наиболее активного влияния тектоники

вреза до 150—200 м и более. Выполняющие их моренные отложения образуют один—три горизонта, разделенные водно-ледниковыми осадками. Распространение морены в долинах невыдержанное, местами прерывистое, мощности ее резко меняются от первых метров до 20—40 м (рис. 40). При удалении от долин мощности морены уменьшаются. Образование эрозионных врезов долин связывается со значительными предчетвертичными региональными поднятиями центральных областей Русской равнины (Горецкий, 1964; Исаченков, 1963; Рухина, 1957). Несмотря на то, что региональные поднятия не фиксируются деформациями маркирующих горизонтов и определяются по положению береговой линии моря и по затопленным продолжениям долин (Рухина, 1957), в их существовании трудно сомневаться.

Выполнение предледниковых долин Русской равнины мощными осадками также связывается с региональными тектоническими погружениями. Г. В. Обедиентова отмечает тесную связь аккумуляции в древних долинах верхней и средней Волги с тектоникой. Рассматривая историю погребенных долин Подмосковья, С. М. Шик также объясняет их захоронение опусканиями в первой половине четвертичного периода. В. А. Исаченков (1963, 1967), каждый крупный этап аккумуляции в долинах связывает с определенным периодом прогибания земной коры (рис. 41).

В. К. Гуделис и Э. И. Девятова связывают с тектоникой, а именно с поднятиями, только межледниковые врезы, а процесс выполнения долин считают относительно независимым от направленности движений земной коры.

Значительная роль морены в разрезе древних долин Русской равнины указывает на незначительную зависимость процесса их погребения от тектоники. Оледенения, покрывавшие Русскую равнину и перерабатывавшие доледниковый рельеф, действовали как достаточно самостоятельный рельефообразующий фактор, мало зависящий от тектонической обстановки. Доледниковые долины подвергались в одних случаях экзарации, а в других — выполнению моренным материалом независимо от того, находилась ли та или иная долина в условиях погружения или нет.

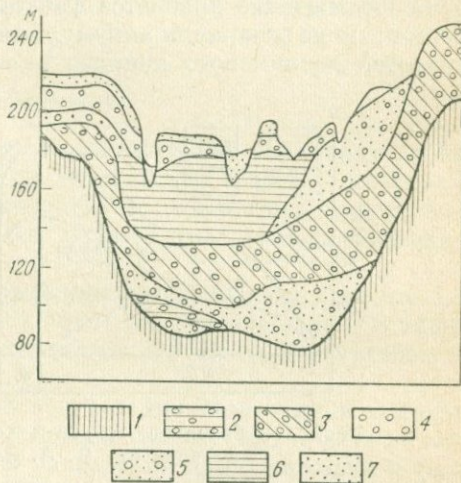


Рис. 40. Разрез погребенной долины (район г. Рославля) (по В. А. Исаченкову, 1963)

1 — дочетвертичные породы; морена; 2 — окская, 3 — днепровская, 4 — московская; 5 — водно-ледниковые отложения; 6 — одицковские озерные отложения; 7 — послеледниковые отложения

Закономерности пространственного распределения моренных отложений и зависимости их мощностей от доледникового рельефа показаны А. А. Асеевым. Автор признает общее нивелирующее значение ледниковой аккумуляции, а с другой стороны, считает, что положительные морфоструктуры (доледниковые эрозионно-тектонические возвышенности) служат «ядрами» аккумуляции, в то время как в соседних понижениях ледниковое выпахивание местами обуславливает пониженные мощности морены. Помимо морфоструктурного фактора большое значение придается фактору зональности ледниковых процессов, смене экзарации аккумуляцией при движении от центральных областей ледникового покрова к его периферии.

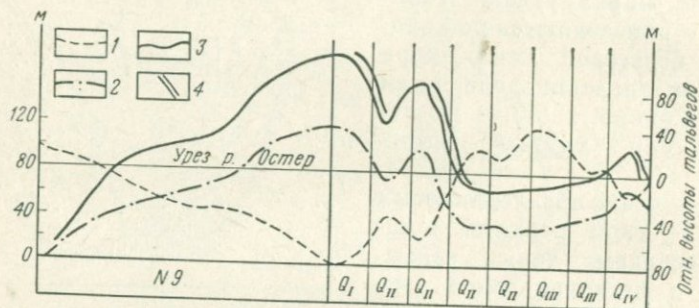


Рис. 41. Развитие долин в течение неоген-четвертичного периода (по В. А. Исаченкову, 1963).

1 — положение тальвега; 2 — изменение глубин долин; 3 — тектонический подъем; 4 — тектоническое опускание

Указания на большие мощности ледниковых отложений в долинах и тектонических депрессиях по сравнению с междуречными относительно приподнятыми участками встречаются в работах Э. И. Девятовой и С. И. Гольца. Это ни в коей мере не свидетельствует о прямой зависимости ледниковой аккумуляции от направленности движений земной коры. Доледниковые долины, развиваясь в соответствии с рельефом коренных пород, достигали наибольших размеров и наименьших абсолютных отметок в депрессиях рельефа. Таким образом создавалась важнейшая предпосылка для преобладания ледниковой аккумуляции в депрессиях и понижениях независимо от характера движений в ледниковые эпохи.

Материал о погребенных долинах ледниковых или древнеледниковых областей Сибири и Средней Азии также свидетельствует о малой зависимости ледниковой аккумуляции от тектонических движений, синхронных с этапом выполнения долин. Погребенные под мощными (100—250 м) моренными осадками долины горных областей Северо-Востока СССР обычно приурочены к областям поднятий и окружающих их депрессий, причем последние являются участками относительного прогибания. Как сообщают А. А. Никонов и М. М. Пахомов (1966), накопление мощных моренных отложений (до 100—150 м)

в бассейне р. Пяндж на Памире не связано с прогибанием территории исследований.

В гляциальный тип морфолитогенеза погребенных долин включается и отложение осадков ледниковыми потоками, текущими по поверхности ледниковых покровов или языков, внутри ледяной толщи или у краев ледяных полей, на контактах льда с коренным ложем или боковыми моренами. Е. В. Шанцер (1951) предлагает применять термин «водно-ледниковые отложения» только к подобным осадкам, а отложения долин приледниковых областей относит к аллювиальным.

Перигляциальные типы морфолитогенеза

Влияние ледниковых эпох на режим стока рек перигляциальных областей, процессы денудации и поступления обломочного материала в долины и на закономерности накопления избыточных по мощности отложений рассмотрено во многих работах, как монографических, так и частных по характеру.

Механизм аккумуляции в приледниковых областях впервые был рассмотрен А. Пенком и Е. Брюкнером на примере Альп. В нашей стране он разработан А. Л. Рейнгардтом, В. П. Ренгартеном и Г. К. Тушинским.

Н. И. Николаев рассматривал водно-ледниковые осадки как один из генетических типов континентальных отложений, отмечая сложность и дискуссионность вопроса разделения аллювиальных и флювиогляциальных фаций. Е. В. Шанцер (1951) подробно охарактеризовал своеобразие режима стока палеорек Русской равнины, имевших ледниковое питание, и фациальные особенности их аллювия — отсутствие пойменных фаций, типичной косой слоистости и значительную глинистость. Отмечая сложное влияние климатических изменений на аккумуляцию в долинах, Е. В. Шанцер полагал, что эти изменения не могут обусловить накопление констративных толщ. Роль климата в погребении долин им признается, хотя и в ограниченных масштабах (Шанцер, 1961, 1966).

Н. И. Маккавеев (1955) показал, что механизм образования террас Волги необъясним как результат чередующихся поднятий и опусканий и что причиной накопления мощных (до 80 м) отложений ледниковых террас Волги могло быть ослабление транспортирующей способности реки и усиленный привнос материала в долину. По отношению к молодым террасам и линии продольного профиля современной реки ледниковые террасы являются «хордовыми», имеют большие уклоны в нижнем течении и меньшие в верховьях долин.

Зависимость образования констративного аллювия верховьев рек Сихотэ-Алиня от холодных эпох плейстоцена рассмотрена А. М. Коротким, который полагает, что повсюду в условиях континентального климата активные тектонические поднятия приводят к большой напряженности эрозионных процессов в бассейнах рек, к несоответствию нагрузки потоков и их транспортирующей

способности и к отложению избыточного аллювия в долинах. Этот процесс рассматривается без связи с климатическими изменениями, как результат только поднятия. Поступление материала со склонов в русло регулируется уклонами бассейна, крутизной его склонов и активностью выветривания на склонах, т. е. климатическими условиями. Поднятие без изменения климата может стимулировать только врезание, углубление долин. Возросший в связи с этим снос материала со склонов явится следствием врезания, будет его тормозить, но не компенсирует полностью. Повышенная же аккумуляция в руслах возможна только при изменении климата в сторону увеличения континентальности. Причиной этого могут быть либо общие климатические изменения (похолодание), либо увеличение высоты бассейнов в связи с поднятием.

Факторы мощной аккумуляции в долинах бассейнов Волги, Камы и Оки рассматривали А. А. Асеев (1960) Ю. А. Лаврушин (1963), Г. И. Горещкий (1964, 1966), А. П. Дедков (1966), А. В. Кожевников (1967). На примере бассейна Енисея эту проблему разрабатывает С. П. Горшков (1966). Из зарубежных авторов, освещавших вопросы обводконакопления и террасообразования приледниковых областей, можно отметить Р. Флинта и Р. Цейнера.

Недостаточная разработанность вопросов, касающихся механизма аккумуляции в долинах приледниковых областей, прежде всего связана с неопределенностью понятия «водно-ледниковые отложения». При употреблении названного термина обычно подразумеваются отложения рек, имеющие ледниковое питание. Однако неясными остаются следующие вопросы:

1. Какую долю (в %) должно иметь ледниковое питание в общем балансе стока реки, чтобы ее отложения «имели право» называться водно-ледниковыми?

2. Все ли особенности осадков, которые называются водно-ледниковыми, обусловлены ледниковым питанием отложившей их реки?

3. Каковы различия между «водно-ледниковыми» отложениями и аллювием долин перигляциальных областей, не имеющих связи с ледниками?

4. Одинаковы ли признаки инстративных, перстративных и констративных «водно-ледниковых» отложений, а если нет, то чем они различаются?

Трудность выделения водно-ледниковых фаций из общего комплекса речных осадков, видимо, предопределила и отношение к ним И. С. Щукина (1960), который считает термин «флювиогляциальные отложения» лишним, поскольку аккумуляция водным потоком мало зависит от характера питания реки.

Поддерживая точку зрения Е. В. Шанцера (1951) и Ю. А. Лаврушина (1963) о целесообразности отнесения «водно-ледниковых» отложений к разновидностям перигляциального аллювия, коснемся вопроса определения признаков этих разновидностей.

Окатанность «водно-ледниковых» отложений не имеет определенных отличий от таковой в аллювии неледниковых зон. С одной

стороны, накопление отложений в верхних частях бассейнов, их близость к областям сноса способствуют увеличению процента слабоокатанных обломков. С другой стороны, мощная обработка отложений (морены) ледником приводит к тому, что ледниковые потоки получают в свое распоряжение довольно окатанный материал. Очевидно, во многих случаях влияние двух отмеченных факторов взаимно компенсируется. По сведениям А. Кайе (1969), песчаный материал водноледниковых отложений в большинстве случаев несколько лучше окатан, чем речные пески. В то же время имеют место и обратные соотношения, причем не выяснены причины больших расхождений в степени окатанности как речных, так и водноледниковых песков (от 5 до 97% неокатанных частиц).

Цементация водноледниковых отложений ледниковым илом в целом является специфической особенностью отложений ледниковых районов. Как известно, вблизи ледников весовая доля илистых фракций во взвешенных наносах достигает 50—70% и больше. Однако содержание «ледниковой муки» снижается вниз по долинам очень постепенно, и без строгих закономерностей, не давая возможности конкретно использовать данный признак для разделения генетических типов отложений. Помимо этого, немало случаев, когда «водноледниковых» отложения почти не содержат в цементе ледникового ила. Это имеет место ниже конечноморенных озер, являющихся прекрасными отстойниками талых вод. Весьма показательны в этом отношении реки северного склона Катунского хребта на Алтае. Одни из них (Аккем, Кучерла) имеют в верховьях озера и поэтому весьма чистые, а другие (Кураган) отличаются большой мутностью. Как отмечает М. И. Иверонова (1967), особенность рек с ледниковым питанием — уменьшение мутности вниз по течению, а особенность неледниковых долин (по крайней мере в горах) — нарастание мутности к низовьям. Учитывая эти закономерности, нижней границей распространения внеледниковых фаций (перигляциального аллювия) можно было бы считать участки ледниковых долин, где направленность в изменении мутности меняется. Очевидно, такие участки выделяются лишь при закономерном измерении твердого стока.

Особенности фациального состава «водно-ледниковых» отложений могут считаться важнейшим критерием осадков этого генетического типа. Преобладание в разрезах ледниковых рек русловых фаций связывается с тем, что среднегодовые расходы рек приближаются к максимальным, паводковым, а условия для образования поймы и отложения мощных пойменных фаций отсутствуют. При удалении от ледников режим стока рек во многих случаях меняется на паводково-меженный, и аллювий дифференцируется на основные фации.

По данным Б. В. Фащевского, в долине р. Чуи на Алтае в районе пос. Белый Бом паводки начала июня (весенние) и конца августа (летние) примерно одинаковые. Современная пойма на этом участке долины достигает высоты 1 м, а пойменный аллювий имеет прерывистое распространение и достигает мощности 0,3—0,4 м. По всей вероятности, участок долины Чуи у пос. Белый Бом является

переходным. Выше ледниковые паводки превышают снеговые, а аллювий русла и поймы может считаться перигляциальным. Ниже распространен современный горный аллювий с маломощной, но все же четко выраженной пойменной фацией. Интересно, что для рассматриваемого участка долины доля ледникового питания равна 18—20%. В низовьях р. Чуи и ниже по долине Катуня летние паводки значительно уступают весенним, которые в многоводные годы имеют высоты 5—6 м (см. рис. 24). В связи с этим цементация ледниковым илом оквывает русловые фации, а пойменные представлены рыхлыми песками с гравием и галькой. Можно видеть, что влияние мутности ледниковых потоков на цементацию отложений в определенной мере подчинено режиму реки. Ниже «гидрологической» границы распространения «водно-ледниковых» отложений верхние горизонты аллювия горных рек лишены цемента.

Фациальный состав толщи при смене перигляциального аллювия осадками внеледниковой области будет заметно меняться, если сокращение доли ледникового питания в жидком стоке приводит к изменению гидрографа реки, как это имеет место в большинстве горных районов. В тех же случаях, когда реки внеледниковых областей по характеру гидрографа близки к ледниковым потокам, фациальный состав аллювия не может служить признаком для разделения рассматриваемых типов аллювия. Как показал Ю. А. Лаврушин (1963), на таких реках субарктического пояса, как Индигирка, современный аллювий русла и поймы фациально приближается к перигляциальному, хотя это связано с климатическими особенностями бассейна, а не с перигляциальным его положением. Можно видеть, что и фациальный состав, как окатанность и цементация, не является достаточно надежным критерием при выделении разновидностей аллювия и может использоваться только в отдельных случаях.

Таким образом, можно отметить, что для речных отложений районов современного оледенения, имеющих пониженную или нормальную мощность, разделом между перигляциальными и обычными аллювиальными фациями можно считать участки долин с равными высотами весенних и летних паводков и с появлением маломощного и нецементированного горизонта пойменных отложений. Специфической водотоков, аккумулирующих перигляциальный аллювий, является не просто ледниковое питание, а та его доля, которая обуславливает превышение ледниковых подъемов уровня над снеговыми или дождевыми. Для долины Чуи эта доля равна примерно 20%, но, видимо, она может варьировать в зависимости от климатических особенностей районов оледенения.

Гидрологический критерий выделения перигляциального аллювия применим при изучении современных долин, поскольку точная оценка характера питания палеорек пока невозможна. С другой стороны, этот критерий удобен больше для горных областей, где перигляциальные области приурочены к определенным высотным поясам, а их внешние границы находятся выше или примерно совпадают с теми участками долин, где происходит изменение характера питания

и режима стока рек. В районах покровного оледенения равнин наблюдалось иное положение. В пределах платформенных равнин перигляциальная зона была весьма обширной, охватывала значительные части крупных речных бассейнов. В связи с этим ледниковые составляющие теряли свое доминирующее положение в стоке рек задолго до того, как эти реки выйдут из пределов перигляциальной области. Таким образом, характер питания палеорек не может служить признаком выделения перигляциального аллювия.

Итак, трудно найти показатель, который позволил бы уверенно выделять в перигляциальном аллювии два типа — аллювий рек, имеющих ледниковое питание, и аллювий рек, доля ледникового питания которых незначительна или равна нулю. Вывод, очевидно, распространяется и на констативные аллювиальные толщи перигляциальных областей, которые также трудно разделять по перечисленным выше признакам. Однако механизм накопления мощных аллювиальных отложений и погребения перигляциальных долин различен в зависимости от определяющих факторов избыточной аккумуляции — поступления материала непосредственно от ледника и морен или со склонов и из долин притоков. Поэтому в основу разделения аллювиального морфолитогенеза при выполнении долин перигляциальных областей положено соотношение «ледниковой» и «неледниковой» составляющих твердого стока потоков.

Аллювиальный морфолитогенез с преобладанием ледникового материала. Рассматриваемый тип морфолитогенеза связан с отложением материала талыми ледниковыми водами в непосредственной близости от края ледника. В зависимости от характера оледенения и рельефа подстилающих пород мощное осадконакопление приводит к образованию плоских конусов, наклонных равнин или широких террас. Все эти формы получили в литературе название «зандров» (лопастных, конусообразных, прибрежных или долинных). Поэтому и тип морфолитогенеза при образовании погребенных долин, который связан с выполнением депрессий зандровыми отложениями, удобно называть «зандровым». Типы зандровых равнин и механизм их образования рассмотрены Ю. А. Лаврушиным (1963) и А. А. Асеевым; ряд интересных работ посвящен им и в зарубежной литературе (Seret, 1965; Augustowski, 1967).

Проксимальные границы распространения зандровых отложений в большинстве случаев довольно отчетливы. Значительно сложнее отбить дистальные границы отложений зандров, определить участки погребенных долин, где поступление материала от ледника уступает свое место неледниковой составляющей твердого стока.

Характерной чертой зандровых отложений является нарастание их мощности по мере движения к верховьям ледниковых долин и максимумы мощностей вблизи конечных морен (рис. 42). А. В. Кожевников (1962) отмечает, что мощность «водноледниковых» отложений террас Теберды и Кубани при движении вверх по долинам увеличивается. Аналогичную закономерность в изменении мощности водноледниковых осадков отмечает для Восточного Саяна и М. Г. Грос-

вальд (1965). Эта закономерность связана с тем, что перегрузка ледниковых потоков наносами и их гидравлические уклоны максимальны вблизи ледников и снижаются при удалении от них. Помимо этого важным фактором избыточного осадконакопления в пределах зандровых полей является и аккумулятивная деятельность ледника или просто его присутствие в долине. Заполнение верховьев долины льдом или мореной и резко обрывающиеся концы ледников или склоны конечноморенных гряд способствуют образованию резкого перегиба или «входящего угла» в продольном профиле долины, который уничтожается отчасти врезанием водотоков в морену и отчасти путем аккумуляции (см. рис. 42). Эффект выравнивания транспортирующей способности ледниковых потоков распространяется вниз по долине на расстояние, которое зависит от мощности ледника, высоты конечных морен, механического состава зандровых отложений и мощности водотоков. Если бы ледниковые потоки получали обломочный материал только в результате перемыва морены, уменьшение мощности осадков зандров происходило бы довольно быстро вплоть до полного выклинивания избыточной

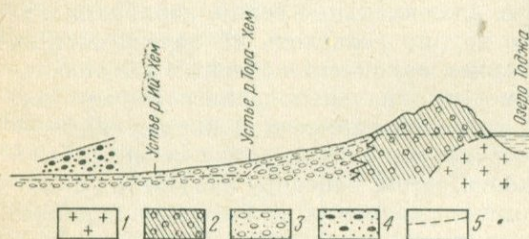


Рис. 42. Флювиогляциальные террасы в долине рр. Тора-Хем—Ий-Хем (по М. Г. Гроссвальду, 1965)

1 — коренные породы; 2 — морена азасского оледенения; 3 — флювиогляциальные отложения азасского оледенения; 4 — то же кахемского оледенения; 5 — урез реки

распространяется вниз по долине на расстояние, которое зависит от мощности ледника, высоты конечных морен, механического состава зандровых отложений и мощности водотоков. Если бы ледниковые потоки получали обломочный материал только в результате перемыва морены, уменьшение мощности осадков зандров происходило бы довольно быстро вплоть до полного выклинивания избыточной

мощности. В этом идеальном случае границей водноледниковых зандровых и аллювиальных перигляциальных отложений явился бы предел распространения по долине избыточных мощностей осадков террас (разумеется, при отсутствии тектонического влияния). Однако питание водотоков наносами осуществляется и за счет приноса их со склонов, а ниже и за счет неледниковых притоков. Неледниковая составляющая твердого стока также уменьшается вниз по долинам, но более медленно. На определенном расстоянии от конечных морен ледниковая и неледниковая составляющие становятся примерно равными. Этот участок и может считаться пределом распространения осадков зандра (рис. 43).

Возрастание крупности материала зандров вверх по разрезу представляет собой результат трансгрессивной аккумуляции, которая идет в условиях приближения края ледника, усиления темпов аккумуляции и нарастания уклонов ледниковых потоков. Нарастание мощности зандров является ярким примером некомпенсирующей аккумуляции, обусловленной особенностями экзогенных процессов. Однако примерно такие же условия аккумуляции, прогрессирующей во времени, могут иметь место и в неледниковых долинах перигляциальной области. Накопление аллювия в условиях увеличива-

ющего обломочного материала в русло приводит к тому, что вышележащие констративные фации будут грубее нижележащих перестативных (Карташов, 1958). Поскольку трансгрессивная аккумуляция в зандрах и прогрессивная в долинах неледниковых потоков может образовывать сходные разрезы с огрубением материала снизу вверх, рассматриваемый признак не может считаться характерным, «руководящим» только для зандровых толщ.

Рассматривая экзогенные факторы накопления мощных зандровых толщ, нельзя забывать о возможности их сложного сочетания с тектоникой. Везде, где перигляциальные области охватывают территории с различной направленностью движений, отделить влияние экзогенного фактора на изменение мощностей водноледниковых отложений

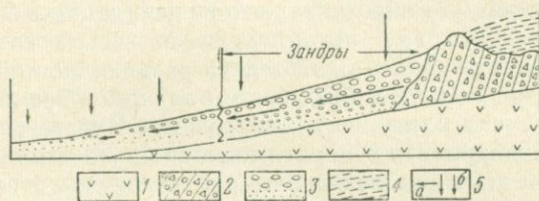


Рис. 43. Схема образования констративных аллювиальных толщ перигляциальной области

1 — коренные породы; 2 — морена; 3 — перигляциальный аллювий, 4 — ледник, 5 — ледниковая (а) и неледниковая (б), составляющие твердого стока

от влияния тектоники очень трудно. Это имеет место и на равнинных территориях, но особенно велики они в горах и предгорьях, где проявление всех факторов осадконакопления наиболее яркое. Предгорные наклонные террасы перед Скалистым хребтом Северного Кавказа снижаются к северу. Их относительные высоты вблизи конечных морен равны 80—100, 45—75, 10—30 м, а в предгорьях все эти уровни практически сливаются. Причина снижения уровней — однонаправленное влияние тектоники и экзогенных процессов, однако тектонический фактор здесь играет, по-видимому, решающую роль. Об этом говорит сокращение мощности террасовых отложений при движении к моренам и перекрытие валунно-галечных отложений суглинистыми в верхах разрезов. Такие признаки не характерны для долинных зандров, образовавшихся путем «некомпенсирующего» накопления осадков. Так, изменение характера террас Алтая особенно ярко выражено вблизи морен, а на участках, переходных к котловинам, проявляется слабо (Ивановский, 1967). Видимо, такая закономерность — следствие влияния экзогенных факторов, так как трудно предполагать наличие максимальных градиентов тектонических движений вблизи морен, т. е. в пределах поднятий.

Аллювиальные отложения зандров довольно широко распространены в разрезах погребенных долин севера и северо-запада Восточно-Европейской равнины. Налегая на моренные образования или

переслаиваясь с ними, осадки ледниковых потоков достигают мощности 30—40 м, т. е. значительно превышающие нормальные для данной территории. К областям широкого распространения зандров уверенно можно отнести территории, лежащие в границах оледенений и непосредственно примыкающие к этим границам. По мере движения к югу и юго-востоку лопастные, а затем и долинны зандры переходят в террасы перигляциальной области.

Аллювиальный морфолитогенез с преобладанием неледникового материала. Как уже отмечалось, непосредственное влияние ледников на осадкообразование в долинах перигляциальных областей постепенно ослабевает при удалении от края ледникового покрова. В связи с этим трансгрессивное накопление отложений зандровых полей сменяется прогрессивным накоплением перигляциального аллювия, зависящим от общего характера денудации в бассейне реки. В долинах с ледниковым питанием часто весьма затруднительно разделить области накопления этих двух разновидностей констративного аллювия, поскольку и без участия ледников возможно отложение аллювия, очень близкого к зандровому. Вместе с тем примеры потребленных неледниковых перигляциальных долин и отличия выполняющего их аллювия позволяют рассматривать этот тип морфолитогенеза как самостоятельный.

Каково распространение долин, погребение которых не было связано с трансгрессивной аккумуляцией зандрового типа? Для европейской части СССР на этот вопрос ответить очень трудно вследствие недостатка материалов о влиянии твердого и жидкого ледникового стока на процесс накопления избыточных по мощности аллювиальных толщ на всех перигляциальных территориях. Мощности аллювия зандров должны последовательно нарастать вверх по долинам и становиться более грубыми по разрезам. Такое строение перигляциального аллювия для террас Волги, Камы, Вятки, Днепра, Дона и их притоков нехарактерно. Террасы Волги и Днепра, связанные с эпохами оледенений, являются «хордовыми» по отношению к современным продольным профилям. Такие же террасы описывает для многих небольших долин Казанско-Куйбышевского Поволжья А. П. Дедков (1966). Особенностью хордовых террас является то, что их высота вверх по течению сначала нарастает, а затем снижается до полного выклинивания. Эта черта характерна для перигляциальных террас, но не для приледниковых долинных зандров.

Говоря о причинах избыточной аккумуляции в долине Волги, Н. И. Маккавеев (1955) подчеркивает только роль похолодания и увеличения континентальности, а не влияние ледников. Влияние же похолодания, по его мнению, приводит к максимальной аккумуляции в средних частях долин, а не в верховьях, как это имеет место при формировании зандров.

Возрастание грубости материала III надпойменной (рисской) террасы Волги снизу вверх по разрезу можно связывать не только с трансгрессивной зандровой аккумуляцией в условиях наступания ледника, но и с нарастанием темпов денудации в перигляциальных

бассейнах при изменении климата в сторону похолодания и усиления континентальности. На эти особенности констративного аллювия обращали внимание И. П. Карташов (1958). А. М. Короткий (1965) связывает с похолоданием и усилением континентальности выполнение грубообломочным констративным аллювием многих долин Приморья.

Не исключая значительной роли ледников в питании рек и влиянии режима половодья на специфику фациального состава аллювия, следует подчеркнуть, что вопрос о непосредственном влиянии ледников на погребение долин требует дальнейшей разработки. Для территории Русской равнины это влияние, видимо, имело относительно скромные масштабы.

Неледниковый перигляциальный аллювий характеризуется присутствием большого количества местного материала, слабо переработанных отложений, поступивших в русло со склонов и из бассейнов многочисленных мелких притоков. Эта особенностью также должна отличать мощные толщи неледникового аллювия от зандровых отложений, в которых преобладает материал верховьев.

Констративный перигляциальный аллювий террас Енисея характеризуется субгоризонтальной слоистостью, преобладанием взвешенного материала и имеет формулу $b > c > a$, где b — взвешенные, c — растворенные и a — влекомые наносы. По составу он весьма однообразный, главным образом супесчаный и алевритовый (Горшков, 1966). Это является следствием перегрузки рек наносами, интенсивного их блуждания, почти полного отсутствия донного перемещения материала, а также снижения среднегодовых расходов и уменьшения скоростей течения. Говоря об увеличении количества обломочного материала, поступившего в долину Енисея, С. П. Горшков не уточняет его происхождение, но, называя террасы водноледниковыми, подразумевает преобладание ледниковой составляющей в твердом стоке. Между тем трудно говорить о террасах Енисея как о долинных зандрах в связи с их малыми уклонами, отсутствием огрубения материала вверх по разрезам и преобладанием в осадках взвешенного материала. Их отложения следует относить к перигляциальному аллювию реки с преобладанием неледникового материала в твердом стоке.

В разрезах террас Енисея С. П. Горшков выделяет также «нормальный» аллювий надпойменных террас и межледниковый аллювий, которые имеют формулы соответственно $a > b > c$ и $c > b > a$. Однако неясно, можно ли считать нормальный аллювий надпойменных террас, подстилающий перигляциальный, межледниковым? Если да, то почему его формула резко отлична от таковой для межледниковых осадков? Если же нет, то неясно, когда и в каких условиях шло образование этого аллювия.

Механизм накопления констративного аллювия перигляциальных областей в условиях преобладания неледникового материала в твердом стоке рек в целом более разнообразный и сложный, нежели процесс накопления зандровых осадков. Последний подчинен в основном

динамике ледникового покрова, в большинстве случаев имеет относительно четкую направленность и пространственную локализацию. С другой стороны, удаленность неледниковых долин от края оледенения, их различные ориентировка и размеры, влияние литологии бассейнов и, наконец, неотектонические движения создают большое разнообразие условий накопления мощных толщ перигляциального аллювия и погребения долин.

Озерно-аллювиальный морфолитогенез (приледниковых подпорных бассейнов). Покровы материкового оледенения северного полушария не только питали многочисленные реки перигляциальных областей, но и подпругивали те из них, которые до наступления ледников текли в сторону центров оледенения. В результате образования весьма обширных приледниковых бассейнов, временных и слабoproточных, доледниковые долины выполнялись специфическими озерно-аллювиальными отложениями значительной мощности.

На большую роль ледникового подпора в накоплении избыточных по мощности осадков Западной Сибири указывали Е. А. Дидрихс и др. (1961). Е. П. Зарина, Ф. А. Каплянская и др. (1961) также коррелировали с оледенениями этапы осадконакопления и выполнения долин Западно-Сибирской низменности. Краткую, но наиболее полную сводку материалов по строению и условиям формирования перигляциальных озерно-аллювиальных отложений в условиях ледникового подпругивания дал Ю. А. Лаврушин (1963), который привел данные о распространении подобного рода осадков и погребенных долин не только в пределах Западной Сибири, но также в бассейнах Лены, Немана и Вислы.

Делювиально-солифлюкционный морфолитогенез. Специфика распространения делювиально-солифлюкционного морфолитогенеза — приуроченность к верховьям крупных долин и к многочисленным малым долинам перигляциальных областей, где интенсивное поступление материала со склонов в значительной мере подавляло русловую деятельность линейных водотоков и обуславливало выполнение эрозионных форм главным образом неаллювиальными осадками.

Н. И. Маккавеев отмечал, что в нивальном климате верховья долин иногда полностью заплывают «солифлюкционным коллювием». В трудах Ю. А. Лаврушина (1965) и Е. В. Шандера (1965) при рассмотрении делювиальных отложений особо выделяется их связь с перигляциальной обстановкой.

Погребение долин под склоновыми отложениями связано, по мнению А. П. Дедкова (1966), с процессами выколаживания склонов в перигляциальных областях, идущими во много раз интенсивнее, чем в гумидном климате, и затухающими только при углах наклона в $1-2^\circ$. Следствием этого в значительной мере является большая роль склоновых отложений в разрезах четвертичных толщ бассейна средней Волги и господство их в разрезах малых долин и балок (рис. 44).

Выполнение склоновыми солифлюкционными (маревыми) отложениями верховьев долин характерно для Забайкалья (Симонов, 1967). В результате солифлюкции смещение материала на склонах крутиз-

ной 3—5° достигало в верхнем плейстоцене 200—360 м, чего вполне достаточно для выполнения довольно крупных падей и логов. При этом важно подчеркнуть, что повышение мощности (до 30—40 м) маревых отложений не могут служить доказательством проявления новейшей тектоники, а связаны с процессом максимальной деградации мерзлоты в периоды, предшествующие климатическим оптимумам межледниковья.

Итак, отложения склонов при благоприятных условиях могут не только влиять на строение перигляциального аллювия, но и выполнять небольшие эрозионные формы, т. е. процесс захоронения под ними долин можно отнести к самостоятельному типу морфолитогенеза погребенных долин перигляциальных областей.

Долины, погребенные под делювиально-солифлюкционными отложениями, довольно широко распространены в перигляциальных областях европейской части СССР, Урала, Забайкалья, Восточной Сибири, а также в некоторых зарубежных районах (Paterson, 1966; Marosi, 1965).

В зависимости от сочетания факторов осадконакопления мощности склоновых отложений, а следовательно, и размеры погребения долин меняются. Так, для территории Русской равнины они достигают максимум 15—20 м, для Енисейского кряжа 10—20 м, на Урале и в Забайкалье — 30—50 м, в Туве — 30 м, а для гор Северо-Востока СССР — 50—100 м. Видимо, размеры аккумуляции возрастают главным образом по мере роста расчлененности рельефа и увеличения глубины долин и по мере усиления перигляциальных черт климата. Максимумы мощностей склоновых отложений наблюдаются при благоприятном сочетании этих факторов.

При геоморфологическом анализе бассейна р. Колымы (Хворостова, 1967), накопление межледниковой, эльгинской, толщи связывается с прогибанием территории. Более точно образование этих осадков можно связывать с концом межледниковья, т. е. с эпохой похолодания климата и наступания ледников. Все изученные разрезы эльгинской толщи характеризуются огрубением материала снизу вверх. В связи с этим напрашивается вывод, что в процессе

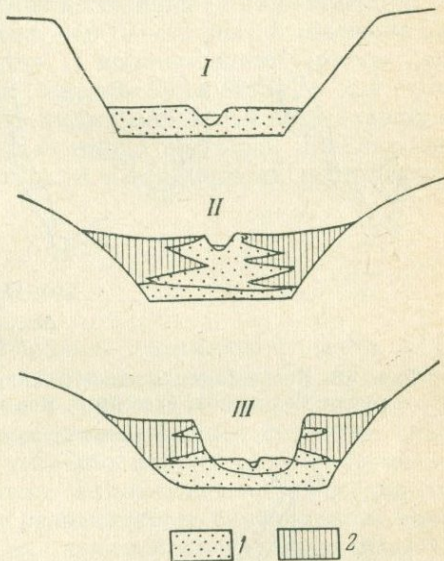


Рис. 44. Развитие рельефа и осадконакопление при сменах климата (по А. П. Дедкову, 1966)

I — умеренный; II — перигляциальный, III — гумидный 1 — аллювий; 2 — делювиально-солифлюкционные образования

выполнения долин мощной (до 60—70 м) эльгинской толщей в значительной мере «повинна» интенсификация сноса материала в долины, связанная с изменением климата. Возрастание мощности рыхлого

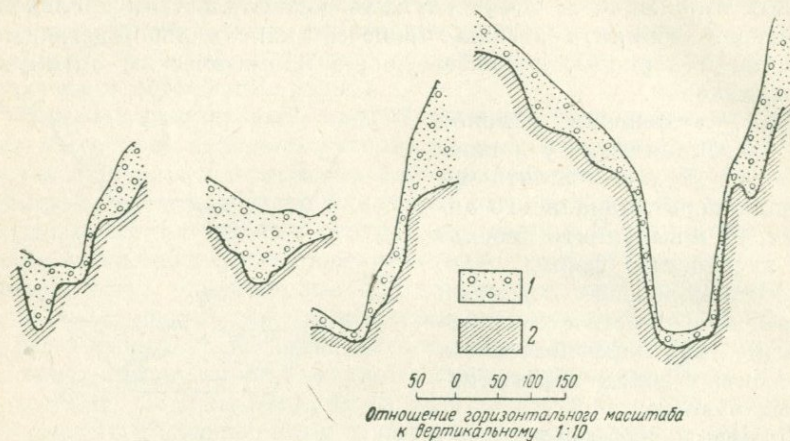


Рис. 45. Возрастание мощности аллювия (справа налево) в верховьях ручья Солоколох, бассейн р. Колымы (по З. М. Хворостовой, 1967)

1 — аллювий; 2 — коренные породы

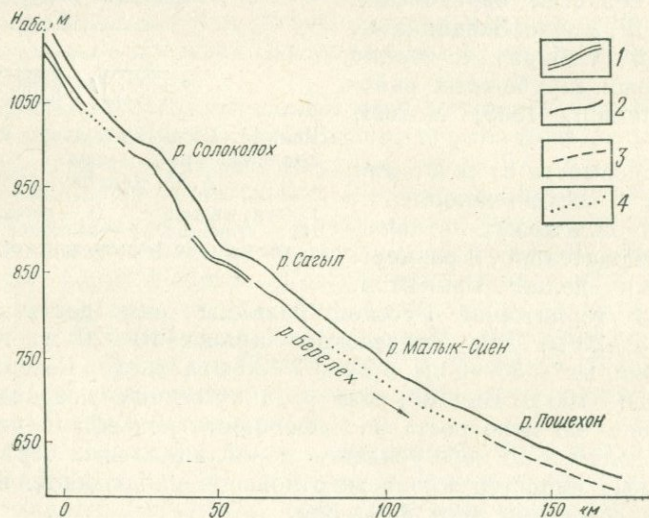


Рис. 46. Распределение мощностей аллювия в долине р. Берел'х (по З. М. Хворостовой, 1967)

Мощность, м: 1 — >40; 2 — 25—40; 3 — 15—25; 4 — <15.

материала в верховьях долин и логов (рис. 45 и 46) объясняется главным образом с позиций неотектоники, хотя об относительно большем прогибании верховьев речных бассейнов говорить трудно.

Данные М. М. Цапенко и Е. П. Мандера (1968) свидетельствуют о последовательном сокращении влияния ледников и перигляциальной обстановки на развитие долины р. Днепра в послеледниковое время. Террасы Днепра на участке Орша — Рогачев переходят от поднятия к области прогибания и в связи с этим меняют свое строение и параметры. II надпойменная терраса, испытавшая наибольшее влияние оледенения, сужается вниз по течению; I надпойменная терраса расширяется в 6 раз, а пойма — в 10—40 раз. Увеличение вниз по долине мощности аллювия для II надпойменной террасы равно 100—200%, для I надпойменной террасы 200—300%, а для поймы 300—600%. Это показывает, что в период образования II надпойменной террасы степень влияния экзогенных факторов приближалась к влиянию тектонического фактора, а в голоцене их роль вовсе не прослеживается.

Семиаридные типы морфолитогенеза

Обширные территории юго-востока европейской части СССР, Южного Урала и Приуралья, Казахстана, предгорий Рудного Алтая, отдельных районов Прибайкалья и Забайкалья имеют сложную систему погребенных долин, имеющих своеобразное строение. Общая черта долин — погребение их в условиях полупустынного (семиаридного) климата и ослабленного стока. Фациальный состав осадков позволяет выделить такие основные разновидности семиаридного морфолитогенеза, как делювиальный, делювиально-пролювиальный и озерно-пролювиальный.

Делювиальный морфолитогенез. В условиях достаточно влажного (гумидного) климата верховья речной сети характеризуются интенсивным врезанием, выработкой резких эрозионных форм (оврагов, логов) с вогнутыми продольными профилями тальвегов. Усыхание климата и резкое сокращение стока способствует выполнению малых долин главным образом местным делювиальным и пролювиальным материалом. Е. В. Шанцер отмечал, что максимальное развитие делювиальных шлейфов типично для семиаридной зоны умеренного пояса, а фазы делювиальной аккумуляции являются климатическими. Одним из доказательств этого, по его мнению, является мощный голоценовый делювий, наблюдаемый в бассейне р. Миссури, штат Небраска. В настоящее время шлейфы делювия мощностью до 5—7 м закреплены, а их максимальное развитие связывается с эпохой аридизации климата и отсутствия сплошного растительного покрова.

По данным Н. И. Маккавеева и А. П. Калинина, на восточном склоне Южного Урала наблюдается система погребенных логов, выполненных делювием неогенового возраста. Продольные профили древних тальвегов в средних частях логов в 2,5—3 раза выше современных, что позволило рассчитать расходы водотоков, формировавших древние лога: они были в 11 раз больше современных. Усыхание климата в начале неогена было, по-видимому, основной причиной

погребения логов под делювием мощностью до 15—25 м. При этом процессы аккумуляции и выравнивания в верховьях речной сети протекали в условиях общего поднятия территории, снижения базисов эрозии и врезания основных долин.

Влияние аридизации климата, по-видимому, сказалось и на выполнении делювием верхних отрезков долин Южного и Среднего Поволжья — так как глубокие древние долины в пределах Самарской Луки выполнены в основном делювиально-аллювиальными фациями кинельской свиты и отложений четвертичного возраста.

Делювиально-пролювиальный морфолитогенез. Формирование эрозионной сети и ее последующее выполнение в предгорьях Тарбагатай и Рудного Алтая происходило в условиях значительного расчленения рельефа несмотря на то, что этапы погребения долин (в миоцене, плиоцене и начале четвертичного периода) характеризовались стабилизацией новейших тектонических движений. Неравномерность стока при достаточном количестве осадков и значительное расчленение рельефа способствовали накоплению в отрицательных формах (долинах, котловинах, прогибах) мощных пролювиальных толщ. Согласно исследованиям И. С. Чумакова (1965), разрезы погребенных долин Рудного Алтая представлены аральской, павлодарской и вторушкинской свитами миоцен-нижнечетвертичного возраста общей мощностью до 150—200 м, причем фации всех свит главным образом делювиально-пролювиальные с большим количеством грубообломочного материала. Аллювий появляется только в центральных частях крупных долин, а озерные фации часто связаны с подпруживанием депрессий конусами выноса. Не отрицая влияния тектоники на распределение мощностей осадков погребенных долин и динамику осадконакопления, И. С. Чумаков считает первостепенным фактором избыточной аккумуляции климатические изменения, а именно усыхание и ослабление транспортирующей способности рек.

Озерно-пролювиальный морфолитогенез. На основании обнаружения в долинах Ишима, Нуры, Сарысу и Селеты в Центральном Казахстане маломощных аллювиальных фаций олигоцена этап разработки долин, время их первичных врезов, следует относить к палеогену (Сваричевская, 1961; Сладкопевцев, 1962). Процесс же погребения долин должен быть обусловлен спецификой развития гидросети в миоплиоцене. Основной чертой миоплиоцена было значительное усыхание климата и связанный с ним процесс распада гидросети, широкое распространение времен озерных бассейнов. Долины медленно заполнялись глинистыми, сильно засоленными озерно-аллювиальными, делювиальными и пролювиальными отложениями, типичными представителями которых могут служить аральская и павлодарская свиты (рис. 47). Погребение долин рассматриваемого района связывается с этапами преобладающих региональных погружений, т. е. процесс выполнения долин представляется как их агградация. Таким образом, и здесь перед нами встает еще далеко не решенная проблема — какова относительная роль тектонических погружений,

с одной стороны, и распада гидросети в связи с аридизацией климата, с другой стороны, в процессе погребения древних долин.

Решение поставленного вопроса в значительной степени усложняется в связи с тем, что представления об условиях накопления тех или иных отложений древних долин различны. В. Ю. Малиновский рассматривает генезис аральской, павлодарской свит и «водораздельных» суглинков нижнего плейстоцена как озерный. В. И. Бабак

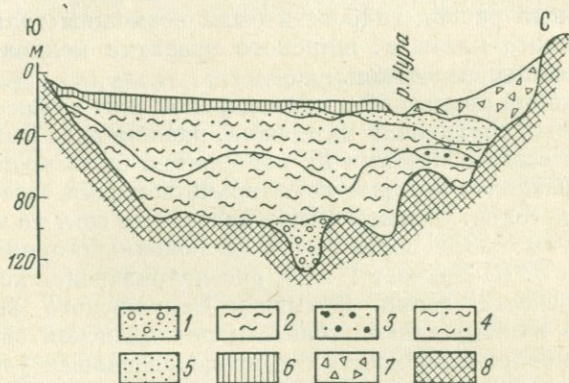


Рис. 47. Разрез древней долины р. Нуры у г. Темиртау

1 — аллювий (палеоген); 2 — глины (аральская свита); 3 — пески (граница аральской и павлодарской свит); 4 — глины (павлодарская свита); 5 — пески (эоплейстоцен); 6 — супеси и суглинки надпойменных террас; 7 — делювиально-пролювиальные отложения; 8 — палеозойские породы

и Э. К. Паисова (1967) считают павлодарскую свиту делювиально-пролювиальной. Е. В. Шанцер и другие относят к делювиально-пролювиальным образованиям суглинки нижнего плейстоцена, залегающие в верхних частях разрезов древних долин.

Признание озерного или озерно-аллювиального происхождения свиты влечет за собой и признание значительной роли тектонических погружений в ее накоплении, поскольку широкое распространение озер трудно себе представить в обстановке больших уклонов долин. При этом, однако, не следует забывать об аридности климата миоплицена и о возможности распада гидросети и развития озерных бассейнов без существенных опусканий, в условиях перегораживания долин шлейфами и конусами выноса.

Если же считать свиту делювиально-пролювиальной, то взгляды на механизм ее образования резко меняются, поскольку выполнение долины отложениями склонов и конусов выноса — независимый от тектоники процесс, обусловленный в первую очередь характером климата.

В процессе погребения древних долин Центрального Казахстана нашло свое отражение сложное взаимодействие эндогенных и экзо-

генных факторов рельефообразования. Безусловно, важной предпосылкой регионального захоронения долин явилось ослабление интенсивности и дифференцированности тектонических поднятий в неогене. Во многих местах погребенные долины предопределены локальными прогибами, являются эрозионно-тектоническими по происхождению. Таким образом, тектоника благоприятствовала и аккумуляции в долинах, и формированию отдельных звеньев общей сети древних депрессий. Вместе с тем сохранение системы депрессий в рельефе и одновременный распад гидросети были возможны только в условиях засушливого климата, широкого развития мелководных озер и русел временных водотоков.

Для отложений аральской и павлодарской свит характерно отсутствие слоистости, сортировки материала, равномерное распределение солей. Скорее всего областями их накопления были временные мелкие озера — разливы, которые являлись приемными бассейнами для временных водотоков. Озерные фации названных свит по мере движения к областям сноса переходят в делювиально-пролювиальные. В. И. Бабак и Э. К. Паисова (1967), рассматривающие историю формирования древних долин Иртышско-Балхашского водораздела, отмечают, что максимальные мощности павлодарской свиты характерны для наиболее приподнятых приводораздельных участков, что связано с делювиально-пролювиальным происхождением этих осадков. Эти закономерности могут рассматриваться как убедительное доказательство самостоятельной роли экзогенных факторов в погребении древних долин.

Аллювиально-морской (трансгрессивный) тип морфолитогенеза

В различные этапы неоген-четвертичной истории развития гидросети низовья долин в окраинных частях Евразии поддвигались морскими трансгрессиями и выполнялись мощными толщами аллювиальных дельтовых, лиманных или морских осадков. Многообразие сочетаний гидрократического, геократического и гляциоизостатического факторов трансгрессий, а также характер уклона, гидрологического режима и твердого стока долин обусловили неодинаковое в разных районах влияние трансгрессий на фациальный состав осадков, выполнивших эрозионные формы рельефа.

Общими чертами строения погребенных долин этого типа являются преобладание в тальвегах и на более верхних по течению участках аллювиальных фаций и постепенное замещение их дельтовым и морскими при движении снизу вверх по разрезам и сверху вниз по долинам.

Взаимодействие трансгрессий с другими факторами погребения долин привело к сочетанию аллювиально-морского типа морфолитогенеза гляциальным, перигляциальным или аридным. Поэтому далеко не во всех случаях имеет место «выклинивание» погребенных долин вблизи границ морских трансгрессий или полное погребение долин под трансгрессивными толщами. Как в вертикальном, так и в горизон-

тальном направлении аллювиально-морские толщи могут сменяться мощными речными, ледниковыми, склоновыми и другими осадками.

Н. А. Константинова сообщает, что отложения многих террас в низовьях Дуная и Прута формировались под влиянием трансгрессии и представлены в верхних частях лиманными фациями. Важную роль эвстатического фактора в развитии погребенных долин Прибалтики констатирует А. Б. Басаликас (1955). Погребенные под осадками трансгрессий долины известны на территории Северного Прикаспия и Нижнего и Среднего Поволжья (Обедиентова, 1960, 1966).

О роли морфолитогенеза, компенсирующего прогибание

Влияние региональных и локальных опусканий на образование мощных накоплений в долинах очень велико и почти повсеместно. Однако часто тектонический фактор не является единственным и определяющим. Образование погребенных долин таких районов, как северо-запад Европейской части СССР, Центральный Казахстан, северо-восток Сибири протекало с участием тектонического фактора, но оно имело бы место и без влияния тектоники, так как образование мощных рыхлых толщ в долинах могло здесь протекать в условиях стабилизации и даже во время поднятия. Примеры погребенных долин указанных районов не всегда могут быть показательными при выявлении роли тектоники в процессе их выполнения, а проблема разграничения влияния эндогенного и экзогенного факторов погребения долин для этих районов весьма сложна. Вместе с тем для отдельных регионов или для конкретных этапов развития гидросети роль тектоники в выполнении долин проявляется довольно отчетливо.

В районах с дифференцированными движениями земной коры мощности осадков погребенных долин меняются в широких пределах. Эти колебания нарушают закономерности в изменении мощностей, связанные с влиянием экзогенных факторов. Экзогенные факторы обуславливают главным образом небольшие региональные изменения мощности осадков погребенных долин, например, их нарастание при движении к ледникам, а с эндогенными факторами связаны локальные и большие по амплитудам колебания мощностей.

А. В. Кожевников рассматривает процесс выполнения древней долины Волги как результат влияния трех основных причин — тектоники, трансгрессий Каспия и перигляциальных условий, при этом тектоника обусловила локальные колебания мощностей, возрастание их во впадинах и сокращений на поднятиях, трансгрессии способствовали нарастанию мощностей к низовьям, а влияние ледника проявилось в увеличенных мощностях аллювия в средних и верхних отрезках долины. Как показала З. А. Сваричевская (1961), процесс накопления отложений аральской и павлодарской свит в древних долинах Центрального Казахстана был подчинен совместному влиянию тектоники и экзогенных процессов. С одной стороны, прогибание брахисинклиналей способствовало максимальной аккумуляции в центральных частях долин-прогибов, с другой стороны, делю-

виально-пролювиальное происхождение осадков стимулировало их накопление вблизи склонов и в верховьях эрозионных депрессий.

Характерная особенность гляциального, перигляциального, семиаридного и других экзогенных типов морфолитогенеза при образовании погребенных долин — периодичность их действия, смена этапов выполнения долин периодами врезания. Однако тектоника в ряде случаев нарушала ритмичность этого процесса. Региональные опускания обуславливали выполнение долин и в эпохи межледниковья, и во время увлажнения климата. В истории формирования погребенной гидросети особенно хорошо видна роль регионального прогибания во время, когда экзогенные процессы не способствовали выполнению долин. Как следует из анализа, проведенного Г. И. Горецким (1964, 1966), мощности погребенных аллювиальных свит долины Волги равны 35—40 м, что примерно вдвое превышает нормальную мощность современного аллювия. Автор объясняет это, с одной стороны, большей водностью пра-Волги (в 1,7—2 раза, превышающей современную), а кроме того, влиянием тектоники в межледниковые периоды, когда происходило образование указанных свит. Учитывая, что для возрастания мощности аллювия в два раза требуется не двукратное, а многократное увеличение расходов, аллювий названных межледниковых свит можно считать в какой-то мере избыточным по мощности. В этом случае тектонический фактор отложения аллювия может рассматриваться как единственный. Материалы исследований Т. Д. Боярской и других показывают, что в бассейне Алдана достаточно теплый и влажный климат времени образования IV и III надпойменных террас района не способствовал формированию мощного аллювия и огребению долин. Поэтому резкие различия в мощностях аллювия этих террас (80 м для IV и 28 м для III) следует объяснить только изменениями направленности тектонических движений. Изменения мощностей осадков II надпойменной террасы также объясняется тектоникой. Учитывая, что терраса формировалась в условиях сухого и холодного климата, разграничение факторов накопления ее аллювия затруднено и требует учета влияния перигляциальных условий.

Если исключить из рассмотрения территории СССР с активным проявлением климатически обусловленных типов морфолитогенеза, то можно увидеть сколь невелики будут районы активного влияния тектоники на погребение долин (см. рис. 39). Для европейской части Союза к таковым можно отнести узкую полосу, разделяющую перигляциальные районы севера и южные районы, охватываемые трансгрессиями (юг Украины, Донбасс, отдельные части Среднего Поволжья и Предкавказья). В азиатской части влияние экзогенных факторов на погребение долин было относительно небольшим на юг Западной Сибири, в Приамурье, а также местами в Забайкалье, Казахстане и в предгорьях Средней Азии.

Выводы

1. Основные типы морфолитогенеза при образовании погребенных долин следующие: ледниковый, перигляциальные (такие, как аллювиальный с преобладанием в твердом стоке ледникового материала, аллювиальный с преобладанием в твердом стоке неледникового материала, озерно-аллювиальный и делювиально-солифлюкционный), семиаридные (такие, как делювиальный, делювиально-пролювиальный и озерно-пролювиальный), аллювиально-морской, а также аллювиальный, компенсирующий прогибание.

2. Пространственное разграничение типов аллювиального морфолитогенеза перигляциальных областей (с преобладанием в твердом стоке ледникового или неледникового материала) затруднено в связи со слабой изученностью механизма образования осадочных комплексов.

3. В районах широкого распространения ледникового, перигляциальных и семиаридных типов морфолитогенеза тектонический фактор погребения долин не является единственным или определяющим. Роль экзогенных процессов в погребении долин этих районов во многих случаях недооценивается.

4. Влияние тектоники на образования погребенных долин наиболее ярко проявляется в районах, где действие экзогенных факторов было ослаблено и в этапы развития долин, когда направленность экзогенных процессов не способствовала их выполнению.

О ФОРМИРОВАНИИ КОНСТРАТИВНОГО АЛЛЮВИЯ

Мощные сложно построенные аллювиальные толщи в целом представляют собой, пожалуй, наиболее распространенные отложения древних долин. Их изучение связано с поисками россыпных месторождений полезных ископаемых, строительного сырья и подземных вод. Однако некоторые закономерности их образования изучены недостаточно.

Степень констративности аллювия. О размерах избыточной аккумуляции можно судить в том случае, если известна нормальная мощность аллювия древней реки. Визуальное определение нормальной мощности древнего аллювия не вызывает особых затруднений только при циклическом (многоярусном) строении констративной толщи (рис. 48) и невозможно в сложно построенных или монофациальных разрезах. В последнем случае приходится использовать косвенные методы, основанные на восстановлении расходов и режима стока эпохи аккумуляции.

Если контуры древней долины имеют хорошую сохранность в рельефе и имеется возможность определения параметров древнего русла (размеров и кривизны меандр), то путем сравнения их с характеристиками современной долины можно примерно рассчитать расходы палеореки. Сравнительный анализ современных и древних излучин позволил И. А. Волкову (1967) определить, что расходы рек Ишима и Тобола во время формирования II надпойменной террасы

были в 20—40 раз, а во время формирования I надпойменной террасы в 5 раз больше современных. С. В. Лютцау показал, что расходы р. Гусь при образовании II и I надпойменных террас превышали современные соответственно в 100—200 и 10—20 раз. Подобные расчеты подтверждаются результатами экспериментальных работ, показавшими пропорциональность радиуса кривизны и шага меандры корню квадратному из расхода воды. При этом следует отметить, что указанные зависимости и расчеты относительно точны при неизменных уклонах и режиме стока, которые далеко не всегда выдерживаются на протяжении длительных этапов развития долин.

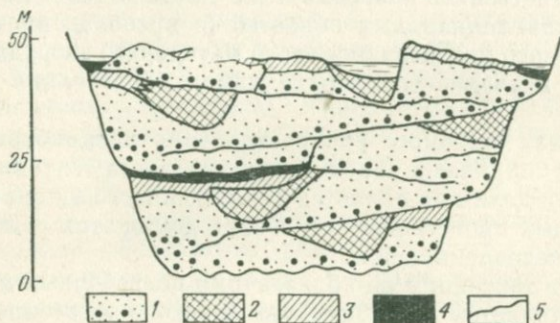


Рис. 48. Схема констративной фазы аккумуляции (по Е. В. Шанцеру, 1961)

1 — русловый аллювий; 2 — старичный аллювий; 3 — пойменный аллювий; 4 — отложения вторичных водосемов поймы; 5 — граница разновозрастных пачек аллювия

Определение расходов древних водотоков возможно и в случае, если известны первичные продольные профили их долин. В результате сравнения уклонов древних и современных логов юго-восточного Урала выяснено, что расходы протекавших по ним водотоков превышали современные примерно в десять раз (Экспериментальная геоморфология, 1969).

К сожалению, предложенный метод ограничен в своем применении, так как необходимо сравнивать неизменные тектоникой продольные профили. Это условие может быть выполнено только при сравнении профилей небольших рек, находящихся в пределах одной тектонической структуры или на площади с очень малой контрастностью тектонических движений. Значительная деформированность ложа многих погребенных долин и зависимость эрозионно-аккумулятивных процессов от направленности тектонического развития сильно затрудняют использование этого метода, требуют введения ряда поправок.

Чрезвычайно интересные методы восстановления расходов древних рек не дают, однако, прямых указаний на изменения в палеогеографическом плане «нормы» аллювия. Дело в том, что зависимости между расходами и мощностью отлагаемого аллювия очень сложны и неоднозначны. Вывод С. В. Лютцау о том, что при росте расходов в 10—

20 раз мощность аллювия реки возрастает примерно в два раза, можно принять только для сравнения рек с одинаковым режимом стока. Материалы И. А. Волкова указывают на возможное увеличение нормальных мощностей аллювия даже в условиях сокращающейся водности, если сток становится менее зарегулированным. Именно с этой особенностью стока связано образование наложенных пойм в долинах юга Западной Сибири.

Материалы Г. И. Горецкого (1964) дают нам несколько другие зависимости между расходом и мощностью аллювия. Возрастание мощности голоценового аллювия Волги в 2 раза должно быть следствием увеличения расходов в 7 раз. Правда, этот вывод несколько расходится с определением водности пра-Волги доднепровского времени, которая при мощности аллювия в 1,6—1,7 раза больше голоценового (соответственно 35—40 м и 20—25 м) имела расходы только в 1,7—2 раза больше, нежели современные.

Итак, в настоящее время в большинстве случаев трудно достаточно точно реконструировать режим древних рек и оценивать нормальные мощности их аллювия. Поэтому и степень констативности древнего аллювия, под которой можно понимать отношение наблюдаемой мощности аллювия к нормальной для эпохи аккумуляции, определить трудно. Этим в значительной мере объясняется широко распространенное определение избыточной мощности аллювия на основе сравнения его с «нормой» аллювия для современной реки. Этот способ во многих случаях себя оправдывает, поскольку изменения мощностей аллювия в целом не столь значительны, как колебания расходов, а случаи изменения последних не так часты. К тому же обычное нарастание амплитуд уровней при усыхании и их сокращение при увлажнении также сближают нормальные мощности аллювия различных возрастных генераций одной и той же долины. Реки с равными водосборами, но находящиеся в резко различных условиях климата или залесенности, согласно Е. В. Шандеру (1951), имеют примерно одинаковые нормальные мощности аллювия (табл. 8).

По всей видимости, нормальные мощности аллювия палеорек в целом близки к таковым для современных рек и могут отличаться от них в полтора, самое большее в два раза (имеется в виду сравнение аллювия двух водотоков одного участка одной долины).

Таблица 8

Влияние условий бассейнов на мощность аллювия

Река	Норма аллювия, м	Различия в условиях бассейнов
Москва Б. Узень	11—12 9—10	Климатические
Москва М. Кокшага	11—12 7—7,5	Степень залесенности

Причины избыточного накопления аллювия, к которым относятся тектоническое прогибание и изменения климата, часто действуют одновременно. Сочетание этих факторов привело к образованию большей части погребенных долин равнинных областей. Региональное выполнение осадками горных долин объяснялось только влиянием похолодания климата и активизации процессов денудации. Однако Н. А. Ефимцев поставил вопрос о том, что и в горах не исключено региональное прогибание, ведущее к образованию сети погребенных долин. Образование мощного аллювия высоких террас в бассейнах рек Катунь и Чуи связывается им с региональным прогибанием Алтая в раннем — среднем плейстоцене, до этапа максимального развития древних оледенений. Значительно легче определить ведущую роль тектоники в образовании локальных участков погребенных долин, тесно связанных со структурным планом территории и быстро выклинивающихся в областях относительного поднятия.

Заслуживает внимания вопрос о возможности накопления избыточного по мощности аллювия не под воздействием «внешних» факторов, таких, как тектоника и изменение климата, а в результате «внутренних» причин, изменения уклонов и баланса наносов в процессе саморазвития долины. По мнению Е. В. Шанцера (1966), избыточная аккумуляция может иметь место в горных долинах при усилении меандрирования русла и обусловлена увеличением изгибов русла, снижением скорости паводковой волны и уменьшением транспортирующей способности реки. Вариант, рассмотренный Е. В. Шанцером, можно считать скорее исключением. Русла горных рек очень редко меандрируют, вследствие крутых падений и большого объема поступающего в них материала со склонов и из долин притоков. Обычно смена ветвящихся русел меандрирующими происходит при переходе реки в области предгорий или равнины, где устойчивость русла возрастает. Тесная связь типа русла с режимом жидкого и твердого стока в большинстве случаев исключает возможность развития меандр в условиях многопиковых паводков, низких пойм и избытка наносов (Русловые процессы, 1958).

На реках Забайкалья в процессе формирования отмосток из крупных обломков эрозия прекращается и создаются повышенные мощности аллювия (Симонов, 1967). Таким образом, равновесие в долинах и избыточные мощности осадка возможны и при значительных уклонах. Очевидно, подобные случаи также во многом можно связывать с влиянием «внешних» причин, таких, как усиление поступления крупнообломочного материала в долину или ослабление водотока. Без влияния внешних факторов реки в состоянии справиться с поступающим материалом и углубляют долины.

Не отрицая возможности накопления небольшого избытка аллювия в процессе саморазвития реки, нужно подчеркнуть, что подобные варианты нельзя рассматривать, как правило, поскольку саморазвитие реки — результат чуткой ее реакции на влияние всех внешних факторов. Резкие скачки или изменение направленности развития

в этих условиях возможны только под влиянием со стороны, хотя и не всегда это достаточно очевидно. Как справедливо считает А. Б. Басаликас (1957), переход реки в констративную фазу развития в отличие от всех предыдущих может быть связан только с внешними причинами.

Фациальный состав констративного аллювия и я очень разнообразен. Преобладание в разрезах избыточного аллювия как русловых, так и пойменных фаций заставляет отказаться от признания повсеместной руководящей роли в констративно построенных толщах какой-либо одной фации. Сложное взаимодействие факторов накопления аллювия и динамика этого процесса в каждом отдельном случае обуславливают определенное соотношение мощностей и положения фаций в разрезах.

Роль тектоники в характере накопления констративного аллювия, с одной стороны, проявляется косвенно, через процессы миграции русла, но может иметь и самостоятельное значение. Н. И. Николаев (1946) указывает, что медленное прогибание, примерно равное аккумуляции, стимулирует преобладание в разрезах русловых фаций, а интенсивное прогибание ведет к относительному сокращению их мощностей. В. В. Ламакин (1948) также связывает преобладание пойменных фаций с активной аккумуляцией. А. А. Асеев (1960) полагает, что при медленном опускании мощности пойменной фации нормальные, а русловой — повышенные; быстрое опускание дает избыток обеих фаций. С другой стороны, Ю. Г. Симонов (1967) отмечает следующие степени компенсации эндогенного процесса (прогибания) экзогенными (аккумуляцией):

а) компенсированное развитие — русловые и пойменные фации полностью компенсируют прогибание;

б) слабая компенсация — тектонические движения перекрываются главным образом русловой аккумуляцией и в меньшей мере — пойменной;

в) недостаточная компенсация — тектонические движения перекрываются только русловой аккумуляцией, а пойменная почти отсутствует;

г) некомпенсированное развитие — долины разрываются на ряд озерных ванн.

Ю. Г. Симонов рассматривает соотношение фаций как показатель соотношения тектонического и экзогенных факторов в процессе выполнения долин осадками. Обе приведенные точки зрения имеют основания. Увеличение скорости прогибания, с одной стороны, способствует быстрейшему погребению пойменных фаций и их лучшей сохранности в разрезах, а, с другой стороны, стимулирует блуждающие русел и перемыч отложений поймы. В зависимости от конкретных скоростей каждого процесса преобладание в разрезе может получить любая из основных фаций.

Интенсивность боковой миграции русла, определяющая степень сохранности пойменных фаций в процессе накопления избыточного аллювия, зависит от уклонов, т. е. в определенной мере связана со ско-

ростью прогибания, но также связана и с такими характеристиками, как зарегулированность стока, объем и крупность транспортируемого материала и соотношение влекомых и взвешенных наносов. В зависимости от сочетания условий русла аккумулярующих рек могут развиваться главным образом по типу обвалованных, либо по типу многоорукавых островных. Для первого типа характерно отчленение русла от пониженных участков поймы высокими валами, частые прорывы паводковых вод и быстрое накопление мощных пойменных осадков в застойных водоемах (поймы Кубани, Днестра, Хуанхэ и др.). Второй тип отличается частыми смещениями русла и неоднократным перемывом пойменных фаций, условия для сохранности которых в целом неблагоприятны. Тем не менее, А. М. Короткий считает, что именно отсутствие закономерностей в миграции многоорукавых русел позволяет в условиях активного прогибания сохраняться пойменным фациям в разрезах (в отличие от констративного аллювия меандрирующих рек). Устойчивое меандрирование, обуславливающее наиболее закономерный перемыв пойменных фаций, нехарактерно для рек областей активного прогибания. В то же время из этого правила есть и интересные исключения — русла рр. Миссисипи и По в низовьях.

Миграция русла и уничтожение пойменного аллювия в процессе погребения долины неодинаковы для различных участков долины. В связи с этим и соотношение фаций констративного аллювия может значительно отличаться в близко расположенных разрезах, несмотря на общую идентичность обстановки накопления. Сопоставление разрезов констративного аллювия, без учета их положения в древней долине, может привести к ошибкам в оценке влияния таких факторов аккумуляции, как тектонические движения и тип миграции русла. При рассмотрении зависимости фациального состава избыточного аллювия от его положения в долине отмечается одна основная закономерность — преимущественное развитие руслового аллювия в центральных, прирусловых частях долин и частое преобладание пойменных фаций в краевых частях, ближе к склонам (Короткий, 1968). Сравнительный анализ ряда профилей долины Оби в Кулундинской впадине показал, что современная долина в разных своих частях находится в неодинаковом соотношении с древней долиной среднего плейстоцена, выполненной в основании русловыми песчано-галечными осадками, а выше — глинами и илами озерно-речного генезиса. Горизонты илов древнеаллювиальной толщи (монастырской свиты, по О. М. Адаменко, 1967) наиболее распространены в юго-западных и западных частях широкой древней долины-прогиба, а восточнее сменяются песчаными фациями. Широкое распространение в разрезах высоких террас Бии и верхней Оби илов монастырской свиты объясняется тем, что современный врез располагается именно на юго-западной периферии древней долины. При движении к северу современная долина Оби местами смещается за пределы распространения монастырской свиты, располагается западнее древней долины. В таких случаях плотные сине-серые илы в разрезах высоких террас уступают место песчаным отложениям.

Важным фактором, определяющим фациальный состав констративного аллювия, является и строение аллювия в интервале от паводковых уровней до плесовых ложбин, т. е. «активного» аллювия, который служит источником накопления избыточных по мощности свит. Для констративных толщ, формирование которых не прекратилось до настоящего времени, таким исходным материалом, очевидно, будет современный аллювий русла и поймы (например, в нижних частях долины Кубани, Терека, Риона). На значение фациального состава «исходного» аллювия не обращается достаточного внимания при анализе строения констративных толщ. Основными факторами, влияющими на строение избыточного аллювия, считаются тектоника и тип миграции русел. Между тем преобладание в «исходном» аллювии, например, русловых фаций во всех случаях будет являться важной предпосылкой для широкого развития этих фаций и в констративном аллювии. Примерами этого, в частности, могут служить разрезы констративного аллювия в долинах с ледниковым питанием.

Роль русловых фаций в аллювии большинства равнинных рек нарастает от верховьев к нижнему течению. Учитывая это, можно полагать, что в большинстве случаев влияние этого фактора будет направлено на увеличение роли русловых фаций в разрезах погребенного аллювия низовьев долин. Случаи преобладания в констративном аллювии низовьев долин пойменных фаций, видимо, следует объяснять активным влиянием таких факторов, как тектоника, тип миграции русла или подпор.

Зона повышенной мутности современных равнинных рек СССР примерно совпадают с территориями, характеризующимися большой ролью пойменных отложений в разрезах аллювия. Эта закономерность должна найти отражение и в распределении фациальных типов констративного аллювия. Большая часть разрезов констративного аллювия с преобладанием русловых фаций описана для территорий с небольшой мутностью рек — северная половина Сибири, северо-запад европейской части, отдельные районы Урала и Дальнего Востока. Наиболее яркие примеры преобладания в древнем аллювии пойменных фаций известны в Нижнем Поволжье, Предкавказье, Средней Азии и Казахстане, на Южном Урале. Показателен в этом отношении состав аллювия влажных областей Африки (Гвинея), где в самых разновозрастных толщах повсеместно господствуют пойменные фации. При анализе связей фациального состава древнего аллювия с мутностью современных рек, естественно, следует учитывать климатические изменения и делать поправки на точность метода актуализма. Особо необходимо рассматривать также горные области, где значительные мутности водотоков обычно сочетаются с решительным преобладанием русловых фаций.

Проблема «нормальной» смены фаций констративного аллювия заслуживает особого внимания, поскольку она непосредственно касается механизма аккумуляции осадков большой мощности. Эта проблема возникает всякий раз при изучении мощных толщ аллювиальных осадков, лишенных

таких признаков констративности, как многоярусность или «подвешенные» на разных уровнях старичные фации. Варианты с преобладанием русловых фаций не вызывают затруднений при расшифровке механизма накопления, так как наложение нескольких пачек руслового аллювия без переслаивания с пойменными фациями является типичным. Трудность заключается в интерпретации условий накопления глинистых фаций, если их мощности настолько значительны, что есть основание рассматривать их как повышенные.

С. К. Горелов (1961) отмечает, что в пределах Азово-Кубанской равнины мощности пойменного аллювия в погребенных разрезах достигают 25—35 м и составляют 70—100% всего объема аллювиальных толщ. В. И. Елисеев (1961), для кайнозойских отложений Чуйской впадины указывает, что в центральных частях котловины при мощностях среднеплейстоценового аллювия до 80—100 м соотношение русловых и пойменных фаций равно 1 : 5, т. е. мощности последних достигают 80 м. Ю. А. Лаврушин (1961) для расширенных долины Енисея приводит мощности современного пойменного аллювия, достигающие 35—40 м или более чем в два раза превышающие высоты поймы и паводков. Мощности пойменных фаций аллювия погребенной монастырской свиты в долине верхней Оби в ряде скважин приближаются к 20—25 м, что в несколько раз больше современных (О. М. Адаменко, 1967). Согласно материалам В. В. Фениксовой и А. П. Резниковой (1964), на VII надпойменной террасе р. Енисея наблюдаются мощные глины и суглинки пойменной фации мощностью до 15—20 м. Анализ относительно мощных толщ аллювия, где наблюдается постепенная нормальная смена грубо-обломочных фаций мощными супесчано-суглинистыми или илистыми, заставляет в общем случае предположить следующие варианты их образования.

Глинистые отложения в верхах разреза имеют нормальную мощность, а ее «избыток» по сравнению с мощностью современного аллювия поймы обусловлен большими расходами палеорек или большими амплитудами пределов аккумуляции в период накопления толщ. Аллювий подобного типа может быть ошибочно отнесен к констративному, вследствие затруднений с оценкой нормальной мощности древних отложений.

Наблюдаемые глинистые фации являются избыточными по мощности, а их непрерывное накопление связано с одной из следующих причин: быстрым погребением при ослабленной миграции русла, преобладанием пойменных фаций в аллювии изучаемого района или с положением разреза в окраинной части древней долины.

В рассмотренных случаях тонкозернистые осадки надо рассматривать как настоящие пойменные фации аллювия, отложившиеся в нормальных условиях речной аккумуляции.

Мощные толщ суглинков, глин и илов, перекрывающие грубо-обломочные аллювиальные осадки, не являются пойменными фациями или принадлежат к ним частично. Их длительное непрерывное накопление — результат изменения режима реки, подпора водотоков

или распада гидросети на ряд слабопроточных бассейнов. Глинисто-илистые фации в данном случае могут быть аллювиально-озерными, озерно-болотными или субаэральными по генезису; считать их пойменными фациями констративного аллювия — неправильно.

Можно согласиться с выводами С. К. Горелова, Ю. А. Лаврушина, а также В. В. Фениксовой и А. П. Резниковой о том, что рассмотренные ими фации действительно принадлежат к пойменным. Голоценовый возраст аллювия Кубанской низменности не подтверждает сколько-нибудь значительного изменения режима стока, а отчленение русла от поймы высокими валами, видимо, стесняет боковую миграцию. В этих условиях непрерывное накопление мощных глинистых осадков вполне возможно. Трудно предположить и резкое увеличение высот паводков Енисея в голоцене. Скорее всего сохранность пойменного аллювия объясняется здесь неполным перемывом в условиях избыточной аккумуляции. В то же время интерпретация глинистых толщ Чуйской впадины и монастырской свиты Приобья как пойменных неверна, так как это осадки водоемов, имевших другой режим по сравнению с водотоками, отложившимися ниже лежащие русловые фации. Связь накопления тонкозернистых похожих на пойменные отложений со сменой режима стока отмечена Д. В. Борисевичем (1961) и А. В. Кожевниковым (1966). По мнению А. В. Кожевникова смена грубого материала тонким снизу вверх по разрезу апшеронских отложений Предкавказья не является сменой русловых фаций пойменными, а связана с подпором прогибающейся области осадконакопления со стороны моря и изменением режима среды накопления.

Определение механизма накопления констративного аллювия может быть затруднено и в случае его **н е н о р м а л ь н о г о** строения, т. е. смены вверх по разрезу тонкообломочных фаций более грубыми. Подобная закономерность может быть связана с несколькими причинами. В первую очередь, надо иметь в виду возможность вскрытия двух крупных наложенных пачек аллювия, из которых нижняя не вскрыта в своей грубообломочной части, а верхняя размыта. Очевидно, что такой вариант смены тонких осадков более грубыми не связан с какой-либо внешней причиной, а обусловлен, как считает Е. В. Шанцер (1951), блужданием водотока в условиях постоянного прогибания.

Аналогичны по строению и толщии констративного аллювия или мощных озерно-аллювиальных осадков в приустьевых частях долин-притоков, где фации подпора, представленные тонкообломочными песчано-глинистыми и глинисто-илистыми отложениями, перекрываются более грубыми осадками основной реки, сместившейся в устье притока.

К рассматриваемому типу относятся также разрезы, в которых тонкообломочные горизонты в основании относятся к более ранним этапам осадконакопления и служат цоколем для налегающих на них значительно более молодых толщ. В случае перекрытия глин и илов с размывом не всегда легко определить, каков возрастной интервал

между отложением контактирующих осадков, являются ли подстилающие горизонты цоколем для более молодых или это фации одного цикла осадконакопления.

Отдельного рассмотрения заслуживают разрезы аллювия с постепенным огрубением материала снизу вверх, без каких-либо перерывов и без резкой смены условий аккумуляции. Увеличение роли грубого материала в разрезе может быть следствием активизации процессов выветривания в бассейне в связи с возрастанием суровости климата, либо результатом нарастающего поступления материала из верховьев бассейна при увеличении скорости относительного поднятия. Видимо, указанные причины нередко действуют совместно. Особенно это относится к горным областям, где изменения климата тесно связаны и с орографическим фактором. С процессом усиления тектонической активности А. И. Сизиков и Г. Ф. Уфимцев (1966) связывают огрубение снизу вверх разрезов древних долин Забайкалья. И. П. Карташов (1961) придает большое значение роли климатического фактора в огрубении констративного аллювия по сравнению с перстративным.

Не исключая роли усиления тектонической активности в огрубении фаций констративного аллювия, можно указать и на возможность огрубения аллювия вверх по разрезу в условиях снижения дифференцированности тектонических движений и выравнивания рельефа. Разрезы ниже-среднеплейстоценовых отложений Минусинской котловины характеризуются, по данным А. П. Пуминова, господством глин мощностью до 50 м в нижних частях и песков до 25 м в верхних частях. Отложение первых проходило в озерных бассейнах в условиях дифференцированных движений и разрыва речной сети. Вторые отложились в период спуска озер, в обстановке меньшего и более компенсированного прогибания котловин.

Механизм образования многоярусных аллювиальных толщ — проблема циклического строения аллювия — последний вопрос, на котором нам хотелось остановиться. Взгляды исследователей, по поводу факторов, определивших многократное повторение фаций в разрезах констративного аллювия, различны. Ю. А. Жемчужников, анализировавший строение угленосных пачек аллювия мощностью по 10—25 м связано с колебательными тектоническими движениями в области осадконакопления, а размыты на границах пачек свидетельствуют о временных поднятиях на фоне общего опускания.

С другой стороны Е. В. Шанцер (1951) полагает, что «циклы» констративного аллювия не обязательно являются следствием колебательных движений и могут быть связаны с блужданием водотока в условиях постоянного и равного по скорости прогибания. Роль внутренней динамики процесса аккумуляции в создании многоярусного аллювия отмечает также А. М. Короткий (1968).

Имея в виду большое влияние климатических колебаний и изменчивости процессов выветривания на процессы накопления рыхлых

толщ в долинах, можно полагать, что неравномерность поступления материала в область аккумуляции также в состоянии привести к многократному изменению механического состава накапливающихся толщ.

Анализ разрезов констративного аллювия предгорной равнины Северного Алтая показал зависимость многоярусности осадков террас Бий и Оби от неравномерного сноса материала на равнину в связи с изменением характера тектонических поднятий Алтайской горной страны. Мелкие ритмы осадконакопления в аллювиальных толщах предгорий увязываются с многократными колебаниями интенсивности выноса обломочного материала с гор под влиянием скачкообразного распространения вверх по долинам регрессивной эрозии. В условиях складчато-глыбового строения Горного Алтая и дифференцированности движений отдельных блоковых структур, неравномерность врезания и транспорта наносов в бассейнах является обычным явлением. Различия геологического строения частей бассейна и неравномерность их поднятия могут влиять на характер аккумуляции в низовьях реки и создавать условия для накопления многоярусных толщ даже в обстановке постоянного по скорости погружения.

Расшифровка механизма образования наложенных пачек аллювия должна основываться на изучении особенностей осадков, характера контактов, выдержанности разреза и т. д. Колебательные движения земной коры в большинстве случаев определяют большую выдержанность горизонтов по простиранию и, меняя режим среды осадконакопления, приводят к чередованию типично аллювиальных фаций с аллювиально-озерными, аллювиально-болотными или лагунными. В этих случаях не всегда можно рассматривать разрез, как чередование русловых и пойменных фаций. Мощности пачек, зависящие в основном от тектоники, не отражают режим стока и находятся вне связи с нормальными мощностями древнего аллювия. С другой стороны, циклы аллювия, образованные блужданием русла в обстановке равномерного прогибания, обычно полностью состоят из фаций аллювия. Их мощность может меняться в довольно широких пределах, однако они будут колебаться в зависимости от параметров древнего русла (его глубин и амплитуд уровней). Выдержанность аллювиальных пачек по простиранию в этом случае невелика, а горизонтальное положение их подошвы или кровли почти исключено, что объясняется спецификой «диагонального» смещения русла в условиях прогибания.

Изменение характера цикличности по разрезу может дать интересный материал об эволюции среды накопления осадков во времени и о развитии речной сети районов длительного относительного прогибания. Например, согласно материалам О. М. Адаменко (1967), непрерывный разрез V надпойменной террасы р. Бий у г. Бийска в нижней части имеет крупную цикличность (песчано-галечная русловая фация с валунами — до 30—40 м, озерно-аллювиальные суглинки и илы — 5—10 м, песчано-галечная русловая фация — 15—

20 м), а в верхней половине — мелкую цикличность (3—4 пачки мелкозернистых песков, супесей и суглинков по 10—12 м с нечетким делением на фации). Столь резкая смена характера осадков необъяснима изменением тектонического режима области аккумуляции и свидетельствует о деградации речной сети, о смене мощных блуждающих водотоков типа современной Оби в верховьях небольшими степенными речками, сходными с притоками Оби типа Алея или Бехтемира.

Выводы

1. Определение степени констративности аллювия затруднено в связи со сложностью реконструкции расхода и режима стока древних рек. Приближенный расчет этого показателя возможен путем использования нормальной мощности современного аллювия.

2. Возможность накопления избыточного аллювия в процессе саморазвития реки, без влияния «внешних» факторов, следует рассматривать как исключительную.

3. Следует отказаться от признания повсеместной определяющей роли в констративном аллювии какой-либо одной фации. Фациальный состав аллювия зависит от сочетания условий осадконакопления (таких, как скорость прогибания, интенсивность боковой эрозии, положение разреза в долине и фациальный состав «исходного» аллювия).

4. Отнесение мощных глинистых толщ констративного аллювия к его пойменным фациям в ряде случаев ошибочно, поскольку не учитывается изменение среды осадконакопления во времени (смена быстрых водотоков застойными озерно-болотными водоемами).

5. Цикличность, многоярусность мощных аллювиальных толщ может быть связана с тектоникой, миграцией русла или неравномерным поступлением материала в долину. Каждый из этих факторов обуславливает характер цикличности.

РОЛЬ ВРЕЗОВ РЕЧНЫХ ДОЛИН В ИЗУЧЕНИИ НЕОТЕКТОНИКИ

Оценка тектонических поднятий по эрозионным врезам

Оценка тектонических поднятий по величине эрозионных врезов в одних случаях дается в самом общем виде, а в других сводится к точному определению скоростей движений земной коры в мм/год. Общей предпосылкой для подобных оценок служит ведущая роль тектоники как фактора рельефообразования. Первопричиной всякой эрозионной деятельности рек должна быть определенная приподнятость территории над уровнем моря или над соседними участками суши. Предполагается, что по мере увеличения амплитуды воздымания возрастает энергия рельефообразования, усиливаются процессы врезания водотоков. Очевидность общей, качественной, зависимости эрозионной деятельности рек от тектоники не требует особых доказательств.

Указанные общие предпосылки недостаточны для количественных оценок или при синхронизации относительно кратковременных этапов врезания (например, стадий образования уступов террас) с изменениями скорости поднятия или отдельными импульсами движений земной коры. В этих случаях точность оценки движений зависит от решения таких вопросов, как запаздывание врезания по отношению к поднятию и влияние изменений твердого и жидкого стока на формирование долин. Так, на примере Кавказа М. Д. Гавриловым показано, что похолодание способствует усилению сноса материала в долины и накоплению в долинах мощных толщ горного аллювия. Потепление сокращает твердый сток, разгружает реки и сопровождается врезанием.

С. С. Воскресенский (1962) считает, что врезание реки в приподнятый участок земной коры, сопровождаемое образованием террас, есть прежде всего результат особенностей длительно протекающего эрозионного процесса, который лишь усиливается или замедляется тектоникой и изменениями климата. С большой осторожностью подходят к рассматриваемой проблеме А. П. Дедков (1966) и Е. Е. Милановский (1968).

Рассмотрим возможность оценки тектонических движений по эрозионным врезам в различных условиях. Прежде всего следует остановиться на механизме образования так называемых «первичных» врезов, т. е. врезов в коренные породы. Образование долины как отрицательной формы рельефа представляет собой первый этап процесса образования погребенной долины и в общей сложности зависит от сочетания нескольких факторов. Тем не менее тектоника является определяющим фактором. В случае, если «первичные» врезы древних долин имеют эрозионное происхождение, основной предпосылкой для их образования должно быть поднятие территории — абсолютное или относительное, региональное или локальное. Только при этом условии та или иная территория может получить достаточное превышение над базами эрозии и приобрести определенные уклоны. Влияние поднятий на образование «первичных» врезов долин можно отнести к косвенному, так как оно лишь стимулирует процессы глубинной и боковой эрозии. С другой стороны, влияние тектоники на образование долинных форм может быть и непосредственным, поскольку часто древние долины имеют эрозионно-тектоническое происхождение и закладываются в узких линейных прогибах или грабенах.

Сравнительный анализ карт дочетвертичного рельефа и неотектоники Западной Сибири показывает, что почти все древние долины в бассейнах Оби, Пура и Таза заложены в прогибах. Глубины долин, по И. Л. Кузину, достигают 200—250 м, а прогибов — 100—150 м. Таким образом, на долю собственно эрозионных врезов древних долин приходится меньше половины их общей глубины.

Оценка амплитуд поднятия по первичным врезам значительно облегчается в тех случаях, когда приподнята и расчленена аккумулятивная поверхность выравнивания. Отложения, фиксирующие

поверхность, могут указывать на первичные высоты их образования и таким образом позволяют определять амплитуды последующих деформаций. Если при этом амплитуды деформаций примерно равны врезам долин в приподнятую поверхность выравнивания, глубины врезов можно использовать для оценки поднятий в аналогичных по строению районах. Определенные по возрасту и генезису поверхности выравнивания характерны главным образом для территории морских, озерных и аллювиальных равнин; именно здесь оценка деформаций уровней по врезам нашла широкое распространение и является относительно точной.

Менее определенными выглядят расчеты поднятий горных аккумулятивно-денудационных поверхностей выравнивания, не связанных первоначально с уровнем моря. В этом случае определение поднятий по врезам долин в поверхности выравнивания может считаться чисто условным. Известно, что в горных областях врезание долин значительно отстает от поднятий. Для Кавказа, по Е. Е. Милановскому, оно составляет только половину амплитуды воздымания для внутренних зон горной области и примерно в полтора раза меньше для периферических зон. Возникновение поверхностей выравнивания на значительных высотах над уровнем моря — результат не только относительно спокойной тектонической обстановки, но в значительной степени и определенного сочетания климатических условий. Отсюда видно, что величины врезов долин в одних случаях могут быть меньше поднятия поверхности выравнивания после ее формирования (если врезание — следствие только возрастания высот и уклонов), а в других случаях — больше поднятия (если изменение климатических условий стимулировало врезание до начала этапа поднятий).

Исследования террас Кубани, проведенные И. Н. Сафроновым, показали, что угол наклона рек, при котором происходила аккумуляция галечников всех серий террас, в том числе и покровных галечников, был близок к профилю современного русла Кубани. Этот вывод подтверждается наблюдениями над гранулометрическим составом галечников террас, который в каждом, отдельно взятом, пересечении долины обнаруживает близкое сходство с гранулометрическим составом галечников современного русла. Таким образом, как будто очевидно равенство величин поднятия бассейна Кубани и вреза реки на протяжении верхнего плиоцена — четвертичного периода. Однако аллювий высоких террас Кубани при равной гранулометрии имеет большие мощности, большую суглинистость и большие площади распространения (последнее особенно характерно для покровных галечников). Эти данные свидетельствуют об отложении древнего аллювия более многоводными потоками в относительно слабозрезанных плоскодонных долинах. Наблюдения А. В. Кожевникова (1962) также подтверждают, что высокие террасы Кубани шире низких и формировались при больших расходах реки, связанных с таянием древних ледников. Сведения о различии объемов стока в эпохи образования низких и высоких террас важны потому, что

зависимость между расходом и уклоном реки обратная. Следовательно, накопление покровных галечников и аллювия высоких террас должно было происходить при меньших уклонах, чем современные. Увеличение же падения реки в процессе ее углубления свидетельствует об отставании врезания от темпов поднятия бассейна.

Помимо рассмотренных врезов в коренные породы имеются и многочисленные примеры врезания водотоков в сложно построенные рыхлые отложения, выполняющие погребенные долины. Можно сказать, что большая пестрота разрезов древних долин в значительной мере обязана неоднократному перемыву их осадков и уничтожению отдельных частей разрезов. Подобные врезы, целесообразно называть «вторичными», имея в виду их следование за этапами долинной аккумуляции. Механизм образования вторичных врезов отличен от врезов в коренные породы.

Касаясь выше механизма выполнения долин ледниковыми отложениями, мы указывали на его независимость от направленности тектонических движений и подчиненность сложным закономерностям движения и таяния ледников, а также особенностям рельефа и литологии подстилающих пород. В этих условиях отступление ледника и возобновление по долинам достаточно интенсивного стока неизбежно должно вызывать перестройку рельефа долин, выравнивание продольных профилей и общее врезание. Глубина врезания в общем случае будет зависеть от мощности морен и от степени несоответствия ледникового рельефа продольному профилю доледниковой долины. Если врезание не дошло до коренных пород и затрагивает только моренные отложения, оно может быть совершенно не связанным с тектоникой. Примеры подобных вторичных врезов широко известны в областях покровного оледенения (центральные части Русской равнины и районы Западной Европы). В горных районах межледниковые врезы часто охватывают и коренные породы долин, имеют значительно большие амплитуды, чем мощности морен, и не могут полностью объясняться климатическими изменениями. Так, межледниковые врезы Гармского района Таджикистана достигают, по Е. Я. Ранцман, 600—700 м и, безусловно, имеют в основном тектоническую природу. Вместе с тем пропиливание ущельями ригелей в коренных породах р. Каракол в Таласском хребте требует для своего объяснения данных о происхождении самих ригелей. В случае их экзарационного характера врезы в них не обязательно должны обуславливаться тектоникой.

Признавая общую зависимость межледниковых врезов от тектоники, в то же время не следует проводить какую-либо корреляцию этапов поднятия и врезания. Так, неправильно связывать межледниковые врезы бассейна р. Тумары, притока Алдана, с эпохой неотектонического поднятия. Пытаясь обосновать связь межледниковых врезов с тектоникой, Е. В. Максимов и В. П. Напимеров указывают на отставание развития горного оледенения от поднятий и на совпадение периодов активизации тектонических процессов с этапами сокращения ледников предыдущей стадии. Однако если такое

совпадение и имеет место, его необходимо доказать в каждом отдельном случае, поскольку и при совпадении этапов оледенения и активизации движений межледниковые врезы будут отчетливы. Разница будет лишь в том, что в одном случае эффект поднятия проявится с небольшим запаздыванием, а в другом — с задержкой на период существования ледникового покрова.

Во многом противоречивы и вызывают возражения примеры оценки тектонических поднятий по врезам в рыхлые отложения долин перигляциальных областей — зандровые конусы, флювиогляциальные террасы, делювиально-солифлюкционные накопления. С одной стороны имеет место увязка стадий древних оледенений и вееров флювиогляциальных террас (Кожевников, 1962, 1964). Приведены доказательства значительной климатической обусловленности процессов накопления осадков и образования террас приледниковых областей (Асеев, 1960; Марков, 1967). С другой стороны, проводится синхронизация тектонических подвижек и этапов врезания рек высокогорья, даются расчеты скорости движений по высотам уступов флювиогляциальных террас.

Так, террасы в верховьях Кубани и Теберды примыкают к ледниковым аккумулятивным образованиям. В соответствии с числом террас и стадияльных морен выделяется восемь стадий отступания Тебердинского ледника, а каждый этап врезания и образования уступа террасы, по И. Н. Сафонову, коррелируется с фазой усиленного таяния ледников и их сокращения. Вместе с тем подчеркивается, что основным фактором формирования террас Кубани являются новейшие тектонические движения. В данном случае террасы правильнее рассматривать как следствие климатических колебаний, а тектонику — как предпосылку для общего врезания долин.

А. В. Кожевников (1962), детально изучивший строение долин Кубани и Теберды, дает другую схему расчленения осадочных комплексов долин, но также указывает на связь флювиогляциальных толщ с самостоятельными крупными и длительными стадиями оледенения, а этапов углубления долин — с интерстадиями. Однако формирование наиболее молодых, позднеледниковых террас, рассматривается в прямой зависимости от амплитуды тектонического поднятия Главного хребта в позднеледниковое время.

В соответствии с высотами террас размеры движений оцениваются в 25—30 м, а скорости воздымания хребта за последние 10—12 тыс. лет в 3 мм/год.

С другой стороны, М. Г. Гросвальд прямо указывает на то, что изменение высот флювиогляциальных террас Северо-Восточной Тувы связано со спецификой их образования. Рассмотрев эрозионно-аккумулятивные ритмы Казанско-Куйбышевского Приволжья, А. П. Дедков (1966) широко привлекает для их объяснения климатические изменения.

Подход к решению вопроса о причинах врезания в перигляциальные аллювиальные и делювиально-солифлюкционные накопления в значительной мере зависит от рассмотрения механизма их образо-

вания. Если предшествующая врезу аккумуляция в долине не была связана с опусканием, то и этап расчленения не обязательно должен объясняться поднятием. Значительные первичные уклоны террас перигляциальных областей, максимальные углы их наклона в верховьях и трансгрессивный механизм аккумуляции являются достаточными предпосылками для врезания при увлажнении климата и сокращении твердого стока рек. Можно сказать что причины врезания во многом связаны с условиями аккумуляции и что изучение неотектоники по вторичным врезам тесно связано с проблемой образования погребенных долин.

Конечно, нельзя исключить возможность влияния тектоники на образование и изменение высот перигляциальных террас. Межледниковые врезы, прорезающие рыхлые отложения долин и углубляющиеся в коренные породы, связаны также и с тем, что за ледниковый период поднятие территории значительно опередило углубление долин, создало запас потенциальной энергии для процессов эрозии. Если при этом характер движений таков, что способствует большему врезанию в верховьях, влияние эндогенного и экзогенного факторов приобретает одинаковую направленность и практически неотделимы друг от друга. Только в тех случаях, когда накопление перигляциального аллювия может рассматриваться как результат прогибания или подпора и когда первичные уклоны террас были незначительными, межледниковые врезы трудно объяснить без проявления внешних причин — тектонического поднятия или регрессии. Характерной чертой ледниковых потоков в долине Енисея были, по С. П. Горшкову и Н. О. Рыбаковой, малые уклоны и скорости, что привело к накоплению мощных супесчаных осадков. Поскольку для трансгрессивной перигляциальной аккумуляции, напротив, типично увеличение уклонов, можно полагать, что большую роль в накоплении констративных толщ долины Енисея играли внешние факторы, из которых наиболее вероятным было подпруживание долины в низовьях.

В свете изложенного рассмотрение механизма вторичных врезов в делювиальные, пролювиальные, озерные, аллювиально-морские и прочие осадки излишне, так как принципы анализа остаются теми же. Во всех случаях прежде всего целесообразно выяснить, не связано ли врезание с климатически обусловленной перестройкой продольных профилей долин. Только при несоответствии характера врезания тем условиям, которые были для него созданы изменением климата, можно говорить и о тектонических причинах вторичных врезов. В частности, об этом свидетельствуют увеличение высот перигляциальных террас при удалении от ледников и углубление врезов в коренные породы ложа долины, если рельеф ложа не изменен такими процессами, как экзарация или карст. Лучшим доказательством определяющей роли тектоники в образовании вторичных врезов можно считать компенсационный характер предшествующей аккумуляции и ее «завершенность», под которой мы понимаем постепенную смену вверх по разрезу грубых фаций тонкообломочными

вплоть до мощных горизонтов суглинков, глин и илов, отлагавшихся при ничтожных уклонах и скоростях водотоков. Значительное вре-
зание в построенные таким образом толщи невозможно при любом
изменении водности и твердого стока реки: для этого необходимо
увеличение уклонов, т. е. абсолютное или относительное поднятие.

Вторичные врезы Алтая

Этап основных тектонических движений Алтая, приведший к соз-
данию важнейших особенностей рельефа этой горной области, при-
ходился на вторую половину неогена и начало четвертичного периода.
В. П. Нехорошев, Е. Н. Щукина, а позднее О. А. Раковец и
Г. А. Шмидт пришли к выводам о значительных амплитудах чет-
вертичных поднятий, их независимости от более ранних и неодно-
кратном проявлении, что позволяет рассматривать четвертичный
тектонический этап в истории Алтая как самостоятельный. Напри-
мер, согласно данным О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963), только
за межледниковый период амплитуды поднятий, оцениваемые по раз-
нице высот морен и трогов, для восточного и западного окончаний
Катунского хребта достигали 100—200 м, а для центральных частей
этого поднятия — 400—600 м. Общее поднятие Алтайского свода
за межледниковье, т. е. за сравнительно небольшой отрезок чет-
вертичной истории, достигало в отдельных районах 700—800 м
(Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец, 1961). Помимо большого
размаха четвертичных поднятий устанавливается периодичность
движений четвертичного времени, доказываются синхронность
этапов активизации поднятий с межледниковыми периодами,
а стадий затухания движений — с эпохами оледенений. Впервые
схему этапов четвертичных поднятий предложил Ю. А. Кузнецов,
выделивший фазы поднятий перед рисским и вюрмским оледе-
нениями. Согласно В. П. Нехорошеву, на Алтае выделяются три
неотектонические фазы — доледниковая, перед последним оледе-
нением и послеледниковая. С некоторыми изменениями эти схемы при-
нимают также О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963, 1967), сопоста-
вляющие этапы оживления тектонических движений с периодами
отступления ледников.

С другой стороны, Ю. П. Селиверстов (1959) признает значитель-
ность четвертичных поднятий Алтая (только за верхнечетвертичное
время поднятия верховьев Бухтармы достигали 1200—1300 м),
но считает, что циклы эндогенных процессов совмещались с этапами
оледенений и эрозионных врезов по-разному. Он подчеркивает, что
межледниковые врезы сами по себе не свидетельствуют о значитель-
ных тектонических движениях в межледниковье, а указывают на
резкое изменение интенсивности экзогенных процессов.

Наконец, Н. А. Ефимцев (1961), отрицает значительные подни-
тия на Алтае в четвертичное время. Этот вывод основывается на
положении осадков эоцлейстоцена, залегающих в долинах на высо-
тах 30—100 м над современными руслами. Рельеф Алтая в начале

четвертичного периода рассматривается как близкий к современному. Ледники не углубляли долины, а только несколько их видоизменяли. Интенсивные врезы, в том числе и межледниковые, не имели места, а четвертичные поднятия с амплитудами в первые десятки метров никак нельзя считать самостоятельным неотектоническим этапом развития горной страны.

Расхождение взглядов на четвертичную историю развития Алтая связаны с недостатком прямых доказательств тектонических движений и использованием косвенных признаков, а также с недооценкой роли экзогенных факторов. Точка зрения Н. А. Ефимцева в настоящее время недостаточно обоснована. Бурые щебенисто-галечниковые отложения зоплейстоцена (по О. А. Раковец, башкаусская свита нижнечетвертичного возраста и ее аналоги) действительно вскрываются в цоколях террас ряда долин на небольших высотах над руслом. Однако все обнажения этих осадков связаны с такими отрезками долин, которые приурочены к участкам относительного прогибания. Выделяется три типа таких участков:

а) Участки, тяготеющие к межгорным котловинам Алтая. Обнажения башкаусской свиты в долине р. Тархаты связаны с Чуйской котловиной, в долине р. Карги — с Джулукульской котловиной, а разрезы свиты в долине р. Кубадру локализуются в пределах тектонического понижения, примыкающего к Улаганской котловине.

б) Участки продольных долин — грабенных, соединяющих межгорные котловины. Сюда относятся обнажения древнего аллювия в долине р. Чуи около устья р. Куэхтамар и в долине р. Коксы в 10 км выше ее устья.

в) Участки долин, опущенные по линиям поперечных разломов. К таковым принадлежат отрезки долины Черги около сел. Усть-Черга и долины Катунь вблизи устья р. Аккем.

Структурная приуроченность обнажений башкаусской свиты заставляет с осторожностью использовать ее положение относительно русел рек для выводов о размерах регионального поднятия Алтая в четвертичное время. Это скорее можно объяснить резкой неравномерностью молодых движений, близким соседством интенсивно поднимающихся блоков, где врезы достигали сотен метров, и относительно опущенных структур, в пределах которых не было активного врезания или даже преобладала аккумуляция. Выводы о малом врезании на отдельных участках долин не следует распространять на все бассейны и тем более связывать с ними представления о региональном поднятии всей горной области.

Значительные поднятия крупных структур Алтая в четвертичное время, несомненны, однако выделение определенных этапов активизации тектонических движений и синхронизация их с межледниковыми эпохами необоснованы. Вторичные врезы в погребенные долины, выполненные ледниковыми отложениями и перигляциальным аллювием, во многом не зависят от направленности движений в период врезания. В горных областях, испытавших неоднократные изменения

климата и в связи с этим интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов, можно говорить только о роли тектоники, как общего фона, на который накладываются экзогенные ритмы рельефообразования. Устанавливаемые этапы активизации движений в межледниковья, в значительной мере являются кажущимися, связанными с резким отставанием врезов от темпа поднятия в ледниковые эпохи и с частичной ликвидацией этого отставания в эпохи сокращения оледенения.

Одним из доказательств активизации движений Алтая в межледниковья являются разрывные нарушения, смещающие морены. О. А. Раковец отмечает разрывы морен в долине р. Кубадру, а Г. А. Шмидт описывает разлом, затрагивающий морены в долине р. Таджилу. Помимо этого относительно точная датировка движений возможна в случае смещения по разломам древних осыпных шлейфов (долина р. Чибитки) или конусов выноса (северный борт Чуйской котловины). Однако даже, если доказан межледниковый возраст движений по отдельным разломам, это не дает основания говорить о стадиях в тектоническом развитии всего района. Естественно считать эти факты признаками дифференцированности движений, при которой в поднятие втягиваются отдельные блоки, а не горная область в целом. Если движениями затронуты такие образования, как морены и конусы выноса, то не значит, что до образования и в процессе образования этих форм подвижки отсутствовали. Интенсивная аккумуляция осадков затушевывала деформации, которые проявились только после относительной фиксации форм в рельефе и осадков в разрезах.

Выводы

1. Для оценки тектонических движений по глубинам врезов необходимо уточнить, какие врезы подлежат рассмотрению — первичные в коренных породах или вторичные в рыхлых отложениях погребенных долин.
2. Первичные врезы являются следствием поднятия или регрессии, причем большее соответствие имеет место на равнинах и в низовьях рек.
3. Среди вторичных врезов выделяются не связанные с тектоникой (преимущественно в моренах, зандрах, делювиальных шлейфах), частично зависящие от тектоники (главным образом, в перигляциальном аллювии) и полностью обусловленные тектоникой (в озерно-аллювиальных, аллювиальных и аллювиально-морских отложениях). Степень зависимости вторичных врезов от тектоники в значительной мере связана с тектонической обусловленностью предыдущих этапов выполнения долин.
4. Связь террасообразования с колебательными движениями земной коры, синхронизация этапов поднятия и врезания устанавливаются только в том случае, если для данного отрезка времени доказано постоянство экзогенных факторов рельефообразования, глав-

ным образом объемов твердого и жидкого стока. В противном случае поднятия играют роль фона, на который накладываются экзогенные ритмы рельефообразования.

ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ И КЛАССИФИКАЦИИ ПОГРЕБЕННЫХ ДОЛИН

О погребенных и переуглубленных долинах

К долинам, полностью или частично выполненным мощными рыхлыми осадками различного происхождения, помимо термина «древние» применяются также более узкие по значению термины — «погребенные» или «переуглубленные». Распространенность термина «переуглубленная» долина не меньшая, чем термина «погребенная» долина. Если же учесть, что термин «погребение» не встречается, а термин «переуглубление» употребляется довольно часто, то преимущество второго термина будет подавляющим. Терминам «переуглубленная» долина и «переуглубление» нельзя отказать в наглядности, но в большинстве случаев они неправильно отражают существо характеризуемого явления (Сладкопевцев, 1969).

Г. Ф. Лунгерсаузен, рассматривая вопросы развития рельефа и неотектоники Западной Сибири, пишет: «Вслед за фазой плоскостного размыва и покровных наносов следует фаза энергичной глубинной эрозии, создавшей переуглубленные долинные врезы Оби, Северной Сосьвы, Вогулки...» А. В. Кожевников (1960) при рассмотрении неотектоники Среднего Поволжья и Прикамья указывает, что «переуглубление долины Волги и продолжавшееся прогибание обусловили пути проникновения вод акчагыльской трансгрессии». Д. В. Борисевич (1961) связывает возникновение «переуглублений» долины реки Чусовой с врезами и началом отложения аллювия террас.

Рассматривая древние долины Марийского Заволжья, выполненные главным образом осадками кинельской свиты, О. Н. Малышева называет их «переуглубленными». Д. Б. Базаров (1966) считает, что интенсивное врезание и переуглубление долин, наблюдавшееся в конце нижнего плейстоцена, в начале верхнего плейстоцена сменилось мощной аккумуляцией, в результате которой ранее переуглубленные участки долин и межгорных впадин Селенгинского среднегорья заполнились грубым песчано-галечным аллювием.

Итак, термин «переуглубленная» долина используется для характеристик таких долин, процесс образования которых складывается из двух этапов. Вначале имеет место врезание и разработка долин как отрицательных форм рельефа. На этой стадии продольные профили долин непрерывно снижаются, но во всех своих точках остаются выше основных базисов эрозии. Долины непрерывно углубляются, но никакого переуглубления они не испытывают. Второй этап начинается с того момента, когда приходно-расходный баланс материала, транспортируемого реками, становится положительным. Это может быть связано с эвстатическим или геократическим

повышением базиса эрозии, а также с ослаблением стока и преобладанием приноса материала водоразделов над его выносом из долин. Процесс углубления их на втором этапе прекращается, сменяется в ряде случаев относительным прогибанием, но главное сменяется процессом погребения долин под толщами осадков. Рассмотренный выше механизм образования долин не связан с каким-либо их переуглублением. Можно видеть, что термин «переуглубленная» долина не отражает существа явления и не должен применяться при характеристике широко распространенных древних долин, выполненных отложениями различного генезиса. К последним более применим термин — «погребенные» долины.

Однако полностью отказываться от термина «переуглубленные» долины, нельзя. Имеются случаи, когда в силу особенностей русловых или нерусловых процессов отдельные участки долин еще в процессе углубления речной сети (а не в процессе ее захоронения) скажутся на отметках значительно более низких, чем средние отметки продольных профилей на соседних участках долин. Углубления такого рода обычно бывают недолговечными и выполняются осадками в ходе нормального развития долин, без влияния таких внешних факторов, как смена знака тектонических движений или нарушение баланса наносов в долинах. Только в таких случаях можно говорить о переуглублениях в долинах, поскольку они располагаются ниже тех базисов эрозии (основных или местных), которые оказывают или оказывали решающее влияние на процессы резания и разработки долин. Помимо этого нецелесообразно рассматривать переуглубления относительно базисов эрозии, которые определяют (или определяли) процесс захоронения долин и, таким образом, относятся к другому, более позднему этапу развития рельефа.

Существует несколько разновидностей переуглублений в долинах.

Свойство всякого естественного русла — его неодинаковые глубины, волнистость продольного профиля. В большинстве случаев чередование глубин обусловлено особенностями циркуляции потока и изгибами русла. При этом большие глубины на плесах, естественно, не должны рассматриваться как аномальные для данной реки. Только там, где сочетание особенностей потока и коренного ложа приводит к образованию плесов, отличающихся по глубине от средних, можно говорить о «переуглублении» русла, т. е. об углублении значительно большем, чем средние для данного участка. Обычно эти переуглубления связаны с разнородным строением коренного ложа долины. Судя по материалам Б. В. Пясковского, неровности ложа низовьев Днепра, достигающие 20—35 м, связаны как с неоднородностью кристаллических пород, так и с карманами коры выветривания на гранитах. Многочисленные переуглубления подошвы аллювия наблюдаются на реках Сибири, на участках развития мягких пород, интенсивной трещиноватости или карстующихся известняков. Во время гидротехнических изысканий в районе Усть-Каменогорской ГЭС в русле Иртыша было обнаружено много эрозионных

щелей глубиной до 12—22 м, которые были связаны с большой раздробленностью пород фундамента.

Переуглубления, обязанные своим происхождением литологическим или структурным особенностям ложа, многочисленны, невелики по размерам и разнообразны по форме. Они в основном определяются «внешними причинами», мало зависят от гидравлических характеристик потока. С другой стороны, эти причины (литология, трещиноватость и т. д.) играют пассивную роль в развитии переуглублений, создают предпосылки для их образования. Активным фактором здесь является поток, его способность к углублению, а при наличии благоприятных условий — к переуглублению русла.

В сужениях долин водный поток, ограниченный коренными склонами, получает дополнительные возможности для углубления русла, особенно в периоды увеличенных расходов и максимальных стеснений. На участках малоактивных или пассивных, литологических, сужений возрастание темпов врезания приводит к переуглублениям русла, образованию на месте сужения аномальных по глубинам плесов. Сформированные в паводки, эти плесы хорошо прослеживаются в межень, особенно на фоне почти пересыхающих рек степной и пустынно-степной зоны.

Глубокие плесы наблюдались в долинах рек Центрального Казахстана — Ишима, Селеты, Нуры, Сарысу и др. В большинстве случаев их аномальные размеры обусловлены своеобразием русловой деятельности рек этого района, а глубины являются закономерными (Сладкопечев, 1963). Лишь в немногих местах, на участках сужений долин, плесы переуглублены в результате повышенной эрозионной способности русел в паводки. В верховьях р. Уткульсыз (правый приток Сарысу) долины временных водотоков пересекают грядку мелкосопочного рельефа и имеют вид ущелий прорыва (Сладкопечев, 1961). Тектоническая активность пересекаемого поднятия подтверждается деформациями террас в долинах прорыва. Вместе с тем на участках сужений образованы крупные плесы, не пересыхающие круглый год и имеющие явно аномальные размеры. Можно полагать, что большие размеры плесов связаны с явлением переуглубления русел в паводки.

Ниже сужений долин под влиянием спада паводковых уровней и усиленной эрозии (так называемого гидравлического прыжка), а также часто в связи с благоприятными геологическими условиями (смена устойчивых пород сужения более податливыми) происходит образование эрозионных котлов (рис. 49, а). Аналогичные формы возникают и ниже порожисто-водопадных участков в результате высверливающей деятельности падающей воды, энергия которой возрастает прямо пропорционально уклону в степени $3/2$. Результаты лабораторных исследований показали, что глубины размыва ниже сужений или створов плотины тем меньше, чем больше расход наносов и их крупность. По данным Т. Валера (1966), важнейшими факторами образования котлов являются постоянство потока, режим жидкого и твердого стока, химический состав и структура размываемой

породы. Широкое распространение подобных форм в известняках не дает основания считать их карстовыми, поскольку основная предпосылка их образования — деятельность воды, динамика наносов и структура породы.

В долине Ангары в начале Осиновского расширения обнаружены эрозионные котлы в русле глубиной до 80 м ниже уреза.

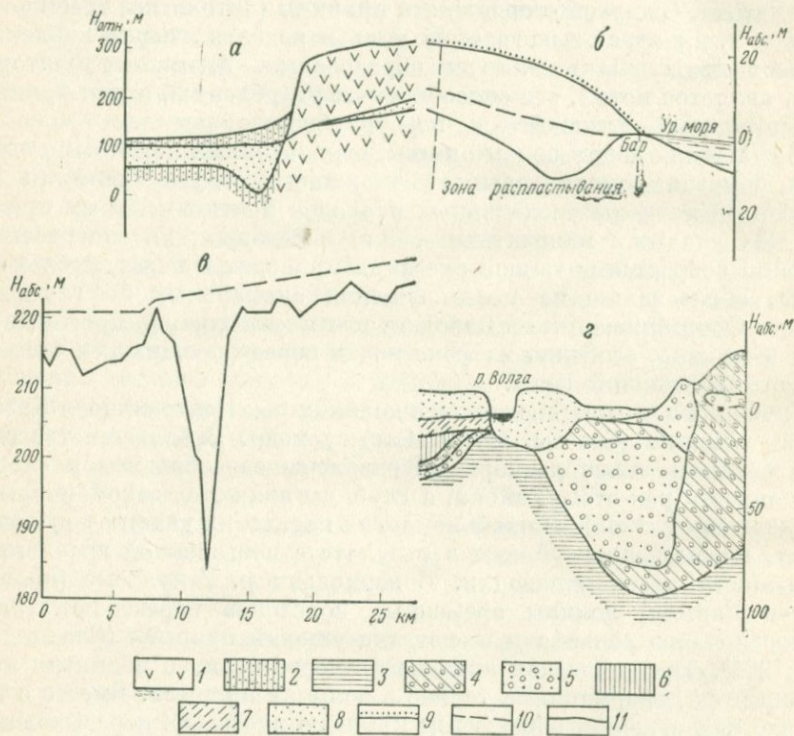


Рис. 49. Переуглубленные участки долин

а — эрозионный котел на подпорожном участке; б — приустьевая яма (по Н. И. Макавееву, 1951); в — предпорожное переуглубление русла р. Илим (по Е. Н. Былинскому, 1958); г — Солоицкая ложбина ледникового выпавивания (по Г. И. Горецкому, 1966)
 Коренные породы: 1 — траппы, 2 — песчаники и аргиллиты; 3 — глины; рыхлые отложения: 4 — ледниковые, 5 — водно-ледниковые, 6 — озерно-ледниковые, 7 — озерно-старичные, 8 — аллювиальные профили: 9 — половежья, 10 — межени, 11 — дна

Оконтуренные электроразведкой эти формы в настоящее время выполнены сильно ожелезненным грубообломочным аллювием. По всей видимости факторами образования котлов явились особенности русловых процессов на участке перехода реки из сужения в расширение, возникновение крупных водоворотов в русле. Этому же способствовали и структурно-литологические условия участка — резкий переход от устойчивых к разрушению траппов к песчаникам и аргиллитам, а кроме того, густая сеть трещин в зоне литологических контактов. Переуглубления, связанные с особенностями эро-

зионно-аккумулятивного процесса и литологии ниже сужений, обнаружены также на Нижней Тунгуске и Днестре, а за рубежом — в долинах Рейна и Дуная.

В тех случаях, когда переломы продольного профиля реки на порожисто-водопадных участках не сопровождаются сужением и подпором, перед порогами имеет место спад паводковой волны, сопровождающийся увеличением скоростей, повышением эродирующей силы реки и выработкой глубоких плесов. Протяженность участков спада и переуглубления в общем случае возрастает с ростом расхода и уменьшением уклона и на крупных реках достигает десятков километров (Маккавеев, 1955). Обычно в зонах спада глубины возрастают в 1,2—1,5 раза по сравнению с таковыми на соседних «беспорожных» участках. Так на верхней Волге перед порогами глубины плесов увеличиваются с 3 до 4—5 м, а на порогах равны 0,7—1 м. Переуглубления русел перед порогами достигают на р. Сухоне — 20 м, на р. Енисее — 21 м, на р. Амударье — 15—20 м, на р. Дунае — 50 м. В низовьях р. Илим, в 3,5 км выше Большого порога, наблюдается переуглубление русла глубиной в 40 м и протяженностью в 3 км (рис. 49, в).

Явления спада и увеличения скорости течения в половодье перед впадением рек в озеро или море приводят к нарастанию размыва в нижней части зоны распластывания и образованию аномальных углублений русла перед расположенным в устье аккумулятивным баром (рис. 49, б). На участках слияния рек подобное явление возможно в условиях несовпадения сроков половодья на основной реке и ее притоках. Приустьевые переуглубления или «приустьевые ямы» отмечались нами по притокам р. Бии (Лебедь, Пыжа, Неня), где основной причиной спада паводочной волны в устьях является большая зарегулированность стока Бии по сравнению с притоками. Масштабы переуглубления в устьях крупных рек весьма велики. Как указывает Н. И. Маккавеев (1951), в низовьях Миссисипи на расстоянии 150—250 км от устья глубины в русле на 40—50 м ниже уровня моря.

Рассмотренные выше разновидности переуглублений образуются водным потоком в процессе врезания. В данных случаях поток в определенных местах получает возможность аномально углублять русло, опережать среднее углубление долины; иными словами происходит чрезмерное углубление русла, т. е. его переуглубление.

Помимо этого аномальные углубления в долинах могут образовываться не только водным потоком.

В областях современных и древних оледенений наблюдаются ложбины и котловины ледникового вышахивания (экзарации) выполненные ледниковыми, водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми отложениями. Вопрос о способности ледника значительно менять рельеф своего ложа еще не решен однозначно. Так, по данным М. И. Ивероновой, ледники Тянь-Шаня совсем не эродируют и не в состоянии уничтожить даже растительность на древних моренах. Вместе с тем

способность ледников к экзарации считается несомненной, но зависящей от конкретных условий. Г. Луис (1957) отмечает, что ледники способны подчеркивать неровности долины, нарацивать уже имеющиеся. Сила воздействия льда увеличивается с ростом скорости движения. Е. В. Шанцер (1966), рассматривающий лед одновременно как пластично-текучее и как упругое и хрупкое тело, считает выпахивание функцией мощности и уклонов ледника.

Факты усиленного выпахивания ледником и его почти полного отсутствия не противоречат друг другу. Примерно так же, как это имеет место в водном потоке, участки активного углубления долины могут соседствовать с участками транзитов или накопления материала. Все зависит от сочетания ряда факторов, таких, как мощности льда, уклоны, ширина долины, первичный рельеф ложа и т. д.

Экзарационные переуглубления в днищах трогов широко известны в ледниковых районах Кавказа, Средней Азии и Сибири. П. В. Ковалев полагает, что оценку ледниковой эрозии в долинах Кавказа можно дать на основании изучения неровностей троговых долин, высот их ригелей, которые достигают 75—100 м. Об углублении днищ трогов на многие десятки метров ниже современных русел пишут С. С. Воскресенский (1968) и Е. Е. Милановский (1968).

Экзарационные ложбины имеются и в пределах равнин, охватывавшихся древними оледенениями. Большое внимание происхождению этих специфических форм древнего рельефа уделяет Г. И. Горецкий (1966). В долине р. Солоницы, правого притока Волги, изучено крупное Солоницкое переуглубление, являющееся ложбиной ледникового выпахивания (рис. 49, з). Ложбина на 70 м врезана в верхнеюрские отложения, углублена на 85 м ниже межленного горизонта Волги и на 55—60 м ниже постели аллювия пра-Волги в районе г. Чкаловска.

Переуглубления в руслах рек полупустынного и пустынного пояса связаны с дефляцией. Сухие русла временных водотоков аридных областей являются участками интенсивного воздействия эоловых процессов, главным образом процессов дефляции, вследствие образования мощных восходящих вихревых потоков в отрицательных формах земной поверхности. Особенно большое преобразование испытывают русла распавшейся гидросети, отчленившиеся от путей современного стока.

Все крупные депрессии на междуречье Сарысу и Коктас, возникновение которых связано с миграцией и распадом речной сети, в той или иной степени изменены дефляцией (Сладкопевцев, 1963). Большое значение сорово-дефляционным процессам в образовании крупных котловин Селеты — Степнякского района Северного Казахстана придает З. А. Сваричевская (1961). И. Дионе (Dionne, 1964), обобщивший материал о котлообразных формах рельефа, включает в приводимый перечень и эоловые котлы аридных областей.

Выполненные осадками при освоении сухих русел водотоками в связи с миграцией или возрождением речной сети дефляционные переуглубления могут затем фиксироваться в разрезах современ-

ных или древних долин в виде локальных участков резкого увеличения мощностей аллювия.

Формы рельефа, отнесенные к переуглублениям, обладают общим важным свойством. Все они были сформированы как депрессии рельефа, не погребенные под осадками (нахождение их под толщей льда или под водой не следует принимать во внимание, поскольку эти массы являются агентами углубления, а не погребения форм). Последующее выполнение осадками превращает их в погребенные, древние переуглубления. Среди переуглублений можно выделять современные, продолжающие развиваться, и древние, погребенные, фиксируемые в разрезах отложений или вскрываемые скважинами.

Переуглубления в долинах локальны, занимают небольшие по протяженности участки (редко до нескольких километров). Их распространение не может идти ни в какое сравнение с крупными разветвленными системами погребенных долин. Термин «переуглубленная» долина в большинстве случаев для них непригоден. Правильнее называть их «переуглублениями» долин или «переуглубленными участками долин».

Самостоятельные по существу процессы переуглубления часто действуют в сочетании с другими рельефообразующими процессами, из которых основными являются карст, суффозия и тектонические движения. В результате не всегда легко расшифровать генезис той или иной формы современного или древнего рельефа, определить в какой мере она относится к переуглублениям.

Переуглубления в руслах рек — аномальные плесы в сужениях, «подпорожные» и «предпорожные» котлы — могут осложняться карстом, если ложе реки слагается карбонатными или соленосными толщами. Сформированная поверхностным выщелачиванием и затем выполненная аллювием воронка или ложбина в карстующихся породах продолжает развиваться в погребенном виде, достигая в отдельных случаях весьма внушительных размеров.

Большепотытковская соляная структура в Пермской области характеризуется увеличением мощности четвертичных отложений в сводовой части до 28 м по сравнению с 5 м на прилегающих участках (Лунев, 1967). В долинах Камы и Чусовой зоны развития пермских карстующихся пород также отличаются увеличением мощности аллювия, например, свод Краснокамско-Полазненского вала. Крупные карстовые депрессии в верховьях р. Хэнзян (провинция Гуанси) выполнены чередующимися горизонтами аллювия и озерно-болотных осадков (Лебедев, 1962). В Казахстане охарактеризованы многочисленные древние эрозионно-карстовые полости в разной степени освоенные речной сетью (Сладкопцев, 1963, 1964).

На территории Северо-Восточного Прикаспия в местах пересечения долинами солянокупольных структур процессы выщелачивания, видимо, также способствуют образованию депрессий в подошве аллювия и увеличивают мощность отложений (Сладкопцев, 1965, 1968).

Гораздо меньшую роль в последующем развитии переуглубленных участков долин играют суффозионные процессы. Так, З. А. Свиричевская полагает, что механическое удаление материала подрусловым стоком обуславливает аномальные глубины плесов на реках Центрального Казахстана. Можно согласиться с автором в том, что суффозия играет определенную роль в формировании русел, выстилаемых аллювием достаточной мощности. Вместе с тем явления переуглубленности плесов в руслах казахстанских рек в значительной мере обязаны и своеобразию их гидрологического режима (Сладкопевцев, 1963).

Совместное влияние приустьевого спада и карстовых процессов может привести к образованию сложной по генезису депрессии днища долины, которая лишь отчасти является переуглублением.

Сложно разграничить влияние процессов переуглубления долин и локальных тектонических движений; тем более, что тектоника может не только влиять на морфологию переуглублений непосредственно, но и стимулировать экзогенные процессы. Среди переуглублений ледниковых долин Кавказа ббльшая часть имеет экзарационное происхождение, что признают С. С. Воскресенский (1968) и Е. Е. Милановский (1968). Однако роль тектоники в образовании самых крупных из них, таких, как в верховьях Терека (до 400 м), несомненна.

В какой мере переуглублены (в нашем понимании) устья Оби, Дона, Днепра, Днестра и ряда других рек, где отмечено погружение подошвы аллювия ниже уровня моря, и в какой мере здесь влияли относительные или абсолютные колебания базиса эрозии? Эти вопросы еще не освещены в достаточной степени. Правы ли М. В. Муратов и Н. И. Николаев, называющие устья рек Крыма переуглубленными на том основании, что мощности аллювия возрастают здесь до 20—30 м? Или это связано с колебаниями уровня моря? По всей видимости, К. И. Геренчук (1960) справедливо поставил вопрос о сложном эрозионно-тектоническом происхождении депрессии в низовьях Волги.

Следует также отметить, что образование погребенных или так называемых «переуглубленных» долин неправильно увязывается с этапами интенсивных поднятий, понижения базиса эрозии и врезания. Однако какими бы глубокими ни были эрозионные врезания, долины не станут погребенными до тех пор, пока этап врезания не сменится стадией аккумуляции. Исходя из этого, можно считать «переуглубленными» любые современные долины, так как ни одна из них в будущем не гарантирована от выполнения осадками избыточной мощности.

В заключение следует отметить, что, по Д. А. Лилиенбергу (1959), поднятия Восточного Кавказа временами сменялись опусканиями, например, в ачкагыльское время, после чего наблюдалось «переуглубление» долин. Е. Е. Милановский (1968) также связывает значительное «переуглубление» рек Черноморского побережья с древнечерноморской трансгрессией. Термин «переуглубление» используется здесь не по назначению, однако увязка погребения долин

с опусканиями и повышением базисов эрозии правильна. Н. В. Введенская (1967) справедливо отмечает, что залегание плиоцена в пределах Мелекесской впадины на 52 м ниже современных урезом указывает не на «переуглубление» долины Камы на этом участке, а на интенсивное погружение впадины после отложения аллювия IV плиоценовой террасы р. Камы.

Неточности, касающиеся терминологии и связи погребенных долин с этапами развития рельефа, на наш взгляд, взаимосвязаны. Опираясь терминами «переуглубление» или «переуглубленная» долина, естественно объяснить образование ее врезанием, глубинной эрозией и связывать по времени с этапами поднятий и расчленения рельефа. Использование же более правильного определения «погребенная» долина заставляет рассматривать процесс выполнения, погребения долин как следствие последующего локального или регионального прогибания или как результат климатических изменений, ведущих к нарушению режима твердого и жидкого стока и к перегрузке потока наносами.

Опыт классификации погребенных долин

Классификация погребенных долин в настоящее время отсутствует. Вместе с тем данная проблема привлекла внимание ряда исследователей. Так, С. В. Лютцау и С. Н. Тесаков детально рассмотрели типы аллювиальных погребенных долин, выделив среди них одноярусные и несколько разновидностей многоярусных долин. Ю. П. Казакевич за основной принцип выделения типов долин Витимо-Патомского нагорья принимает степень совпадения их тальвегов с современными врезами и каждому типу дает местное название (Мараканский, Тунгусский и т. д.). З. А. Сваричевская и В. А. Яценко включают реликтовые (погребенные) долины в общую классификацию долин, что также в значительной мере оправдано.

Классификация погребенных долин может основываться на различных критериях, а также на одном или нескольких из них. Интересны морфологический, структурный, возрастной или прикладной принципы. Однако только генетический подход позволяет всесторонне рассмотреть механизм формирования погребенных долин, оценить роль различных факторов в процессе их выполнения осадками.

Погребенные долины прежде всего можно разделить на компенсационные, т. е. выполнявшиеся осадками одновременно с прогибанием, и некомпенсационные, захоронение которых было обусловлено экзогенными процессами (табл. 9). Это деление во многих случаях условно и с трудом осуществимо, ибо тектоника и экзогенные процессы часто тесно взаимодействуют в пространстве и времени. Среди компенсационных погребенных долин наиболее важны «тектонические», обусловленные прогибанием, но встречаются карстовые и суффозионные, имеющие локальное распространение и обычно осложняющие основные типы.

Типы погребенных долин и переуглубленных участков

Погребенные долины	Компенсационные	Тектонические	Аллювиальные		
			Озерно-аллювиальные		
			Аллювиально-морские		
			Ледниковые		
			Перигляциальные	аллювиальные с преобладанием ледникового материала	
				(зандры)	
				аллювиальные с преобладанием неледникового материала	
				озерно-аллювиальные приледниковые	
			Семиридные	делювиально-солифлюкционные	
				делювиальные	
				делювиально-пролювиальные	
			Некомпенсационные	Перигляциальные	озерно-пролювиальные
					Суффозионные
					Карстовые
	Аллювиально-морские				
	Ледниковые				
	аллювиальные с преобладанием ледникового материала (зандры)				
	аллювиальные с преобладанием неледникового материала				
	озерно-аллювиальные приледниковые				
	деллювиально-солифлюкционные				

Погребенные долины	Некомпенсационные	Семиаридные	делювиальные
			делювиально-пролювиальные
			озерно-пролювиальные
Переуглубленные участки долин	Дефляционные		
		Экзарационные	
	Эрозионные		аномальные плесы
			плесы в сужениях
			эрозионные котлы
			предпорожные ямы
			предустьевые ямы

Многочисленные сочетания факторов погребения долин обуславливают большое разнообразие осадков, накапливающихся в процессе захоронения отрицательных форм. В классификации выделены только основные, наиболее часто встречающиеся «фациальные» разновидности. Однородные осадочные комплексы чаще характерны для отдельных звеньев гидросети, например, для верховьев или низовьев, основных долин района или притоков. Системы погребенных долин осложняются разного рода переуглублениями. Последние в одних случаях могли быть выполненными осадками задолго до этапа региональной аккумуляции, а в других — частично или полностью быть захороненными одновременно с выполнением всех долин.

Выводы

1. Использование термина «переуглубленная» долина по отношению к долинам, выполненным осадками различного генезиса, в большинстве случаев неправильно. Этот термин, не отражающий сущности явления, должен быть заменен термином «погребенная» долина.

2. К «переуглубленным» следует относить участки долин, которые в процессе углубления речной сети оказываются на более низких отметках, чем средние отметки профиля нижележащих участков. В основном это русловые формы: аномально глубокие плесы, связанные с литологией коренных пород или сужением русла, эрозионные котлы ниже порогов и водопадов, предпорожные и предустьевые ямы.

3. В процессе развития (или позднее) переуглубления долин могут осложняться и углубляться тектоникой, карстом или суффозией, превращаясь в полигенетические образования.

4. В классификации выделяются погребенные долины и их переуглубленные участки, причем последние могут выполняться осадками в процессе региональной аккумуляции или задолго до нее. Деление погребенных долин на компенсационные и некомпенсационные во многом условно, так как тектоника и экзогенные процессы тесно взаимодействуют в пространстве и времени. Более дробное подразделение компенсационных и некомпенсационных погребенных долин основано на генетическом различии выполняющих их комплексов отложений, которые являются результатом соответствующих типов морфолитогенеза при образовании погребенных долин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализ рельефа и его динамики при изучении направленности, интенсивности и ритмики тектонических движений должен сопровождаться тщательным и всесторонним учетом рельефообразующей роли нетектонических факторов, введением поправок на экзогенную и литологическую составляющие процесса образования форм, считающихся показателями тектонических движений. От полноты и точности оценки влияния нетектонических факторов зависит уточнение геоморфологических методов изучения неотектоники, превращение многих из них из качественных в количественные. Учет роли климатических факторов позволяет, например, усовершенствовать методы оценки величин поднятия по глубине эрозионных врезов и опускания по мощностям рыхлых отложений. Ввиду того, что гидрологические факторы русловой деятельности рек в настоящее время могут быть оценены довольно точно, такие методы изучения неотектоники, как анализ высот и ступенчатости поймы, контакта и подошвы аллювиальных фаций, должны получить достаточно строгую расчетную методику.

Во многих случаях изучение неотектоники геоморфологическими методами должно сводиться по существу к анализу и учету роли нетектонических процессов. Это не означает умаления роли тектонического фактора в формировании рельефа и выдвигания на первый план рельефообразующей деятельности климата и литологии. Целесообразность такого подхода вытекает из того, что роль нетектонических процессов должна быть как можно раньше оценена и исключена из совокупности факторов рельефообразования. Это позволит более достоверно судить о рельефообразующем влиянии движений земной коры.

Тщательный и всесторонний учет нетектонических процессов, разработка теории их взаимодействия с движениями земной коры — один из основных путей дальнейшего совершенствования геоморфологических методов изучения новейшей тектоники.

Вопросы, входящие в проблему учета и оценки нетектонических факторов при изучении геоморфологическими методами движений земной коры, делятся на три группы, которые можно условно

назвать гидрологической, климатической и литологической.

Гидрологическая группа включает вопросы, касающиеся оценки гидрологических факторов рельефообразования, изучения взаимодействия этих факторов с тектоническими движениями. Из рассмотренных вопросов к этой группе относятся анализ поймы и современное аллювия, изучение долин на участках их слияния, расшифровка механизма образования переуглубленных участков долин и некоторые другие. Точная оценка роли гидрологических факторов в настоящее время возможна при изучении тектонических движений последних веков и в лучшем случае голоцена. Учет этих факторов наиболее эффективен при сравнительном структурном анализе ряда участков современных долин. Оценка гидрологических факторов важна преимущественно при изучении плановых, площадных закономерностей тектонических движений голоцена и современного этапа.

К климатической группе относятся вопросы, связанные с оценкой рельефообразующей роли климатически обусловленных эрозионно-аккумулятивных ритмов. Наиболее полно эти вопросы рассмотрены на материале образования погребенных долин. В меньшей мере они затронуты при анализе современных долин (при сравнении высоты контактов фаций разновозрастных уровней или при рассмотрении развития приустьевых участков притоков). Вопросы данной группы можно считать палеогеографическими, временными, поскольку здесь имеет место изучение нескольких разновозрастных образований одного района, восстановление истории рельефообразования и, в конечном счете, тектонического развития на протяжении нескольких этапов. Восстановление механизма экзогенных процессов прошедших этапов геологической истории для целей изучения неотектоники представляет собой особое направление палеогеографической науки, которому не уделяется достаточного внимания. К задачам этого направления относятся расшифровка режима стока палеорек, их глубин, расходов, высот половодья, характера ветвления, транспортирующей способности, характера эрозионно-аккумулятивной деятельности. Недостаточная разработанность методики расчета нормальной мощности аллювия палеорек затрудняет определение констративности аллювиальных толщ. От точности расшифровки режима стока и условий осадконакопления зависит толкование генезиса мощных глинистых прослоев в верхах разрезов погребенных долин. Выделение в разрезах перлювиальных или селевых фаций затрудняется недостатком знаний о транспортирующей способности различных водококов.

Наконец, литологическая группа объединяет вопросы, рассматривающие влияние литологического фактора на формирование рельефа, и в том числе на эрозионно-аккумулятивную деятельность рек. Можно говорить о разномасштабном влиянии пассивной структуры на рельеф — от создания мелких неровностей коренного ложа до воздействия на флювиальные ритмы и морфологию долин. Без учета

этого фактора невозможно изучение доколей террас и сужений речных долин, затруднен анализ ступенчатости поймы и «волн» регрессивной эрозии.

Влияние литологии должно широко и тщательно учитываться при изучении неотектоники, поскольку это самостоятельно и повсеместно действующий фактор рельефообразования, сложно сочетающийся с остальными.

Тектонические движения являются первопричиной влияния на рельеф литологического и экзогенных факторов, в значительной мере определяют направленность, интенсивность и ритмичность их проявления. Вместе с тем однажды возникнув, эти факторы приобретают известную самостоятельность. В общем случае анализ взаимодействия факторов рельефообразования чаще всего сводится к рассмотрению трех возможных вариантов.

Однонаправленные и постоянные по интенсивности тектонические движения служат фоном, на который накладываются мелкие колебания процесса рельефообразования, связанные с влиянием литологии или климата. В результате рельеф приобретает климатически или литологически обусловленную ярусность. Это, в частности, наблюдается при образовании серии водноледниковых террас, коррелируемых с разновозрастными конечными моренами (верховья Кубани).

В условиях постоянства литологических и климатических условий неравномерность движений земной коры обуславливает появление тектонической ярусности рельефа. Она характерна для мобильных горных областей и, в частности, ярко проявляется на склонах хребтов Заилийского и Терской Алатау в Тянь-Шане, в Северо-Чуйском и Курайском хребтах на Алтае.

Наложение в процессе рельефообразования однонаправленных или разнонаправленных по влиянию колебаний земной коры и климата приводит к созданию сложнопостроенного рельефа, имеющего полигенетическую ярусность. Детальный структурный анализ такого рельефа сложен и не всегда может быть проведен. Так, механизм образования ряда террасовых комплексов (на Ангаре, Катунь и др.) до сих пор не ясен в связи с трудностью разграничения тектонического и нетектонических факторов террасообразования.

Закономерности проявления экзогенных процессов и методика их анализа при изучении неотектоники зависят от причин неодинакового в пространстве и времени воздействия этих процессов на рельеф — косвенного влияния тектоники или литологии (активной или пассивной структуры), или непосредственного влияния климата. Изучая механизм колебания высот поймы по долине и пытаясь представить себе степень ее деформации, необходимо иметь в виду, что на высоты поймы влияет также профиль паводковой волны, который, в свою очередь, может зависеть от формы долины, т. е. от тектонической структуры бассейна и его литологических особенностей, а также от режима стока. Оценка влияния на высоты паводков орографического фактора заключается в сравнении поперечных сечений

водотоков и их уклонов при различных уровнях, в расчетах меры стеснения и высот подпора на нескольких участках долины или для ряда этапов ее формирования. Определение роли гидрологического фактора в формировании паводковой волны требует учета характера выпадения зимних и весенних осадков, скорости и синхронности таяния снега в бассейне, ледовых явлений и т. д.

Косвенное (через рельеф и экзогенные процессы) влияние тектоники на формирование тех или иных форм — индикаторов проявляется на одних и тех же участках долины или в одни и те же отрезки времени, что и прямое влияние. Напротив, климатически обусловленные изменения характера экзогенных процессов отличаются независимостью от тектоники. Их влияние на рельеф имеет свои пространственные и временные закономерности.

Различается однонаправленное и разнонаправленное влияние тектоники и экзогенных процессов на рельеф. К числу примеров однонаправленного влияния можно отнести увеличение высоты поймы в сужениях под влиянием деформации и увеличения высоты паводков, нарастание ступенчатости поймы при движении от равнин к горам в связи с большими колебаниями стока и усложнением тектонических движений, повышение контактов аллювиальных фаций при переходе от равнин к горам вследствие тектонического поднятия и увеличения руслоформирующих расходов, нарастание высот перигляциальных террас вверх по течению из-за совокупного действия тектоники и процессов аккумуляции. Однонаправленность влияния тектоники и экзогенных процессов на рельеф, их суммирование в процессе рельефообразования весьма затрудняет структурный анализ рельефа, выделение роли тектонического фактора. Подобные примеры представляют интерес и для теории, поскольку они «нарушают» более общий закон взаимодействия эндогенного и экзогенных факторов в процессе образования рельефа.

Повсеместное действие этого закона заключается в разнонаправленном влиянии эндогенного и экзогенных процессов на рельеф. В большинстве случаев это влияние отражает подчиненность экзогенных процессов ведущему фактору рельефообразования — тектонике, однако они имеют место и при самостоятельности экзогенных факторов. Так, при переходе от предгорий к равнинам Северного Кавказа тектоника обуславливает снижение пойменных уровней, а паводочный режим — их повышение. Противоположное влияние на высоты контактов аллювиальных фаций оказывают врезание русла, связанное с поднятием, и повышение уровней руслоформирующих расходов при увлажнении климата. В подобных случаях затруднительно разграничить роль различных факторов, хотя часто один из них преобладает и определяет направленность процесса рельефообразования.

При структурном анализе рельефа встречаются случаи геоморфологических аномалий, которые, на первый взгляд, могут быть отнесены к обусловленным тектоникой, но на самом деле более сложные по механизму образования и требуют для своего объяснения

учета деятельности экзогенных процессов или литологии. К ним, в частности, относятся: «дисгармоничные» изменения высот террас на поднятиях, т. е. большие изменения высот молодых террас по сравнению с древними; увеличение количества ступеней поймы не на поднятиях, а в депрессиях, т. е. на расширенных участках долины; сочетание в устьях притоков аномально высоких уровней террас с мощными толщами аллювия. Тектоническая интерпретация этих примеров возможна, но часто допускает очень сложную и во многом искусственную схему движений земной коры. Учет особенностей экзогенных процессов упрощает объяснение подобных геоморфологических аномалий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- А да мен ко О. М. Основные закономерности геологического развития Кулундинской впадины. Автореферат канд. дисс. Новокузнецк, 1967.
- Антропоген Южного Урала. М., «Наука», 1965.
- Ар х и п о в С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неогектоникки и палеогеография бассейна среднего течения Енисея. Тр. ГИН АН СССР, вып. 30, 1960.
- А с е е в А. А. Палеогеография долины средней и нижней Оки в четвертичный период. М., Изд. АН СССР, 1959.
- А с е е в А. А. Роль тектонического и климатического факторов в формировании аллювия равнинных рек. Изд. АН СССР, сер. географ., 1960, № 2.
- Б а б а к В. И., П а й с о в а Э. К. Строеие и история формирования древних долин Иртышско-Балхашского водораздела. Сб. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., «Недра», 1967.
- Б а з а р о в Д. Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Автореферат канд. дисс., Улан-Удэ, 1966.
- Б а с а л и к а с А. Б. К вопросу о динамических фазах речных долин и аллювиальных отложений (на примере бассейна р. Неман). Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 21, 1957.
- Б а с а л и к а с А. Б. Основные черты строения долины р. Немана. Изв. АН СССР, сер. географ., 1955, № 3.
- Б о г а ч к и н Б. М. Кайнозойские отложения и новейшие тектонические движения Яломанской впадины (Горный Алтай). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 42, вып. 4, 1967.
- Б о р и с е в и ч Д. В. Палеогеография и четвертичные отложения среднего и северного Урала. Мат. Совец. по изуч. четверт. периода, т. III, 1961.
- Б ы л и н с к а я Л. Н. Определение скорости современных тектонических движений по геолого-геоморфологическим показателям с помощью методов математической статистики. Автореферат канд. дисс. М., 1968.
- В е д е н с к а я Н. В. Тектоническое развитие бассейна Камы в кайнозойе. Сб. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., «Недра», 1967.
- В о л к о в И. А. Новое в изучении следов деятельности рек и изменений климата. Сб. «Методы геоморфологических исследований». Новосибирск, «Наука», 1967.
- В о л к о в Н. Г. Основные результаты изучения тектонической активности Днепровско-Донецкой впадины в голоцене. Сб. «Материалы по четвертичному периоду Украины». Киев, «Наукова думка», 1965.
- В о с к р е с е н с к и й С. С. Геоморфология Сибири. Изд. МГУ, 1962.
- В о с к р е с е н с к и й С. С. Формирование приплотиковых горизонтов аллювиальных отложений. Сб. «Вопросы морфолитогенеза в речных долинах». Чита, 1968.
- В о с к р е с е н с к и й С. С. Изучение взаимодействия эндогенных и экзогенных сил в историческом аспекте — основная задача геоморфологии. Вестн. МГУ, сер. географ., № 2, 1968.

Герасимова А. С., Ершова С. Б. и др. Значение неотектоники при инженерно-геологическом районировании Западной Сибири. Сб. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., «Недра», 1967.

Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Изд. Львовского Гос. ун-та, 1960.

Горелов С. К. Закономерности строения речных пойм Предкавказья и их значение для анализа молодых тектонических движений. Докл. АН СССР, т. 123, № 6, 1958.

Горелов С. К. Тектонические движения Азово-Кубанской равнины по данным изучения отложений и морфологии речных пойм. Мат. Совец. по изуч. четверт. периода, т. II. М., Изд. АН СССР, 1961.

Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М., «Наука», 1964.

Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М., «Наука», 1966.

Горшков С. П. Отличие состава нормального и перигляциального аллювия. Докл. АН СССР, т. 168, № 3, 1966.

Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., «Наука», 1965.

Дедков А. П. Проблемы происхождения и развития рельефа Казанско-Куйбышевского Приволжья. Автореферат докт. дисс. Казань, 1966.

Долгушин И. Ю. Геоморфология западной части Алданского нагорья. М., Изд. АН СССР, 1961.

Елисеев В. И. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 56, 1961.

Ерофеев В. С. Геологическая история южной территории Алтая в палеогене. Алма-Ата, Казахст. отд. изд-ва «Наука», 1969.

Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 61, 1961.

Жинью М., Барбье Р. Геология плотин и гидротехнических сооружений. М., Госстройиздат, 1961.

Журенко Ю. Е. Основные итоги изучения голоценовых и современных тектонических движений западной Башкирии. В кн. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и южного Урала». Уфа, 1960.

Западная Сибирь. М., Изд. АН СССР, 1963.

Зорин Л. В. и др. Критерии комплексного палеогеографического анализа. Изд. МГУ, 1963.

Зубаков В. А. Геоморфологическое строение долины Енисея в среднем и нижнем течении. Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 2, 1959.

Зудин А. Н., Москвин В. И. Материалы по новейшим тектоническим движениям северного склона Западного Саяна. «Геология и геофизика», 1965, № 5.

Ивановский Л. Н. К вопросу развития гидрографической сети на севере Алтая. Вопр. географии Сибири, вып. 4, 1962. Изд. Томского Гос. ун-та.

Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., «Наука», 1967.

Иверонова М. И. Сток наносов и растворенных минеральных веществ р. Чон-Кзыл-Су. Сб. «Материалы по геоморфологии и гидрологии Иссык-Кульской котловины». Фрунзе, 1967.

Исаченков В. А. Новые данные по палеогеоморфологии и неотектонике бассейна Верхнего Днепра. Изд. АН СССР, сер. географ., № 3, 1963.

Исаченков В. А. О новейшей тектонике левобережья Верхнего Приднепровья. Сб. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., «Недра», 1967.

Кавказ. М., Изд. АН СССР, 1966.

Карташов И. М. Генетические типы и фации рыхлых отложений, приуроченных к речным долинам Северо-Востока СССР. ОТИ Магаданского СНХ, 1958.

- Карташов И. П. Мощности аллювия и морфологические особенности террас как показатель неотектонических движений. Мат. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 14, Магадан, «Сов. Колыма», 1960.
- Карташов И. П. Фация, динамические фазы и свиты аллювия. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1961.
- Кашменская О. В., Хворостова З. М. Геоморфологический анализ при поисках россыпей. Новосибирск, 1965.
- Кожевников А. В. Тектонические движения на территории среднего Поволжья и Прикамья в антропогене и поиски структур. Сб. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской обл. и Южного Урала». Уфа, 1960.
- Кожевников А. В. Верхний плейстоцен долины Теберды и Кубани. Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 27, 1962.
- Кожевников А. В. Особенности строения аллювия горных рек и древнее оледенение Кавказа. Тр. Совец. по оледенению Кавказа. Изд. МГУ, 1964.
- Кожевников А. В. Перигляциальные отложения в долине р. Волги. Мат. Сов. по изуч. четверт. периода, т. II, М., 1967.
- Коржуев С. С. Геоморфологическое строение долины средней Лены в связи с ее хозяйственным освоением. Тр. Ин-та географии АН СССР. Мат. по геоморф. и палеогеог. СССР. 22. Очерки по геоморфологии Южной Якутии, вып. 78, 1959.
- Коржуев С. С. К геоморфологии долины средней Лены и прилегающих частей Приленского плато. Сб. «Вопросы географии», № 46, 1959.
- Короткий А. М. К методике изучения современных областей сноса для палеогеографических целей. Сб. «Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока». Владивосток, Дальневост. кн. изд-во, 1965.
- Короткий А. М. К генетической характеристике аллювиальных отложений горных рек (на примере Приморья). Изв. Забайкальского фил. геогр. об-ва СССР, т. IV, вып. 5, 1968.
- Кочеруба Л. А. Фаціальная характеристика современных аллювиальных отложений нижней Оби. Вестн. МГУ, сер. биол.-почв., геол., географ., № 3, 1959.
- Кузин И. Л. Геоморфологические уровни севера Западной Сибири. Тр. ВНИГРИ, вып. 225, 1963.
- Лаврушин Ю. А. Типы четвертичного аллювия нижнего Енисея. Тр. ГИН АН СССР, вып. 47, 1961.
- Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Тр. ГИН АН СССР, вып. 87, 1963.
- Лаврушин Ю. А. Основные черты строения современного аллювия равнинных рек степной зоны. Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М., «Наука», 1965.
- Лаврушин Ю. А. Опыт сравнительной характеристики строения аллювия равнинных рек различных климатических зон. Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., «Наука», 1966.
- Лазаренко А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны. Тр. ГИН АН СССР, вып. 120, 1964.
- Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири. Изд. МГУ, 1970.
- Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. «Землеведение», нов. сер., т. 2 (42), 1948.
- Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений. «Землеведение», т. 3 (43), 1950.
- Лебедев В. Г. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Автореферат докт. дисс. Саратов, 1962.
- Лилленберг Д. А. Особенности рельефа и новейшие тектонические движения Восточного Кавказа. Сб. «Географические сообщения», вып. 1. М., Изд. АН СССР, 1959.
- Луис Г. Теория ледниковой эрозии и теория движения ледника. Сб. «Живая тектоника». М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Новейшая тектоника Горного Алтая. Сб. «Неотектоника СССР». Рига, Изд. АН Латв. ССР, 1961.

Лунгерсгаузен Г. Ф. О периодичности геологических явлений и изменений климатов прошлых геологических эпох. Сб. «Проблемы планетарной геологии». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Лунев Б. С. Дифференциация осадков в современном аллювии. Уч. зап. Пермского Гос. ун-та, № 174, 1967.

Лютцау С. В. Роль глубинного, бокового и диагонального врезания реки в процессе превращения поймы в надпойменную террасу. Сб. «Во тросы эрозии и стока». МГУ, 1962.

Лютцау С. В. Применение фациального анализа к методике поисков и разведки аллювиальных россыпей золота. Сб. «Советская география в период строительства коммунизма». М., Географгиз, 1963.

Маккавеев Н. И. Особенности формирования русла в низовьях равнинных рек. Пробл. физич. геогр. XVI. М.—Л., Изд. АН СССР, 1951.

Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд. АН СССР, 1955.

Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В. Лабораторные исследования влияния тектонических движений на формирование речной долины. Изв. АН СССР, сер. географ., № 4, 1961.

Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В. и др. Экспериментальная геоморфология. Изд. МГУ, 1961.

Маккавеев Н. И., Чалов Р. С. О развитии рельефа речных террас и признаки глубинной эрозии на примере Верхней Оби. Изв. АН СССР, сер. географ., № 4, 1954.

Маринич А. М. Геоморфология Южного Полесья. Автореферат докт. дисс. Киев, 1960.

Марков К. К. Обзор плейстоцена территории США. Сб. «VII Конгресс Международн. ассоциации по изучению четверт. периода». М., «Наука», 1967.

Марков К. К. Плейстоценовые отложения Аляски. Сб. «VII Конгресс Международн. ассоциации по изучению четверт. периода». М., «Наука», 1967.

Марусенко Я. И. Вопросы районирования СССР по современным русловым процессам. Тр. Томского Гос. ун-та, т. 147, 1957.

Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозивно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., Изд. АН СССР, 1961.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.

Мещеряков Ю. А., Федорова Р. В. О возрасте и происхождении террас Западной Двины. Мат. Всес. Сов. по изучению четверт. периода. т. II. М., Изд. АН СССР, 1961.

Мещеряков Ю. А., Филькин В. А. Оценка геоморфологических признаков в баллах как метод количественной характеристики современных тектонических движений. Изв. АН СССР, сер. географ., № 1, 1965.

Мещеряков Ю. А., Щукевич М. Н. История формирования долины р. Мсты и некоторые особенности неотектоники Северо-Запада Русской равнины. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 65, вып. 14, 1955.

Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.

Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. Тр. ГИН АН СССР, вып. 156, 1967.

Муратов М. В., Николаев Н. И. Речные террасы Горного Крыма. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 17, вып. 2—3, 1939.

Некос В. Е. Об аллювиальных отложениях поймы Северного Дона между г. Изюмом и г. Пролетарским. Материалы Харьковского отд. ВГО, вып. X, 1964.

Никонов А. А. О древних долинах северо-восточной части Балтийского щита. Докл. АН СССР, т. 177, № 5, 1967.

Никонов А. А., Пахомов М. М. К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена юго-западного Памира. Докл. АН СССР, т. 171, № 4, 1966.

Обедиентова Г. В. Роль геотектоники в чередовании эрозионных циклов бассейна нижней Волги. Сб. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Уфа, 1960.

Обедиентова Г. В. О формировании Заволжского неотектонического прогиба. Сб. «Структурная и климатическая геоморфология». М., «Наука», 1966.

Обедиентова Г. В. и др. Нижнечетвертичные русла средней Волги. Изв. АН СССР, сер. географ., № 1, 1967.

Останин В. Е. Морфология долины Иртыша на участке от Тобольска до устья и история ее формирования. Вестн. МГУ, сер. V, география, № 5, 1960.

Певнев А. К., Финько Е. А. и др. Многолетние геодезические наблюдения на Гармском полигоне и их геолого-геоморфологическая интерпретация. Сб. «Современные движения земной коры», № 4. М., Изд. АН СССР, 1968.

Петров Г. Н., Кондратьев М. Г. О географо-климатических предпосылках максимальных расходов на реках Степной Зай и Ик. В кн. «150 лет метеорологической обсерватории Казанского ун-та». Казань, 1963.

Попов В. Е. Схема соотношений речных террас и геологических структур долины Катуня между устьями рр. Аккема и Чуи. Тр. Томского Гос. ун-та, т. 133, 1956.

Попов В. И. Применение морфологического анализа к оценке общих русловых деформаций р. Оби. Тр. ГГИ, вып. 94, 1962.

Попов И. В. Деформация речных русел и гидротехническое строительство. Гидрометеопиздат, 1965.

Проходский С. И., Некос В. Е. Пойменный аллювий низовьев р. Оскол и его связь с неотектоникой. Тезисы докл. II междувед. научн. совф. по изучению природных трудовых ресурсов Украины. Вып. 6, сек. физич. и геоморф., Харьков, 1963.

Проходский С. И., Гольдфельд И. А., Олейник Н. С. Из опыта структурно-геоморфологического изучения поймы. Сб. «Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопоисковых работах». Л., Изд. ВНИГРИ, 1969.

Равский Э. И. Перигляциальные явления и перигляциальные зоны плейстоцена Восточной Сибири. Сб. «Вопросы геологии антропогена». М., «Наука», 1961.

Равский Э. И. О соотношении оледенений и пльвиалов в Северной Азии. Сб. «Четвертичный период и его история». М., «Наука», 1965.

Рагозин Л. А. Особенности неотектоники долины Енисея от г. Красноярска до устья р. Б. Пит. Сб. материалов по геологии Красноярского края. М., Гостеолтехиздат, 1960.

Рагозин Л. А. К методике оценки интенсивности неотектоники некоторых районов Западной Сибири. В кн. «Неотектоника СССР». Рига, Изд. АН Латв. ССР, 1961.

Раковец О. А., Шмидт Г. А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода. Изд. АН СССР, вып. 22, 1963.

Ранцман Е. Я. Геоморфология Иссык-Кульской котловины и ее горное обрамления. Изд. АН СССР, 1959.

Резанов И. А. Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1964.

Рейснер Г. И. Новейшие тектонические движения Тянь-Шаня. «Природа», 1960, № 5.

Рейснер Г. И. Новейшие тектонические движения и история развития рельефа Западной Тувы. Автореферат канд. дисс. М., 1967.

Рождественский А. П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. Автореферат докт. дисс. МГУ, 1967.

Розанов Л. Л. Особенности развития речных долин Европейского Севера СССР. Изв. АН СССР, сер. географ., № 3, 1966.

Розанов Л. Л. Новые данные по геоморфологии и неотектонике бассейна средней и нижней Печоры. Изв. АН СССР, сер. географ., № 4, 1968.

Русловые процессы. М., Изд. АН СССР, 1958.

- Русловой процесс. Л., Гидрометеоназдат, 1959.
- Рухина Е. В. О предчетвертичных долинах в северо-западной части Русской платформы и их геологическое значение. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., вып. 69, 1957.
- Сафронов И. Н. Геоморфология Северного Кавказа. Автореферат докт. дисс. Ставрополь, 1953.
- Сваричевская З. А. Древний пенеплен Казахстана. Изд. ЛГУ, 1961.
- Север Европейской части СССР. М., «Наука», 1966.
- Селиверстов Ю. П. Четвертичные оледенения Южного Алтая. Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 27, четвертичная геология и геоморфология (вып. 2), 1959.
- Сизиков А. И., Уфимцев Г. Ф. О древней долинной сети Центрального Забайкалья. Сб. «Вопросы региональной палеогеоморфологии». Чита, 1966.
- Симонов Ю. Г. Конфигурация равновеликих бассейнов малых эрозионных форм и ее влияние на течение эрозионных процессов. Сб. «Вопросы эрозии и стока». МГУ, 1962.
- Симонов Ю. Г. Проблемы регионального геоморфологического анализа внутриконтинентальных областей умеренного пояса на примере Забайкалья. Автореферат докт. дисс. МГУ, 1967.
- Симонов Ю. Г. Основные проблемы долинного морфолитогенеза в условиях Забайкалья. В кн. «Вопросы морфолитогенеза в речных долинах». Чита, Изд. Забайкал. филиала геогр. об-ва СССР, 1968.
- Сладкопевцев С. А. Развитие рельефа западной части Казахского нагорья в кайнозойе в связи с образованием и сохранением месторождений бокситов. Автореферат канд. дисс. МГУ, 1962.
- Сладкопевцев С. А. О строении плесов в долинах временных водотоков Центрального Казахстана. Изв. ВГО, т. 95, 1963.
- Сладкопевцев С. А. О происхождении и типах котловин Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. географ., № 1, 1963.
- Сладкопевцев С. А. Древний карст западной части Казахского нагорья и его роль в образовании месторождений бокситов. Вестн. МГУ, сер. географ., № 3, 1964.
- Сладкопевцев С. А. О происхождении песчаных массивов Подуральского плато. Изв. ВГО, т. 07, 1965.
- Сладкопевцев С. А. Геоморфологический анализ как метод детализации строения и тектонического развития солянокупольных структур западной части Подуральского плато. Тр. ВНИГРИ, вып. 54. М., 1966.
- Сладкопевцев С. А. Географические особенности и вопросы освоения нефтяных площадей средней Оби. Сб. «География и хозяйство». МГУ, 1968.
- Сладкопевцев С. А. К методике определения роли местного и транзитного материала в аллювии. Изв. Забайк. фил. географ. об-ва, т. IV, вып. 5. Чита, 1968.
- Сладкопевцев С. А. К методике анализа контакта аллювиальных фаций при изучении новейшей тектоники. Изв. ВГО, т. 100, вып. 4, 1968.
- Сладкопевцев С. А. Учет особенностей некоторых экзогенных процессов при структурно-геоморфологическом картировании в Северо-Восточном Прикаспии. Сб. «Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине». М., Изд. МГУ, 1968.
- Сладкопевцев С. А. О тектонической интерпретации мощностей аллювия. Вестн. МГУ, сер. географ., № 5, 1969.
- Сладкопевцев С. А. Современный аллювий и неотектоника. Сб. «Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазописковых работах». Л., Изд. ВНИГРИ, 1969.
- Сладкопевцев С. А. К палеогеографии древних озерных бассейнов на Алтае. Сб. «Вопросы озерного морфолитогенеза». Чита, 1969.
- Сладкопевцев С. А. К вопросу о «погребенных» и «переуглубленных» долинах. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1969.

- Сладкопеев С. А. Геоморфологическая выраженность разломов Сахалинской котловины (Алтай). Изв. Алт. отд. географ. об-ва, вып. 11. Барнаул, 1970.
- Сладкопеев С. А., Дворецкас В. В. Особенности аллювиальной аккумуляции в устьях притоков. Науч. тр. вузов Литовской ССР, геог. и геол., т. VII. Вильнюс, 1970.
- Сладкопеев С. А. О причинах врезания и аккумуляции при образовании погребенных долин. Изв. вузов, геол. и разв., № 3, 1971.
- Суслов С. П. Материалы по геоморфологии Ойротии (Северо-Восточный Алтай). Изд. АН СССР, 1936.
- Файнер Ю. Б. История развития Кузнецкой котловины в мезозойскую и кайнозойскую эры. Автореферат канд. дисс. Новосибирск, 1967.
- Фениксова В. В., Розникова А. П. Строение долины р. Енисея и минералого-петрографическая характеристика ее аккумулятивных накоплений в южной части района предгорий. Сб. «Вопросы региональной геологии СССР». Изд. МГУ, 1964.
- Филатов А. Ф. Анализ новейшего и древнего структурных планов юго-западной части Вилуйской синеклизы. Автореферат канд. дисс. Новосибирск, 1967.
- Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.
- Хайн В. Е. Диалектическое взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов как основа развития земной коры. Жизнь Земли. Изд. Музея землед. МГУ, № 1, 1961.
- Хворостова З. М. Геоморфология бассейна верховьев р. Колымы. Автореферат канд. дисс. Новосибирск, 1967.
- Цапенко М. М., Мандер Е. П. Геологическое строение антропогенных отложений и история формирования долины Днепра на территории БССР. Бюлл. Ком. по изучению четверт. периода, № 35. Изд. АН СССР, 1968.
- Чалов Р. С. Сравнительная характеристика морфологии русел и пойм равнинных и горных рек. Автореферат канд. дисс. МГУ, 1966.
- Чумаков И. С. Кайнозой Рудного Алтая. Тр. ГИН АН СССР, вып. 138, 1965.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерности строения и формирования аллювиальных свит. Тр. ГИН АН СССР, т. 55. М., 1951.
- Шанцер Е. В. Типы аллювиальных отложений. Кн. «Вопросы геологии антропогена». М., Изд. АН СССР, 1961.
- Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Тр. ГИН АН СССР, т. 161, 1966.
- Шмидт Г. А. Неотектоника и развитие рельефа Центрального Алтая. Автореферат канд. дисс. МГУ, 1967.
- Шумилов Ю. В. О некоторых признаках неотектонических движений в бассейне Малого Аноя. Магадан, «Колыма», 1969, № 1.
- Щукин И. С. Общая геоморфология, т. 1. Изд-во МГУ, 1960.
- Якутия. М., Изд АН СССР, 1965.
- Augustowski B., Niklasiewicz E. Wybrane zagadnienia z morfologii sandrów «Z. Geogr». Wyższa szkoła ped Gdanski, 1967, 9.
- Balátka Břetislav. K. středpleistocennimu a mladopleistocennimu vývoji údolí nejdolejší Lizery. «Sb. Českose spolec. zeměpisne», 1966, 71, No. 3.
- Benson M. A., Thomas D. M. A definition of dominant discharge. «Bull. Internat. Assoc. scient. Hydrol.», 1966, 11, No. 2.
- Dionne Jean-Claude. Notes sur les marmites littorales Rev. geogr. Montreal. 1964, 18, N 2.
- Marosi S. A derozios völgyekről. «Föedr. ert.», 1965, 14, No. 2.
- Nelson J. G. Some effects of glaciation on the Susquehanna River Valley. «Ann. Assoc. Amer. Geographers», 1965, 55, No. 3.
- Nelson J. G. Man and geomorphic process in the Chemung river valley, New York and Pennsylvania. Ann. Assoc. Amer. Geographers. 1966, 56, No. 1.

P a t e r s o n S. I. Pleistocene deposits at Parangana Damsite in the Mersey Valley. «Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania», 1966, 100.

S e r e t I. La succession des épisodes fluviatilis périglaciaires et fluviaglaciaires á-l'aval des glaciers. «Z. Geomorphol». 1965, 9, No. 3.

F a l k o w s k i E d m u n d. Problemy granicy między plejstocenem a holocenem w aluwiach rzek nizinnych. «Przegl. geol.» 1967, 15, 4.

F l i n t R. E. Glacial and Pleistocene geology, N. 1. 1957.

H e n k e l L. Die Terrassen des Main als bis zum-Eintritt in die oberrheinische Tiefebene. Geolog. Rundsch. X. Band, 1919.

S c h o e n i e c h K r z y s t o f. Przyczynek do Znajomości terasow rzecznych. Przegl. geol. 1965, 13, No. 7.

T r u f a s V a l e r. Marmitele fluviatile si torentiate An. Univ. Bucuresti. Ser stiint. natur. geol-geogr. 1966, 15, No. 1.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Современные долины	
Неотектонический анализ поймы	7
Аллювий и движения земной коры	24
Структурно-геоморфологический анализ поколей речных террас	56
Изучение сужений речных долин	79
Изучение речных долин на участках слияния	101
Погребенные долины	
Основные типы морфолитогенеза при образовании погребенных долин	115
О формировании констративного аллювия	137
Роль врезов речных долин при изучении неотектоники	148
Вопросы терминологии и классификации погребенных долин	157
Заключение	169
Список литературы	174

Сергей Андреевич Сладковцев

Развитие речных долин и неотектоника

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*. Технический редактор *Н. В. Жидкова*
Корректор *Е. В. Щербина*.

Сдано в набор 4/X 1972 г.	Подписано в печать 21/XII 1972 г.	Т-21128.	
Формат 60 × 90 ¹ / ₁₆ .	Бумага № 2.	Печ. л. 11,5.	Уч.-изд. л. 12,74.
Тираж 1500 экз.	Заказ № 2049/4398-1.	Цена 1 р. 38 к.	

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 «Союзполиграфпрома» при Государственном Комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

Уважаемый товарищ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ

НОВЫЕ КНИГИ

БЕНЕСЛАВСКИЙ С. И. Минералогия бокситов. Изд. 2, перераб. и доп. 12 л. 1 р. 20 к.

Книга преследует цель оказания конкретной помощи геологам и минералогам, занимающимся поисками, разведкой и исследованиями бокситов, поэтому книге придан характер справочника. Описание каждого бокситообразующего минерала включает диагностические признаки, условия образования, парагенетические ассоциации, структурные параметры (рентген- и ИК-спектрография) для важнейших форм, поведение в технологическом процессе. Описываются текстуры, структуры и гранулометрический состав. Обобщен большой фактический материал по минералогии бокситов месторождений СССР и бокситоносных районов зарубежных стран. Рассматриваются основные вопросы образования главных бокситообразующих минералов, особенности химического состава бокситов различных типов. Приводятся методики изучения минерального (вещественного) состава бокситов. Во втором издании введены 2 новые главы, весь остальной материал обновлен последними данными.

Книга предназначена для геологов, минералогов и технологов, проводящих поисково-разведочные и исследовательские работы на бокситы.

ВОЛКОВ В. Н. Генетические основы морфологии угольных пластов. 13 л. 1 р. 55 к.

В книге излагаются генетические основы морфологии угольных пластов и вопросы ее практического применения при прогнозах и разведке месторождений. Рассматриваются способы накопления исходного растительного материала при формировании угольных пластов, сокращение мощности залежей в ряду торф — уголь и роль процессов усадки при их накоплении, условия и механизм формирования угольных пластов, геологическая природа и типы изменчивости пластов. Освещаются возможности прогнозов поведения пластов на площади и роль изменчивости пластов как фактора разведки, излагаются основные положения методики изучения морфологии угольных пластов.

Книга рассчитана на широкий круг геологов-угольщиков — разведчиков и шахтных геологов, а также геологов, занимающихся общими вопросами осадочных месторождений пластового типа.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказать через отдел «книга-почтой» магазинов:

№ 17 — 199178. Ленинград, В. О., Средний проспект, 61
№ 59 — 127412. Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

4

1 р. 38 к.

778

НЕДРА · 1973