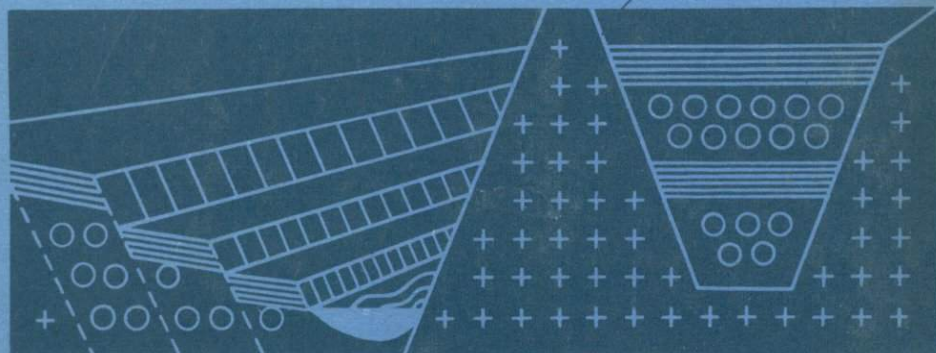


С. А. СЛАДКОПЕВЦЕВ

НОВЕЙШИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН



С. А. СЛАДКОПЕВЦЕВ

НОВЕЙШИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН

2333



МОСКВА „НЕДРА“ 1977



Сладкопевцев С. А. Новейший этап развития речных долин. М., «Недра», 1977. 200 с.

В книге представлена новейшая история развития речных долин территории нашей страны с точки зрения динамических закономерностей и анализа взаимодействия основных факторов долинообразования. Характеризуются крупные ритмы развития гидросети, их причины и распространение.

В первой части книги рассмотрено влияние тектоники и климата на динамику долин для трех периодов новейшей истории: олигоцен — плиоцена, плиоцена — раннего плейстоцена и раннего — позднего плейстоцена; для последнего периода дается анализ развития долин ледниковых, приледниковых, перигляциальных и внеледниковых областей. Вторая часть посвящена влиянию литологии и гидрологии на формирование долин. Рассмотрено образование и значение цоколей террас и устойчивых к размыву горизонтов — литологических экранов, определяется роль литологии в развитии сужений долин и накоплении в аллювии местного материала. Характеризуется влияние стока на особенности строения пойм и участков слияния рек, а также образование современного аллювия.

Работа рассчитана на геологов и географов, занимающихся неотектоникой, структурной геоморфологией, палеогеографией, поисковыми и инженерно-геологическими исследованиями.

Табл. 20, ил. 58, список лит. — 139 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Формирование долин — их углубление, разработка, выполнение осадками и погребение — неотъемлемая часть процесса рельефообразования любого крупного района Земли, в том числе и рассматриваемой части территории нашей страны. Отечественная литература по вопросам развития речных долин весьма многочисленна в региональном отношении и представлена рядом крупных теоретических исследований: Н. И. Маккавеева (1955) о формировании русла и поймы, Г. И. Горецкого (1964, 1966, 1970) и Ю. А. Лаврушина (1963) о строении и накоплении аллювия, К. И. Геренчука (1960) и Г. В. Обедиентовой (1975) о тектонических закономерностях развития речных систем и И. П. Карташова (1972) о динамических стадиях образования долин. Все перечисленные авторы в той или иной мере рассматривают ритмы (циклы) в развитии долин и причины, их определяющие. Вместе с тем пока что отсутствует всесторонний анализ факторов долинообразования с точки зрения их взаимодействия и относительного влияния в различные периоды новейшей истории развития долин. Это не позволяет дать общую схему динамики гидросети за новейший этап развития, достаточно глубоко проникнуть в существо ритмичности — этой важнейшей особенности формирования речных долин.

Несмотря на обширный накопленный материал в анализе динамических схем и факторов развития долин существует ряд проблем.

Движения земной коры являются ведущими в долинообразовании, определяют не только его важнейшие особенности, но и многие детали развития долин, особенно в горных областях. Однако региональные тектонические движения лишь предопределяют, прямо или косвенно, направленность развития систем долин, а локальные движения, создающие тектонические структуры, могут принимать непосредственное участие в образовании долинных форм. Большой интерес представляет анализ влияния тектоники в различные отрезки геологической истории.

Периоды новейшей истории долин, предшествующие эпохе материковых оледенений, обычно рассматриваются лишь в связи с крупными ритмами тектонической активности земной коры. Эта безусловно важнейшая закономерность не отражает всех основных особенностей развития гидросети. Необходимы дополнения, раскрывающие роль крупных изменений климата палеогена и неогена в истории долин и показывающие совокупное влияние тектонического и климатического факторов на каждом этапе.

Значительная и повсеместная роль движений земной коры и климатических изменений в развитии долин плейстоцена в настоящее время не нуждается в особых доказательствах. Вместе с тем влияние каждого из этих факторов обычно рассматривается изо-

лированно, хотя очевидно, что при изучении долин чаще всего наблюдаются результаты их сложного взаимодействия.

Весьма малочисленны исследования, касающиеся влияния на развитие долин литологического строения коренных пород. Распространенное мнение о том, что литологический фактор обуславливает лишь детали строения днища и склонов долин, не отражает действительности. Несомненно, хотя еще недостаточно изучено, определенное влияние неоднородной сопротивляемости пород размыву на формирование продольных профилей долин и даже на ритмику их развития. Мало разработаны вопросы разграничения роли тектоники и литологии в развитии долин.

Рассмотрение истории формирования долин в последние 10—12 тыс. лет выдвигает на первый план проблему взаимодействия гидрологического режима рек и движений земной коры. Исследования в этом направлении являются одним из наиболее важных путей совершенствования многих геоморфологических методов изучения движений земной коры.

Наконец, сделаны лишь первые шаги в изучении тех закономерностей развития речных долин, которые, будучи predeterminedенными влиянием внешних факторов, непосредственно связаны с законами развития русла и водного потока. Спонтанные, внутренние силы или процессы «саморазвития» речных долин принадлежат к относительно слабым, но постоянно действующим факторам. Без учета их в ряде случаев невозможно оценить влияние на развитие долин тектоники, климата и литологии.

Сделанные в работе теоретические выводы и обобщения могут быть интересны и в практическом отношении. При изучении долин, перспективных на аллювиальные россыпи, важно оценить относительную роль тектоники и эрозии в образовании долинных форм и, следовательно, степень денудации их днищ и склонов. С точки зрения изучения и поисков россыпных месторождений заслуживают внимания разделы о закономерностях накопления базальных горизонтов в разрезах погребенных долин, а также предложенный метод определения роли местного и транзитного материала в аллювии. Данные о трудноразмываемых грубообломочных и глинистых горизонтах в аллювиальных толщах — литологических экранов — можно использовать при изучении и классификации плотиков в долинах золотоносных районов. Уточнение таких геоморфологических методов изучения движений земной коры, как анализ высоты и ступенчатости поймы, контакта основных фаций и подошвы аллювия, позволит иметь более объективные представления о динамике локальных поднятий многих районов, в том числе и нефтегазоносных.

Часть I ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ДОЛИН КАК ОТРАЖЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ТЕКТониКИ И КЛИМАТА

Глава 1. ПЕРИОД ЗАМЕДЛЕННОГО РАЗВИТИЯ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ДЕГРАДАЦИИ ДОЛИННОЙ СЕТИ (ОЛИГОЦЕН — ПЛИОЦЕН)

Факторы долинообразования

Тектонические предпосылки. Оligоцен-плиоценовому этапу развития речных долин предшествовал длительный (с верхнего мела до среднего олигоцена) период широкого распространения морских трансгрессий, повсеместного выравнивания и уничтожения путем захоронения или срезания эрозионного рельефа. Поэтому во многих случаях активизация тектонических движений в позднем олигоцене — начале миоцена привела не только к омоложению, но и к образованию систем речных долин, которые явились основой более молодого рельефа и сохранились в той или иной мере до настоящего времени.

На Русской платформе конец палеогена — начало неогена характеризовался региональными поднятиями, размывом и образованием уступов в рельефе, ниже которых позже оформилась поверхность выравнивания, фиксируемая озерно-аллювиальными и озерно-болотными отложениями верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Эта поверхность, наиболее молодая из дочетвертичных пенеplanationов, отмечена на северо-западе платформы, в Верхнем Приднепровье, в центральных и юго-восточных районах. Местами в ее пределах выделяются две ступени, датируемые миоценом и ранним плиоценом. Разница высот между этими поверхностями достигает 75 м, а лежащие выше склоны наиболее древней поверхности имеют высоты до 100 м.

В Северном Причерноморье с поднятиями олигоцена связывается начало неотектонического этапа, вслед за которым начались мощная (до 900 м) аккумуляция, выравнивание рельефа и захоронение древних долин, завершившиеся в конце позднего миоцена. В результате поднятий граница морского бассейна, омывавшего с юга Русскую платформу, последовательно смещалась к югу от линии Вильнюс — Минск — Орел — Саратов — Уральск почти до современного положения.

В бассейнах средней Оки и среднего Дона мало дифференцированные движения олигоцена обусловили заложение неглубоких

плоских долин и накопление маломощного аллювия (шапкинская свита). В это время закладывается структура Окско-Донской впадины, а в ее пределах — структура Токаревского прогиба. Поднятия миоцена привели к образованию эрозионных (токаревских) долин глубиной до 80 м, а последующие опускания — к заполнению эрозионно-тектонических депрессий аллювиально-озерными отложениями мощностью 60—80 м. Во второй половине миоцена происходит новое прогибание Окско-Донской впадины на 35—55 м

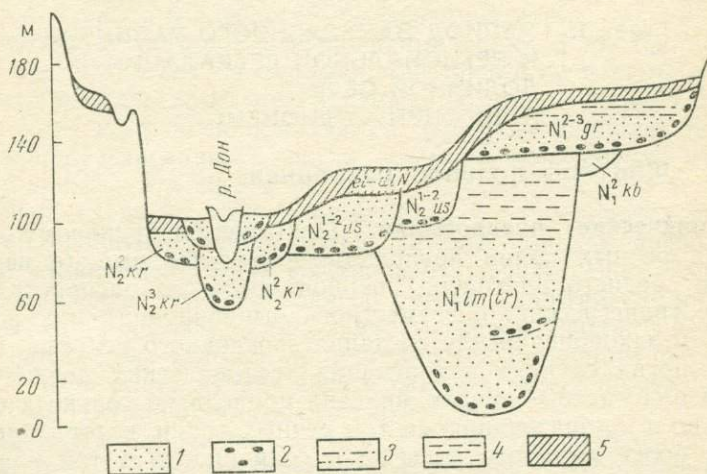


Рис. 1. Схема строения неогена Окско-Донской равнины (по Ю. И. Иосифовой, 1971 г.).

1 — пески; 2 — гравий, галька; 3 — алевроит; 4 — глины; 5 — красочетные глины и суглинки. Слои: N_2^{2-3kr} — кривоборские, N_2^{1-2us} — усманские, N_1^{2-3gr} — горелкинские, $N_1^{1lm(tr)}$ — терновские слои ламкинской свиты, N_1^{2kb} — каменнобродские

и накопление горелкинской свиты, а с опусканиями плиоцена связано площадное накопление усманской свиты (Старухин, 1973). По другим данным, начало миоцена знаменовалось образованием ряда крупных эрозионно-тектонических понижений субмеридионального направления, которые выполнены аллювием мощностью 100—150 м (рис. 1). Это — ламкинская свита верхнего миоцена мощностью до 90—100 м, горелкинские слои, фиксирующие древнюю долину от Подольска и Серпухова до Новохоперска, а также усманские слои нижнего — среднего плиоцена общей мощностью до 60 м (Иосифова, 1971).

Серия древних долин заложилась также в среднем — позднем миоцене на территории южной Белоруссии, а дифференцированные движения этого времени привели к образованию впадин в районе Вильнюса, Бреста, Мозыря, Гомеля.

Общее поднятие на протяжении олигоцена и раннего миоцена юго-востока Русской равнины привело к заложению эрозионной сети Волги, Самары, Чапаевки, Бол. Иргиза. В среднем миоцене

поднятия земной коры замедлились и на отдельных участках сменились опусканиями; началось выколаживание склонов и общее выравнивание рельефа (Востряков, 1973).

Следы наиболее древних долин Кавказа, представленные дельтовыми отложениями в низовьях Кубани, Терека, Сунджи и Сулака, относятся к майкопу (верхний олигоцен — нижний миоцен). Именно в это время имело место первое значительное поднятие и глубокое врезание рек. Для среднего миоцена характерно выравнивание Кавказа до низкогорий и возвышенных равнин, а в конце миоцена (средний сармат) произошло новое поднятие, в результате которого рельеф стал высокогорным, расчлененным глубокими долинами (Сафронов, 1972).

Раннеорогенная, досреднесарматская стадия новейшего развития Кавказа характеризовалась преобладанием погружений над поднятиями и общими небольшими амплитудами движений. Материал, выносимый реками в прогибы, был главным образом мелкообломочным.

В разных частях Кавказа на протяжении олигоцена — миоцена существовали продольные, субширотные, долины — в верховьях Риони, Ингури, Кодори, Чхалты и Бзыби, на юго-восточном погружении Большого Кавказа, в пределах Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов, на востоке Малого Кавказа (Горные страны..., 1974). Многие из этих долин соответствовали синклинальным или грабен-синклинальным депрессиям и понижениям древних поверхностей выравнивания, имели небольшие глубины и были весьма широкими.

В конце палеогена отмечается общее поднятие Урала и Зауралья, которое обусловило регрессию моря и развитие речных долин. В миоцене, раннем плиоцене в условиях тектонической стабильности преобладали процессы педипленизации, выполнения долин и перекрытия их красноцветными отложениями. В горной части Урала долины олигоцена — миоцена, как правило, наследуют структурные депрессии и имеют меридиональное простирание, а в предгорьях больше поперечных субширотных долин.

На обширных территориях юга Западной Сибири олигоцен характеризуется регрессией моря и началом континентального режима осадконакопления. Вместе с тем амплитуды движений, обусловивших смену палеогеографической обстановки, были очень невелики. Только местами наблюдаются размывы и образования долин глубиной до 90—50 м. Кратковременный этап тектонической активности сменился эпохой стабилизации и погружения мио-плиоцена, в течение которой накопилась толща озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений мощностью до нескольких сотен метров (Аллювиальные..., 1971). Фациальный состав отложений свидетельствует о том, что среда накопления с течением времени становилась все более динамичной, очевидно в связи с усилением дифференцированности тектонических движений.

Для Северного и Центрального Казахстана верхний эоцен и олигоцен характеризуются оживлением тектонических движений и

нарастанием их дифференцированности в обстановке сравнительно небольших общих поднятий щита и местами даже при их отсутствии. В это время заложилась многочисленная котловина Казахского мелкосопочника, такие как впадины озер Тенгиз, Мамай, Коксенгир, а также эрозионно-тектонические депрессии долин Селеты, Уленты, Шидерты, Ишима, Терсаккана, Сарысу.

Наши исследования в Центральном Казахстане показали, что процессы размыва и расчленения рельефа в верхнем эоцене — олигоцене особенно часто фиксируются на склонах тектонических депрессий. Так, многочисленные следы размыва в виде базальных горизонтов в основании киндерлыкской свиты среднего олигоцена обнаружены на северном борту Присарысульской впадины, на западных склонах Казахского нагорья в бассейне р. Ашу-Тасты, а также на северных и восточных склонах Тенизской впадины в районе Целинограда. В то же время центральные части брахисинклиналей и мульд уже в начальные фазы активизации являлись областями слабого размыва и накопления песчано-глинистых континентальных осадков озерного или аллювиального происхождения. Эпоха активизации в позднем эоцен-олигоцене была первым этапом деформации и расчленения древнего пенеплена Казахстана и в то же время наиболее значительной для всей мезо-кайнозойской истории развития страны.

В течение всего неогена в условиях региональной тектонической стабилизации и слабо дифференцированных движений локальных структур преобладали процессы выравнивания рельефа, денудации поднятий и выполнения синклинальных долин.

Движения в позднем миоцене были активнее, чем в раннем, на что указывает более грубый и разнородный состав павлодарской свиты по сравнению с аральской. Однако это еще не было началом общего сводового поднятия территории Казахского щита, поскольку в депрессиях продолжалось накопление материала, сносимого с поднимающихся водоразделов.

Конец олигоцена — начало миоцена рассматривается как начало орогенеза горных сооружений Средней Азии и образования системы впадин и продольных долин — синклиналей (Костенко, 1970). Протяженность древних долин Памира и Памиро-Алая достигла нескольких сотен километров, а ширина была соразмерна с шириной антиклинальных хребтов. В позднем миоцене — раннем плиоцене многие долины распались на изолированные впадины и были выполнены пестроцветными и бурыми соленосными отложениями озерного типа.

Особенностью развития горных сооружений Южного Тянь-Шаня в олигоцене — среднем плиоцене были относительно небольшие поднятия и расчленение хребтов и значительные опускания в пределах депрессий с накоплением мощных (более 100 м) моласовых отложений. Амплитуды поднятий и глубины плоскодонных врезов олигоцена — миоцена достигали 200—400 м, а раннего — среднего плиоцена 300—700 м.

Древняя поверхность выравнивания Алтая, формировавшаяся в конце мезозоя — раннем палеогене и фиксируемая каолиновой корой выветривания, на протяжении среднего эоцена — раннего плиоцена испытала несколько стадий поднятия и деформации (южно-алтайская, нарымская и тарбагатайская фазы тектонических движений). Стадии активизации движений чередовались с эпохами их затухания — на рубеже эоцена и олигоцена, а также нижнего и среднего миоцена. Отличительной чертой тектонического развития Алтая в рассматриваемый период было небольшое общее поднятие территории (до 200—300 м на Рудном и до 700—1000 м в Центральном Алтае), на фоне которого имели место активная дифференциация движений и прогибание межгорных впадин различных структур. При этом величины отрицательных движений (абсолютных или относительных) в пределах котловин были не меньше, чем положительные в областях поднятия. Так, для юго-восточного Алтая амплитуды поднятий, как и масштабы прогибания впадин, достигали 500—700 м (Девяткин, 1965). На территории Казахского Алтая, Калбы и Саур-Тарбагатай амплитуды поднятий постепенно возрастали с первых десятков метров в эоцене до первых сотен метров в мио-плиоцене. Точно так же возрастали и мощности коррелятивных отложений (от 30—80 м в турангинской свите до 400—500 м в павлодарской, по Ерофееву, 1969). При этом средние мощности осадков примерно равны для фаз активизации и затухания движений, что свидетельствует о непрерывном относительном опускании межгорных впадин.

С олигоценом связано заложение речной сети Бийско-Барнаульской впадины, появление здесь первой крупной долины, которая протягивалась от Бийска на северо-запад к Камню-на-Оби (Малолетко, 1972). Долина выполнена каолинизированным плохо сортированным и слабо окатанным аллювием.

В результате тектонической активизации в конце палеогена неплененизированные возвышенные равнины Западного Саяна были деформированы с обособлением Южно-Минусинской впадины и соседних с ней сводово-блоковых поднятий. К этому времени приурочено образование древней долины Енисея, тесно связанной с серией тектонических депрессий и выполненной пестроцветными продуктами переотложения древних кор выветривания — «шунерской» толщей (Зятькова, 1973). Отложения древней гидросети Западного Саяна тяготеют главным образом к депрессиям, избыточно пролювиальными и ложковыми фациями.

На территории Сибирской платформы олигоцен-раннеплиоценовый период развития начался с активизации тектонических движений (рис. 2). Одновременно усилилась и их контрастность, что привело к оформлению в областях Приверхоанского, Предсаянского и Прибайкальского прогибов ряда локальных депрессий (табл. 1). Дифференциация движений привела к формированию Бельско-Рыбинской, Тасеевской, Казачинской и других впадин на юго-западе платформы, Харанурской, Баяндайской и Ачеул-Тыркинской на Ангаро-Ленском плато, системы грабенов на плато

Путорана, а также к резкому усилению прогибания Нижне-Алданской впадины на востоке платформы. В результате поднятий образовалась система долин, наиболее крупные и хорошо разработанные из которых совпадали с тектоническими депрессиями — долины на плато Путорана, пра-Енисея, пра-Ангара, пра-Лены и пра-Алдана. Вторая половина этапа ознаменовалась выравниванием и общим снижением рельефа с образованием нижней, «придо-

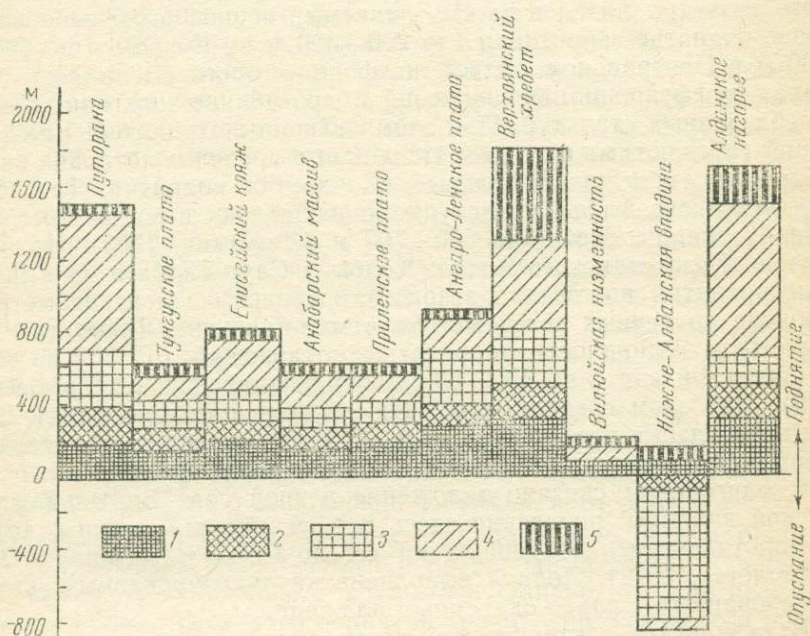


Рис. 2. Тектонические движения морфоструктур Сибирской платформы в кайнозое. Средние амплитуды:

1 — к раннемеловому времени (исходные); 2 — позднего мела — эоцена; 3 — олигоцена — раннего плиоцена; 4 — позднего плиоцена — раннего плейстоцена; 5 — среднего — позднего плейстоцена

линной» поверхности выравнивания и выполнением осадками участков гидросети в пределах впадин и прогибов.

В пределах Байкальской рифтовой зоны на протяжении всего раннего орогенного этапа развития с конца эоцена до начала плиоцена шло заложение и формирование впадин, осадки которых объединены в формацию угленосных молассоидов и представлены сложным чередованием озерных, болотных и речных фаций. Характерно, что сопряженные с котловинами поднятия по амплитудам и скоростям движений не превышали депрессии и даже отставали от них, а площади аккумулятивных впадин были больше, нежели в настоящее время (Логачев и др., 1974).

На территории Амура-Зейской равнины конец палеогена — начало миоцена знаменуется сменой этапа выравнивания перио-

Таблица 1

Морфоструктуры Сибирской платформы	Движения олигоцена — раннего плиоцена	
	Тип	Амплитуда, м
Ангаро-Ленское плато	Сводно-блоковые поднятия	300
Плато Путорана		300
Плато Сыверма		200
Ангаро-Чунское плато		100—150
Енисейский кряж		100—150
Алданское нагорье		100—150
Тунгусское плато		50—100
Центрально-Тунгусская впадина		0—50
Приангарское плато		40
Нижне-Ангарская впадина	Локальные опускания	200—250
Ангаро-Ленское плато и Прибайкальский прогиб		200—300
Нижне-Алданская впадина		700

дом слабых дифференцированных движений. В результате сложились многочисленные тектонические депрессии, ставшие вместилищами речных долин и озерно-болотных водоемов (Геоморфология Амура-Зейской равнины . . . , 1973).

Большая часть современных впадин Нижнего Приамурья, представляющих собой грабен-синклинали, заложена в палеогене. С этого времени прослежена и история современных речных долин района. Так, накопление наземно-пресноводных толщ Среднеамурской впадины началось в палеоцен-эоцене, а в Нижнеамурской группе впадин — в олигоцене.

К позднему эоцену — раннему олигоцену относится также возникновение ряда внутригорных впадин Центрального Сихотэ-Алиня, которые являлись зонами прогибания, транзита обломочного материала и слабого расчленения. Тектоническая активизация привела к резкому сочленению впадин с окружающими горными поднятиями, к обособлению областей накопления осадков. Резкость этого сочленения, так же как и контрастность движений, в конце этапа уменьшилась (Юг Дальнего Востока . . . , 1972).

На большей части Северо-Востока Сибири новейшая восходящая стадия развития рельефа началась в среднем — верхнем олигоцене и характеризовалась усилением активности и дифференцированности движений, образованием сводовых и блоковых структур, заложением компенсационных наложенных впадин. Нисходящая стадия развития приходится на миоцен-среднеплиоценовое время и выражена уменьшением поднятий и дифференцированности движений, выравниванием рельефа и выполнением наложенных впадин.

Согласно исследованиям А. А. Наймарка (1968) и С. Ф. Бискэ (1972), новейшая история осадконакопления Северо-Востока Сибири представляет собой последовательную смену нескольких крупных ритмов осадконакопления, причем первый ритм начинается грубообломочными отложениями конца эоцена — олигоцена и заканчивается тонкообломочными фациями миоцена, а второй ритм охватывает период с конца миоцена до начала плиоцена. В Корякской и Охотско-Анадырской областях первый ритм проявился весьма значительно, а на большей части Северо-Востока поднятия этапа были слабыми. Тем не менее именно в олигоцене орографический план территории и направление стока приблизились к современным, а во впадинах стали накапливаться грубообломочные озерно-аллювиальные осадки — нижние горизонты разрезов кайнозоя.

Итак, региональные поднятия и нарастание дифференцированности движений в конце эоцена — олигоцена и начале миоцена в целом охватили большую часть территории нашей страны. На деформированных и приподнятых пенеппенизированных равнинах создавались условия для заложения сети речных долин — наиболее древних генераций новейшей гидросети.

Важнейшие особенности тектонических движений олигоцен-плиоценового периода были следующими. Для Русской и Сибирской платформ характерно преобладание медленных региональных поднятий, осложненных дифференцированными движениями в эоцене — раннем миоцене и их относительное затухание в позднем миоцене — раннем плиоцене. Об этом свидетельствует положение мио-плиоценовой поверхности выравнивания платформ по отношению к наиболее древнему уровню пенеппенизации, который датируется мелом — нижним палеогеном. На Русской платформе различие в высотах наиболее древней и миоценовой поверхности составляет 100 м, а между уровнями миоцена и плиоцена 50—75 м. На Сибирской платформе придолинная поверхность выравнивания мио-плиоцена лежит на 200—300 м ниже водораздельной, а разница высот между ее локальными ступенями достигает лишь первых десятков метров.

Поднятия северных и центральных частей Западно-Сибирской плиты были не столь значительны, но так же, как на платформах, отличались малой дифференцированностью. Длительная денудация и плохая сохранность отложений палеогена — неогена не позволяют наметить четкие этапы развития этой территории.

Общим для платформ является малая дифференцированность движений в олигоцене — миоцене центральных частей и ее нарастание по мере движения к окраинам, к предгорным прогибам и крайним впадинам.

В складчатых областях и крайних прогибах платформ наблюдается общее нарастание амплитуд региональных движений и степени их дифференцированности на протяжении всего периода, неоднократная смена на этом фоне стадий относительной активизации и затухания движений, примерная равнозначность ампли-

туд и масштабов поднятий и прогибаний. В результате образовались многочисленные наложенные впадины, мульды, котловины и прогибы, рельеф которых, в отличие от денудационных поднятий, погребался и сохранился до настоящего времени. Нарастание тектонической активности наблюдалось и на южной окраине Западно-Сибирской плиты, которая в этом отношении отличается от Русской и Сибирской платформ и соседних областей на севере. Южная часть плиты развивалась аналогично предгорным впадинам типа Бийско-Барнаульской. Здесь также фиксируется несколько импульсов, причем последующие были активнее предыдущих.

В отличие от более древних периодов геологической истории, когда в результате длительных эпох стабилизации рельеф выравнивался до пенеплена, поднятия олигоцена — миоцена не компенсировались денудацией и аккумуляцией. Это дает основание считать олигоценные движения первой крупной фазой новейшего тектонического этапа.

Климатические предпосылки. Обширные материалы палеоботанических и палеонтологических исследований позволяют проследить довольно определенную тенденцию в изменении климатов средних широт северного полушария с начала олигоцена до раннего плиоцена. Если большая часть олигоцена характеризовалась теплым и достаточно влажным климатом типа субтропического, то в конце олигоцена и в миоцене климат был умеренно теплым с чертами аридизации, в конце миоцена — начале плиоцена усыхание достигло максимума, а в раннем плиоцене климат приближался к умеренному и холодному.

Подобная тенденция в той или иной мере подтверждается фактическим материалом по многим районам СССР, учитывая, что конкретные изменения зависели от широты и долготы района.

Среднегодовая температура времени образования швейцарских моласс олигоцена оценивается в $20-21^{\circ}\text{C}$, для миоцена Силезии эти цифры равны уже 15°C , а для среднего — позднего плиоцена США 10°C (Шварцбах, 1955).

Ламкинская свита верхнего миоцена, выполняющая древнюю долину Окско-Донской равнины, характеризуется обеднением палинологических спектров и увеличением процента травянистых растений от нижних горизонтов к верхним. На Северном Кавказе субтропический климат олигоцена — раннего миоцена сменился более сухим в позднем миоцене.

На восточном склоне Южного Урала в эпоху разработки древних логов верхнего олигоцена климат был теплым и влажным субтропическим типа современного климата Колхиды, а модули стока составляли $10-30$ л/сек/км². Погребение этих логов было связано с трансформацией их продольных профилей в связи с усыханием и похолоданием и завершилось в плиоцене при модулях стока $1-2,5$ л/сек/км² в условиях семиаридного умеренного климата (Маккавеев, Калинин, 1968). О значительной аридизации климата в эпоху выполнения древних долин Урала осадками мио-

цена свидетельствуют их красноцветность и существенная роль пролювиальных и озерных фаций.

Климат олигоцена северного Казахстана имел черты субтропического с равномерным увлажнением. Вся территория была покрыта лесами. Для раннего — среднего миоцена характерен уже аридный теплый климат с сухими степями, для верхнего миоцена — аридный умеренно теплый со степями и лесостепями, а для плиоцена — семиаридный умеренно теплый с ландшафтами типа саванн (Фокин, 1974).

Судя по накоплению в межгорных впадинах Тянь-Шаня горизонтов известняков, мергелей и гипсов, а позднее красноцветных пролювиальных толщ олигоцена — миоцена (Горячев, 1959), климат этого времени на территории Средней Азии уже имел отчетливые признаки аридности.

Рельефообразование юго-западного Алтая на протяжении среднего олигоцена — раннего миоцена шло в условиях гумидного субтропического климата, а позднее вплоть до конца плиоцена — в семиаридном и даже аридном климате. На фоне прогрессивного похолодания, усыхания и нарастания континентальности климата отмечено чередование эпох гумидизации и аридизации, причем первые совпадали с фазами активизации тектонических движений, а вторые с этапами их затухания (Ерофеев, 1969).

Накопление бельской свиты Енисейского кряжа (олигоцен — миоцен) происходило на фоне медленного похолодания, увеличения сухости, перехода от гумидного климата к засушливому континентальному. Свидетельство этого — смена вверх по разрезам угленакопления отложением гипсоносных осадков.

В более северных и восточных районах Сибирской платформы переход от палеогена к неогену характеризовался сменой теплого умеренного климата с ландшафтами саванн и листопадных лесов более холодным сухим и континентальным климатом с отчетливым проявлением зональности. Листопадная тургайская флора была замещена таежной на севере и широколиственных лесов на юге платформы (Синицын, 1962). Если олигоцен Северо-Востока характерен постепенным замещением каолинового типа выветривания гидрослюдистым, то в конце миоцена похолодание и усиление континентальности приводит к преобладанию физического выветривания пород. Палеогеографические реконструкции для Якутии позволяют полагать, что уже в миоцене среднегодовые температуры здесь колебались от $+5$ до $+10-12^{\circ}$, а зимы были хотя мягкими, но достаточно снежными (Климат . . . , 1969).

О значительном иссушении климата территории СССР в миоцене — плиоцене свидетельствует и схема водного баланса палеоклиматов, составленная Н. В. Разумихиным (табл. 2). Согласно расчетам Н. В. Разумихина, сокращение осадков и стока в каждом отдельном районе происходило за счет миграции климатических зон и за счет нарастания от олигоцена к плиоцену общего индекса сухости в северной части Евразии. Например, в процессе смены субтропического климата олигоцена аридным климатом

Таблица 2

Эпохи гумидизации	Палеоклиматы	РДж см ² -год	Водный баланс, мм		
			Осадки	Сток	Испарение
Поздний олигоцен	Бореальный	168·10 ³	1000—1200	500—600	500—600
	Гумидный	210·10 ³	800—1000	350—450	450—550
	Субтропический	252·10 ³	1000—1200	350—400	650—800
	Семнаридный	252·10 ³	600—800	150—200	450—600
Поздний плиоцен	Бореальный	105·10 ³	800—1000	350—450	450—550
	Гумидный	168·10 ³	600—800	200—300	400—500
	Субтропический	252·10 ³	800—1000	250—300	550—700
	Семиаридный	168·10 ³	400—500	50—100	350—400
	Аридный	210·10 ³	300—500	30—50	250—450

миоцена — плиоцена (это было характерно для Урала, Казахстана, Алтая и ряда других областей) сток рек мог сокращаться в 4—7 и даже в 8—10 раз.

Изменение водности рек в результате смены влажного субтропического климата сухим влияло на развитие долин. Как показывают эксперименты (Экспериментальная..., 1961), равномерное по долине сокращение водности должно приводить к повышению отметок продольного профиля реки главным образом в среднем и верхнем течении. В природной обстановке сокращение стока в различных частях бассейна обычно происходит неравномерно. Усыхание климата оказывает большее влияние на реки с малыми расходами и малым врезом, которые имеют небольшую долю грунтового стока в питании. Уменьшение модулей стока вызывает исчезновение постоянных водотоков в верхних звеньях речной сети, приводит к их отмиранию. В результате долины первых порядков начинают выполняться делювиально-пролювиальными отложениями, превращаются в погребенные. Избыточная аккумуляция начинается и в более крупных долинах в связи с тем, что разрежение растительности приводит к активизации физического выветривания на склонах и перемещению в долины большого количества грубообломочного материала. Сокращение водности рек уменьшает ширину их русла и пойм. Значительные площади долин и аккумулятивных равнин во впадинах и прогибах оказываются вне сферы деятельности рек и превращаются в области озерно-болотного, озерно-солончакового или субаэрального накопления осадков.

Климатически обусловленная трансформация продольных профилей долин и мощности накопившихся отложений зависят от размеров долин, положения участков аккумуляции в долине (верховья, среднее течение или низовья), длительности процесса перестройки профилей. Важны также и «исходные» факторы форми-

рования продольных профилей. В областях погружения реки вырабатывают свои профили путем компенсации прогибанию и выравнивания профиля «снизу вверх». Этот процесс может иметь различные скорости в зависимости от объемов твердого стока, то есть при неодинаковых климатических условиях. Однако в целом его направленность не изменится, и мощности осадков в долинах — синклиналях будут зависеть в основном от масштабов относительного прогибания.

Исходные профили долин на поднятиях вырабатываются при косвенном влиянии тектонических движений и литологии, но здесь очень важны и гидрологические факторы — расходы реки и их изменение от истоков к устью, которое определяет уклоны и вогнутость профиля. Изменение баланса наносов в результате аридизации климата неизбежно влечет за собой ослабление врезания реки, а при смене отрицательного баланса положительным возможна и смена динамической стадии в развитии долины — переход от врезания к равновесию и аккумуляции.

Основные стадии развития долин

Образование долин и начальные этапы их выполнения. Для суждения о происхождении древних долин, причинах смены разработки их выполнением, а также о закономерностях их захоронения целесообразно изучить базальные и нижние горизонты отложений долин, характер их налегания на «коренные» породы, морфологию вмещающих осадки форм.

Маломощные и слабо сохранившиеся отложения миоцена — плиоцена северных и северо-западных частей Русской платформы после тектонической активизации представлены главным образом озерно-аллювиальными и озерно-болотными фациями, тяготеющими к депрессиям рельефа.

Отложения полтавского яруса среднего — верхнего олигоцена, залегающие в основании континентальной толщи кайнозоя Полесья, представлены песками с горизонтами каолиновых глин и углей. Это фации древних Днепра и Припяти — медленно текущих рек с широкими заболоченными поймами, приуроченные к Припятскому прогибу и Днепро-Донецкой впадине (Коржуев, 1960). Судя по тому, что отложения верхнего палеогена имеют плащеобразное залегание и не выполняют резких эрозионных депрессий, можно говорить о слабой эрозионной деятельности древних рек Полесья.

Описанные Г. И. Горецким (1964) отложения миоценовой Усоль-реки слабо дифференцированы, несортированы, перегружены пылевато-глинистым материалом. Перенесенные на небольшое расстояние от местных осточников сноса, они отлагались в периодически менявшихся условиях озерного или речного режима.

Отложения миоцена Окско-Донской равнины представлены в основании песками с галькой мощностью до 50 м и выполняют депрессию шириной до 50 км, которая в целом сопряжена на се-

вере с доюрским Рязанско-Костромским прогибом, а южнее с областью погружения фундамента между Воронежской антеклизой и Токмовским сводом.

Кандинская свита в бассейнах Сосьвы и Лозьвы на Северном Урале, залегающая в основании разреза неоген-четвертичных отложений, имеет сильно глинистые щебнистые (без гальки) базальные горизонты и тяготеет к основанию меридиональных увалов.

Занимающая аналогичное стратиграфическое положение ниясская свита бассейнов Северной Сосьвы и Ляпина выполняет широкие (до 20 км) ваннообразные понижения древнего рельефа — Верхнепелымскую, Няксимвольскую, Вольтинскую и Ляпинскую депрессии (рис. 3). Базальные горизонты свиты мощностью 20 м представлены песками с гравием, галькой и валунами до 1,5—2 м в диаметре, выстилают большие площади днищ депрессий и часто лежат на коре выветривания мезозоя — нижнего палеогена. Предположительно время заложения впадин донеогенового рельефа — олигоцен, а эпоха аккумуляции в них синхронна со временем отложения аральской и павлодарской свит более южных районов (Генералов, 1973).

Осадконакопление миоцена в Предуралье было приурочено главным образом к меридиональной зоне, которая тектонически соответствовала Предуральскому прогибу. Среди миоценовых осадков большую роль играли бурые угли, огнеупорные глины, пески и меньшее значение имели грубообломочные разности.

Разрез новейших (верхнеолигоцен-четвертичных) отложений Южного Приуралья начинается с тюльганской свиты верхнего олигоцена, которая с размывом залегает на всех более древних осадках и сложена в основании грубозернистыми песками и галечниками из кремневой, кварцевой и кварцитово-галечной гальки. Вместе с тем указывается, что свита выполняет эрозионно-тектонические и карстовые впадины или ограничена в своем распространении грабенами и тектоническими впадинами. Накопление тюльганской свиты имело выравнивающую геоморфологическую роль и происходило в зонах относительного прогибания (Рождественский, 1971).

Врезы долин олигоцена и миоцена в днища широких плоскодонных депрессий были невелики. Так, на территории Предуральского прогиба эрозионные врезы среднего миоцена, выполненные аллювиальными и озерными отложениями, не превышают 20—

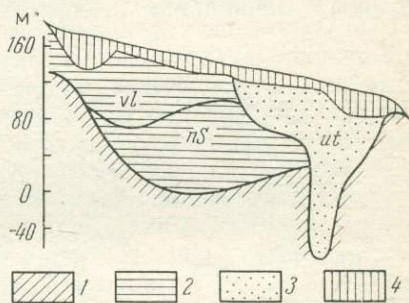


Рис. 3. Сводный схематический разрез новейших отложений Северо-Сосьвинского Зауралья (по П. П. Генералову, 1973 г.).

1 — мезозой — нижний палеоген; 2 — неоген, свиты: *nl* — ниясская, *vl* — вольтинская; 3 — плиоцен — ранний плейстоцен, *ut* — усть-тольтинская свита; 4 — плейстоцен

30 м, а в пределах локальных поднятий достигают 40 м. Ширина продольных долин, напротив, весьма значительна — до 10 км и более.

Примерно в это время имела место разработка древних логов на юго-восточном склоне Урала. Глубины их врезов достигают 15—25 м, а аллювий представлен разнозернистыми песками с гравием, галькой и щебнем мощностью 1,5—2 м.

Базальные горизонты атлымской свиты среднего олигоцена, с которых начинается континентальное осадконакопление на юге

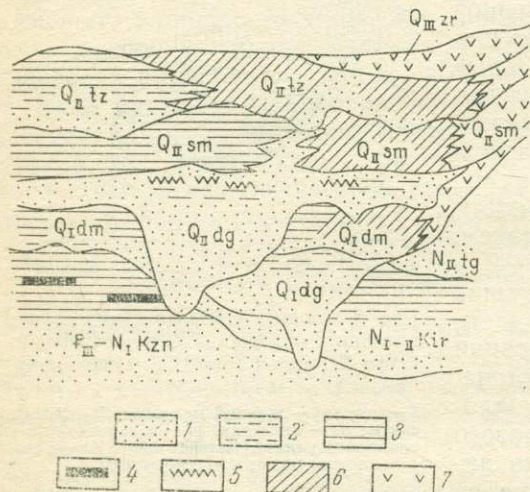


Рис. 4. Схема строения и соотношения основных фаций кайнозоя Среднего Приобья (по Б. В. Мизерову и др., 1971 г.).

Фации: 1 — русловые, 2 — пойменные, 3 — озерные и озерно-ледниковые, 4 — угли, 5 — погребенные торфяники, 6 — половодные, 7 — склоновые; литокомплексы: $P_{III-N_I}Kzn$ — козюлинский; $N_{I-II}Kir$ — киреевский, $N_{II}tg$ — таганский горизонты; $Q_{I}dg$ — доледниковый, $Q_{I}dm$ — дьямский, $Q_{II}b$ — тобольский, $Q_{II}sm$ — самаровский, $Q_{II}tz$ — тазовский, $Q_{III}zr$ — зырянский

Западной Сибири, с разрывом лежат на морских чеганских глинах и представлены разнозернистыми косослоистыми песками с гравием и мелкой галькой, однако они не выполняют резко врезанные эрозионные понижения, а имеют плащеобразное залегание, наращивая мощности во впадинах и прогибах. В частности, на территории Предалтайской равнины однородные аллювиальные фации свиты отлагались в условиях плоской аллювиальной равнины со спокойными блуждающими реками (Алтае-Саянская..., 1969).

Для отложений рассматриваемого этапа в Среднем Приобье характерно широкое развитие мелкозернистых горизонтально-слоистых аллювиальных фаций в основании наиболее древней козюлинской свиты олигоцена (рис. 4), которые имеют мощность 40—80 м (Аллювиальные..., 1971).

Нижние части разрезов депрессий Северного и Центрального Казахстана слагаются саксаульской свитой верхнего эоцена (кварцевые горизонтально-слоистые пески, сливные кварцитовидные песчаники мощностью от 0—5 до 25 м в депрессиях), кутанбулакской свитой среднего олигоцена (лигнитоносные глины, а выше косослоистые песчаники с прослоями глин и светло-серые тонкозернистые плохо сортированные глинистые пески общей мощ-

ностью 0—15 м) и чаграйской свитой верхнего олигоцена (светло-серые плохо сортированные кварц-полевошпатовые пески с горизонтами галечников, песчаников и глин; мощность 0—20 м, в отдельных случаях до 60 м). Важно отметить, что в большинстве случаев названные отложения имеют площадное распространение, выстилают обширные плоскодонные депрессии и почти везде залегают на древней коре выветривания, которая сохранилась на 85% всей территории северного Казахстана и в настоящее время имеет наилучшую сохранность и наибольшие мощности (до 4—10 м в западных районах и до 10—20 м в восточных) в понижениях древнего рельефа (Фокин, 1974). Большая часть депрессий древнего рельефа Казахстана в бассейнах Ишима, Нуры, Сарысу и Терсаккана (так называемые «древние долины») тектонического происхождения, на что указывают их ширина (от 10—15 до 50—100 км), слабая вытянутость, изометричность. Местами они соединяются друг с другом относительно узкими ложбинами, которые меньше похожи на структурные и, вероятно, образовались в результате эрозии или избирательной денудации.

Несколько иные по строению депрессии долин северо-восточного склона Казахского щита — Селеты, Уленты, Шидерты. Они более узкие, линейно-вытянутые в северо-восточном направлении; близость к пониженному базису эрозии позволяет рассматривать их как в основном эрозионные, возможно приуроченные к системе разломов. Значительна роль эрозионных процессов и в образовании древних депрессий олигоцена, расчленяющих наиболее приподнятые участки щита — горы Улутау, Моинты, Каркаралинские.

Как показывает фациальный анализ, саксаульская и нижняя часть кутанбулакской свиты представлены главным образом озерными и болотными отложениями. Очевидно, их накопление знаменует собой самый ранний этап формирования депрессий новейшего рельефа Казахского щита и заложения речных долин. Вместе с тем представление о заложении основных долин — синклиналей Казахского щита в эоцене — олигоцене не согласуется со взглядами В. Ю. Малиновского (1967), который снижает возраст базальных горизонтов древних долин Сарысу, Нуры, Атасу и других (сарысуйская свита) до позднего мела — палеоцена (рис. 5). Однако сам автор указывает на то, что эти горизонты лишены определенных остатков флоры и фауны и возраст их определен по залеганию непосредственно под отложениями среднего — верхнего олигоцена. В таком случае неясны причины столь резкого понижения возраста осадков, которые могут относиться и к эоцену, и к раннему олигоцену. Признавая, что возраст сарысуйской свиты может колебаться от мела до раннего олигоцена, автор на всех разрезах относит ее осадки к верхнемеловым — нижнепалеогеновым.

Одним из поводов для понижения возраста отложений древних долин явился позднемеловой — эоценовый возраст бокситоносных толщ, сохранившихся в карстовых депрессиях Аркалыкского, Софиевского и Майбалыкского районов. Однако эпохи бок-

ситообразования и заложения большей части древних долин — разновременные. Первая характеризуется слаборасчлененным рельефом, корообразованием, медленными процессами перемыва продуктов химического выветривания и их накопления в мелких локальных депрессиях, а вторая отличается значительной дифференциацией движений, заложением речной сети, перемывом коры выветривания и уничтожением бокситоносных отложений (Сладкопечев, 1965).

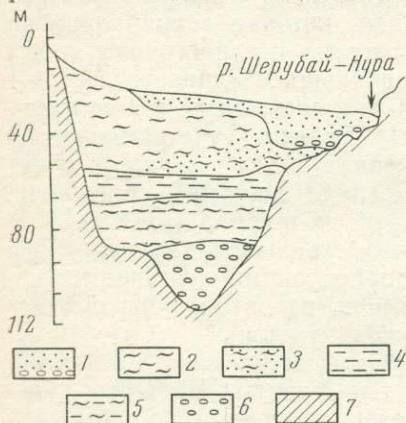


Рис. 5. Строение древней долины р. Шерубай-Нура, Центральный Казахстан (по В. Ю. Малиновскому, 1967 г.).

1 — аллювий плейстоцена; 2 — песчаные глины мио-плиоцена — павлодарская свита; 3 — пески с прослоями глин в основании павлодарской свиты; 4 — глины нижнего миоцена (аральская свита); 5 — песчаные пестроцветные глины среднего — верхнего олигоцена (кутанбулакская и чиликтинская свиты); 6 — пески и галечники мела — нижнего палеогена; 7 — палеозой

без видимого размыва и представлена пестроцветными песчано-глинистыми озерными отложениями. Лишь на бортах котловин свита залегает с заметным размывом и имеет в основании горизонты делювиально-пролювиальных галечников (Девяткин, 1965).

Нижняя свита разрезов новейших отложений Казахстанского Алтая — турангинская среднего эоцена — представлена как грубообломочными аллювиально-дельтовыми, так и глинисто-углистыми фациями озерно-болотного типа. Однако и те, и другие чаще всего не выполняют узкие глубоко врезанные эрозионные понижения, а залегают со слабым размывом на коре выветривания древней поверхности выравнивания, на пестроцветных глинах палеогена во впадинах, а на склонах поднятий — непосредственно на палеозое. В целом для Алтае-Саянской горной области характерно преобладание озерно-болотных фаций олигоцена в депрессиях и грубообломочных аллювиально-пролювиальных в эрозионных врезках на склонах крупных поднятий (Алтае-Саянская..., 1969).

Можно сказать, что эоцен Казахского щита — эпоха окончания пенеplanation рельефа и начала его преобразования.

Заложившиеся в олигоцене межгорные впадины Тянь-Шаня — Иссык-Кульская, Каркаринская, Кочкорская — обычно имеют в основании разрезов небольшие по мощности (до 10 м) горизонты известняков, краснобурых глин и алевролитов, которые выше сменяются грубообломочными фациями. Столь своеобразные базальные горизонты свидетельствуют об отсутствии значительных размывов перед этапом осадконакопления.

Карачумская свита верхнего олигоцена в основании разрезов впадин юго-восточного Алтая в центральных частях депрессий залегает на коре выветривания

На неровной поверхности коренного рельефа Минусинской впадины залегают зеленовато-серые и красно-бурые озерные глины мощностью 20—120 м (рис. 6) и только на окраинах депрессии они замещаются аллювиальными песками.

В депрессиях Енисейского кряжа и прилегающих к нему районах юго-западной части Сибирской платформы отлагались осадки бельской свиты, имеющие мощности до 130—160 м. Состав свиты — тонкие глинистые и углистые сланцы в центральных частях депрессий и мелкозернистые пески с алевритами вблизи коренных

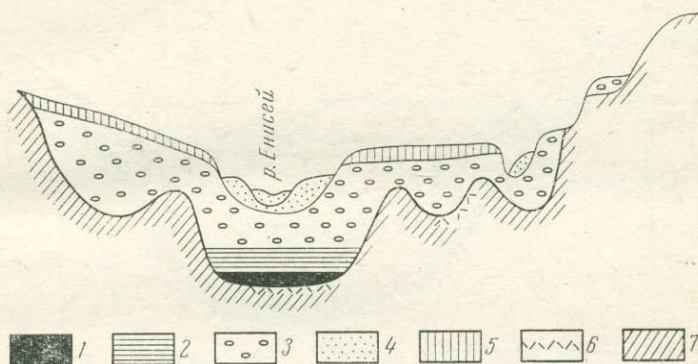


Рис. 6. Строение Минусинских межгорных впадин (по О. М. Адаменко и др., 1969).

1 — аллювиально-пролювиальные зеленовато-серые глины олигоцена — миоцена; 2 — красно-бурые глины и суглинки плиоцена; 3 — озерно-аллювиальные галечники, пески и глины нижнего — среднего плейстоцена; 4 — аллювиальные галечники, пески и суглинки верхнего плейстоцена; 5 — элювиально-делювиальные покровные суглинки; 6 — кора выветривания; 7 — породы палеозоя

склонов. В основании свиты прослежены горизонты углей. Среда накопления подобных отложений — низменные заболоченные равнины с медленными текущими реками и многочисленными озерами. Близкие по характеру озерно-болотно-делювиальные отложения лежат в низах разрезов линейных депрессий — синклиналей Ангаро-Ленского междуречья (рис. 7). Это каолиновые и пестроцветные глины, лигниты, бурые угли и кварцевые пески каменской свиты олигоцена мощностью 70—100 м (Логачев и др., 1964).

Мощный (более 700 м) разрез палеогена и неогена Нижне-Алданской впадины начинается базальным конгломератом и чередованием грубозернистых песков, глин и углей. Характерно расщепление горизонтов к центру депрессии и колебание их мощностей от 20 до 300 м. Последнее указывает на тесную связь аккумуляции с режимом прогибания впадины.

Отложения миоцена — раннего плиоцена во впадинах юго-западной части Байкальской рифтовой зоны (танхойская свита) во многих местах подстилаются корой выветривания и представлены в основном песчано-глинистыми разностями с прослоями углей и торфа. Базальные горизонты аллювиальных фаций весьма редки и маломощны (до первых метров), представлены преимущественно

песками. Танхойская свита выполняет тектонические депрессии, слабо измененные процессами размыва.

Разрезы олигоцена — нижнего миоцена впадин Приамурья, Зее-Буреинской и Средне-Амурской представлены осадками бузулинской и ушумунской свит. Это главным образом тонкообломочные песчано-глинистые отложения застойных озер и болот с углистыми глинами и прослоями углей в основании. Аллювиальные фации — руслово-пойменные — составляют не более 25% разрезов и тяготеют к их верхним частям.

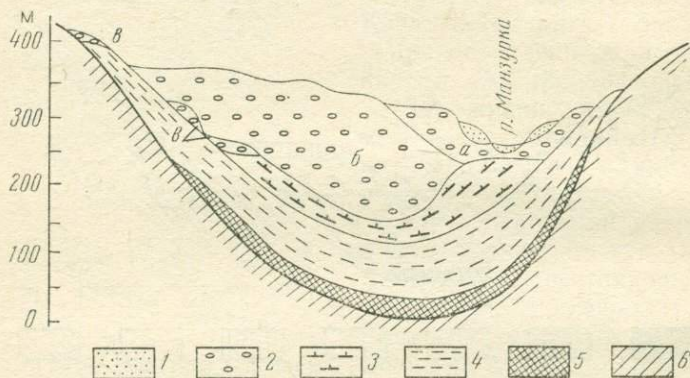


Рис. 7. Схема строения кайнозойских отложений Прибайкальской части Ангаро-Ленского междуречья (по Н. А. Логачеву и др., 1964).

1 — аллювий плейстоцена; 2 — аллювий эполейстоцена (а — анженский, б — манзурский, в — красноярский); 3 — миоцен — нижний плиоцен — байандайская свита; 4 — олигоцен — каменистая свита; 5 — кора выветривания мела — палеогена; 6 — отложения мезозоя и палеозоя

Долины Амуро-Зейской равнины были приурочены главным образом к участкам относительного прогибания и выполнялись преимущественно глинистыми отложениями: алевритовыми песками, алевролитами, глинами. Их базальные горизонты часто характеризуются повышенной иловатостью, глинистостью, обилием растительных остатков и изредка включением гальки и обломочного материала.

Начальные этапы выполнения межгорных впадин юга Дальнего Востока (Суйфунской, Даубихинской, Лефинской) характеризуются накоплением главным образом грубообломочных толщ — конгломератов, грубозернистых песков с галькой и щебнем аллювиально-пролювиального происхождения мощностью от 20—30 до 100—150 м (рис. 8). Осадки отложены интенсивно фурцирующими водотоками. Вместе с тем разрезы многих впадин начинают с отложений усть-давидковской свиты олигоцена — миоцена, которая представлена переслаиванием глин, аргиллитов, алевролитов с прослоями лигнита. При переходе к окраинам впадин разрезы грубеют. Во многих депрессиях под горизонтами рыхлых отложений вскрыты каолиновые коры выветривания мощностью до 10—15 м (Юг Дальнего Востока, 1972).

Нижние горизонты разрезов впадин Северо-Востока представлены относительно грубообломочным материалом — крупнозернистыми песками и галечниками. Однако эти осадки подстилаются древней корой выветривания.

Оценивая изложенный материал, можно достаточно определенно представить основные черты начальных этапов новейшего развития речных долин в олигоцене — плиоцене.

Заложение речной сети было связано с активизацией тектонических движений в конце олигоцена — начале миоцена, обусловив-

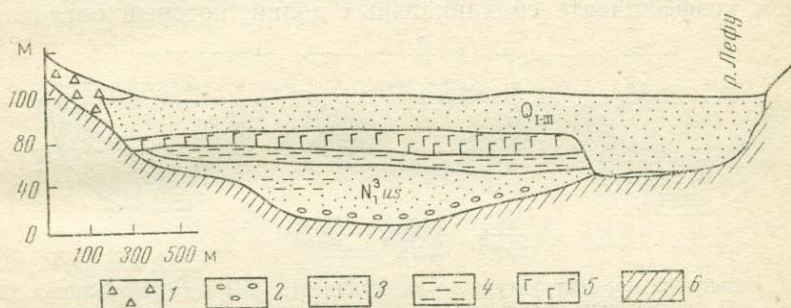


Рис. 8. Геологический разрез Лейфинской мульды Западного Приморья (по Ю. К. Иващенко, 1974).

Дельта: 1 — суглинки, глины, щебень; аллювий: 2 — валуны, галька; 3 — галька, гравий; 4 — супеси, пески; 5 — базальты; 6 — породы фундамента — усть-суифунская свита (N_1^{ms})

ших деформацию неплененизированных равнин и холмогорий. На Русской и Сибирской платформах активизация заключалась в региональных поднятиях, которые осложнялись относительным опусканием синеклиз и прогибов (например, Припятский, Днепровско-Донецкий и Окско-Донской прогибы Русской платформы, Лено-Ангарский и Южно-Тунгусский прогибы Сибирской платформы). В этих условиях все звенья речной сети имели возможность углубляться. Наиболее крупные долины, заложенные вдоль осей прогибов, углублялись относительно медленно по сравнению с притоками, расчленившими поднятия. Тем не менее эрозионные врезы рассматриваемого периода имеют наибольшие величины именно в крупных синклиналиных долинах: на Русской платформе до 80—100 м и на Сибирской до 200—300 м. Об этом можно судить по мощностям аллювия в долинах и широкому развитию речуловых фаций в основании разрезов.

Медленное врезание рек в пределах синклиналей и прогибов не препятствовало их блужданию, диагональной и боковой эрозии. Поэтому даже при значительных глубинах врезы олигоцене — нижнего миоцена имеют ширину до десятков километров. Этому же способствовало и относительное опускание в пределах многих долин. Недостаточная изученность фрагментов речной сети начальных этапов новейшей истории затрудняет ответ на важный вопрос — какова относительная роль тектоники (прогибания)

и эрозии (врезания) в образовании долинных форм? Иными словами, неясно соотношение роли тектоники как непосредственного агента образования долинных форм и ее роли как прямого фактора врезания рек.

Если выразить одновременную с долинообразованием амплитуду прогибания синклиналильных депрессий через D (деформация в пределах долина кровли наиболее молодого горизонта синклинали, подстилающего аллювий), а общую глубину долины через Γ , то их отношение $M = \frac{D}{\Gamma}$ даст нам представление о морфоструктурном коэффициенте синклиналильных долин, который определяет

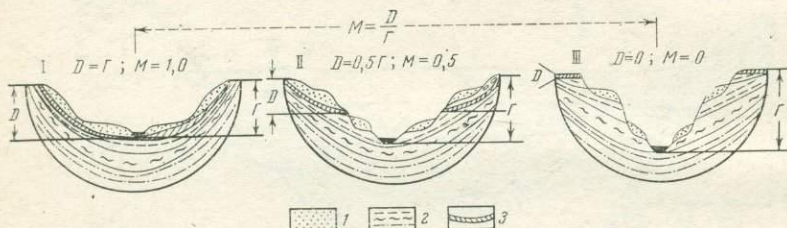


Рис. 9. Изменение морфоструктурного коэффициента (M) в синклиналиных долинах (I—III) при различных соотношениях деформации кровли наиболее молодого пласта синклинали (D) и глубины долин (Γ).

1 — аллювий долин; 2 — отложения синклинали; 3 — кровля наиболее молодого пласта синклинали

относительную роль структуры как агента образования долинной формы (рис. 9).

Отсутствие данных по амплитудам прогибания в пределах платформ за рассматриваемый этап не позволяет достаточно точно рассчитать значения морфоструктурного коэффициента. Очевидно лишь, что эти значения в большинстве случаев значительно меньше единицы и часто не достигают 0,5 при учете заметной роли врезания рек. По мере движения от крупных долин—синклиналей к их притокам на поднятиях значения морфоструктурного коэффициента в общем случае снижаются до нуля в верхних звеньях гидросети, где долины чаще наследуют не депрессии, а ослабленные зоны вдоль разломов или литологических контактов.

Значительная роль эрозии в образовании долин Русской и Сибирской платформ заставляет считать, что образование древних форм и осадков, их выполняющих, в целом было не одновременным. Погребение долин началось позднее, в результате затухания региональных поднятий и появления тенденции к опусканию — региональному или локальному в пределах синеклиз или прогибов. Процессы осадконакопления получили развитие главным образом в нижних звеньях гидросети, в пределах крупных синклиналильных долин и не распространялись на их верхние участки, где несмотря на ослабление поднятия эрозия и разработка долин преобладали.

Начальные этапы активизации движений в складчатых областях юга, востока и северо-востока Советского Союза, а также в

прилегающих к ним краевых прогибах платформ, южной части Западно-Сибирской плиты и на Казахском щите отличались прежде всего нарастанием дифференциации движений, примерно равными по размаху поднятиями и опусканиями. В этом случае депрессии рельефа служили базами эрозии и областями накопления осадков, поступающих с соседних поднятий. В зависимости от конкретных условий рельефа и климата во впадинах образовывались либо медленно текущие блуждающие реки (депрессии Урала, юга Западной Сибири, Казахского щита, Бийско-Барнаульской, Нижне-Алданской, Сеймчанской впадин), либо озерно-болотные

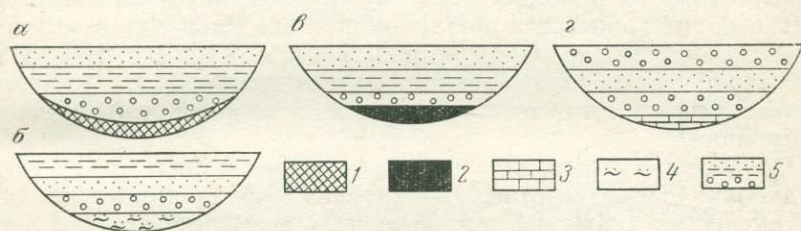


Рис. 10. Сохранность коры выветривания и тонкозернистых отложений в древних долинах как доказательство их тектонического происхождения.

а — Центральный Казахстан; б — Алтай, Сибирская платформа; в — Тянь-Шань; г — Минусинская котловина.
1 — кора выветривания; 2 — угленосные фации; 3 — карбонатные отложения; 4 — песчано-глинистые озерно-аллювиальные отложения; 5 — разрез древних долин

слабо проточные водоемы (депрессии Алтая, Енисейского кряжа, Предбайкальского прогиба), либо солоноватые замкнутые озерные бассейны с накоплением известняков, мергелей и гипса (впадины Тянь-Шаня). Важно подчеркнуть, что независимо от указанного фациального разнообразия осадков базальных горизонтов все эти отложения в осевых частях впадин залегают на подстилающих породах без существенного размыва, о чем помимо фациального состава свидетельствуют и многочисленные примеры сохранности коры выветривания мезо-кайнозоя на днищах впадин (рис. 10). Таким образом, характерные черты начальных этапов развития крупных долин рассматриваемых районов — одновременность образования долин и выполняющих их осадков, господствующая роль тектоники как агента образования долинных форм, очень высокие значения морфоструктурного коэффициента (M) для многих крупных долин (до 1,0 в синклинальных долинах Казахского щита, Алтая, Тянь-Шаня и юга Дальнего Востока).

Так же, как и на платформах, при движении в области поднятия и сноса, роль эрозии в образовании древних долин нарастает, причем в связи с большей дифференциацией движений это нарастание идет скорее. Долины средних и особенно верхних звеньев гидросети (логов, падей) в основном эрозионные, доказательством чего могут служить их небольшая ширина, резкость врезов, сту-

пенчатость профиля и грубообломочные аллювиальные отложения в низах разрезов. В начальные этапы развития гидросети долины поднятий практически не выполнялись, имели лишь маломощный покров инстративного аллювия. Это положение относится и к долинам Северо-Восточного склона Казахского щита — Селеты, Уленты, Шидерты, в которых не встречены отложения олигоцена.

Сведения о распространении долин олигоцена — миоцена в областях активных поднятий весьма неполные, что помимо недостаточной изученности связано и с плохой сохранностью эрозионных форм в пределах областей длительного воздымания. По самым скромным подсчетам скорости денудации на территориях горных стран не ниже 0,1—0,5 мм/год (Криволуцкий, 1971). При длительности процесса в миллионы лет это приводит к удалению с междуречий толщи пород мощностью в десятки и сотни метров. Денудация уничтожает прежде всего эрозионные врезы верхних звеньев речной сети, мало связанные с зонами относительного прогибания.

Процессы образования долинных форм и начальные этапы осадконакопления олигоцена — миоцена определялись влиянием тектонических движений земной коры — временем, амплитудами и ритмикой их проявления. Роль климатического фактора можно оценить как весьма скромную, влиявшую главным образом на фациальную структуру нижних горизонтов разрезов древних долин. При движении от областей гумидного субтропического климата к районам, где уже в олигоцене проявлялись черты аридизации (Средняя Азия), возрастает роль соленосных и субаэральных фаций — отложений замкнутых пересыхающих водоемов. Объемы речного стока рек олигоцена в гумидных областях в 2—3 раза превышали таковые для областей семиаридного климата (согласно данным Н. В. Разумихина). Поэтому способность рек выравнивать, перерабатывать продольные и поперечные профили вмещающих долины впадин и прогибов была различна. Если в аридных областях это выравнивание сводилось к выполнению наиболее глубоких частей депрессий, то в зоне гумидного климата реки имели возможность пропиливать перемычки между депрессиями, образуя узкие и короткие antecedентные долины прорыва. Последние, в частности, имели широкое распространение на Казахском щите и в Приморье (Сваричевская, 1965; Юг Дальнего Востока, 1972). В результате в настоящее время продольные профили древних погребенных долин семиаридных областей менее выравненные имеют тектоническое происхождение, а в гумидных областях более выравненные имеют эрозионно-тектоническое происхождение (при сравнении районов, близких по степени дифференцированности движений).

Конечные этапы выполнения долин и их деградация. Анализ распространения, фациального состава, мощностей отложений верхних частей разрезов древних долин позволяет раскрыть причины и особенности конечных этапов их погребения, судить о роли различных факторов в деградации речной сети.

Ламкинская свита Окско-Донской впадины складывается в верхах глинами и алевроитами мощностью до 40—50 м. Стратиграфически выше с размывом, но в пределах близких контуров залегают горелкинские (средний — поздний миоцен) и усманские (ранний — средний плиоцен) аллювиальные отложения мощностью в несколько десятков метров. Это песчано-глинистые осадки, перекрытые красноцветным элювием неогена и содержащие в верхах лиманские фации подпора, которые прослежены до широт Оки.

Верхние горизонты кандинской, ныйсской и мань-нойсской свит Северного Урала представлены однородными серыми, желто-серыми тонкозернистыми песками и пылеватыми супесями, местами уплотненными до песчаников, бурыми песчанисто-алевритистыми глинами, с включением гравия, гальки. Преобладающая слоистость — тонкая субпараллельная, местами ленточноподобная; мощности от 10—20 до 60—80 м. Перекрывающие их горизонты старосамской, самской, вольинской и малососьвинской свит (ранне-среднеплиоценовые) представлены в основаниях маломощным элювием (9—12 м), а выше озерными и делювиально-озерными супесями, глинами, алевроитами и илами с включением щебня, гальки и песка мощностью в несколько десятков метров. Осадки этих свит имеют близкое геоморфологическое положение; они перекрывают верхние части бортов древних донеогеновых депрессий, часто залегают на палеозойском основании и занимают высокое гипсометрическое положение в современном рельефе, знаменуя окончание крупного ритма в развитии рельефа и долин Северного и Полярного Урала (Генералов, 1973).

Заключительные этапы выполнения депрессий Южного Приуралья характеризовались накоплением главным образом озерно-болотных фаций — глин с лигнитами и бурыми углями общей мощностью до первых сотен метров (верхние горизонты тюльганской свиты позднего олигоцена, куюргазинская, ворошиловская и ушкатлинская свиты миоцена). Лишь на небольшие промежутки времени в основании в позднем миоцене — раннем плиоцене угленакopление прерывалось отложением аллювиальных песчано-галечных фаций (Рождественский, 1971). Одновременно шло выполнение древних логов юго-восточного склона Урала суглинисто-глинистыми ложковыми и делювиальными отложениями мощностью до 20 м, что связывается с резким (в 10 раз) уменьшением модулей стока от олигоцена до плиоцена.

Миоценовый ритм осадконакопления Среднего Приобья завершился отложением озерно-аллювиальных и озерно-болотных фаций козылинской и киреевской свит, а кроме того, аллювиального комплекса таганской свиты общей мощностью до 100—150 м. Размыты между отдельными горизонтами этой осадочной серии невелики (Аллювиальные..., 1971).

Обширные территории Казахстана, юга Западной Сибири и предгорных равнин котловины оз. Зайсан, Рудного и Северного Алтая на протяжении всего миоцена переживали своеобразную эпоху погребения долин и котловин и деградации речной сети,

связанную с накоплением аральской (нижний — средний миоцен), павлодарской (средний — верхний миоцен) свит и их аналогов — таволжанской, тарбагатайской и др.

Аральская свита представлена главным образом однородными, местами слоистыми серо-зелеными жирными монтмориллонитовыми глинами, карбонатными или гипсоносными мощностью от 10—15 до 60—80 м. Вблизи источников сноса в глинах аральской свиты встречаются горизонты или включения щебня и песчано-галечного материала. Отложения свиты имеют повсеместное распространение на равнинах Тургая и юге Западной Сибири, а в пределах Казахского щита выполняют обширные депрессии древнего рельефа типа Сарысульской и Тенизской впадин, где подстилаются породами олигоцена, но часто встречаются в узких долинообразных понижениях или на склонах поднятий, залегая на палеозойском основании. Следы размыва в основании свиты незначительные, а внутри ее практически отсутствуют.

Интересен вопрос об условиях накопления осадков аральской свиты. Нет сомнения, что ее образование было возможно при распаде речной сети олигоцена и исчезновении проточных водоемов. От аллювиальных и аллювиально-озерных фаций ее резко отличает однородность, слабая слоистость, почти полное отсутствие органики, гипсоносность. Бассейны аккумуляции, видимо, были замкнутыми. Представления об озерно-болотном и старичном происхождении (Фокин, 1974) не согласуются с указанными особенностями свиты и с резко аридным климатом раннего — среднего миоцена Северного и Центрального Казахстана. Считая свиту озерной и учитывая большие размеры бассейнов аккумуляции, трудно представить, что даже при бессточности и небольших глубинах в них не было береговых течений, прибойного волнения, которые должны были создать зоны огрубения осадков у берегов и обусловить фациальную изменчивость толщи. Поэтому, не отрицая существенной роли аккумуляции в мелководных озерах аридной зоны, следует отметить, что в областях локального распространения аральской свиты накопление ее осадков было возможно не в длительно существовавших бассейнах, а во временных водоемах, непрерывно менявших свои очертания и периодически пересыхавших. Возможно, это осадки своеобразных крупных разливов, то есть фации свиты в какой-то мере озерно-пролювиальные (Сладкопевцев, 1974). Субаральному генезису не противоречит отсутствие в аральской свите погребенных почв или гумусированных горизонтов, которые встречены в павлодарской свите. Это, видимо, связано с тем, что в сухие сезоны днища бассейнов покрывались солью, препятствовавшей задернению поверхности и процессам почвообразования.

Выше с небольшим размывом лежат глины павлодарской свиты — красно-бурые или буро-зеленые, плотные, карбонатные, слоистые с прослоями мелкозернистого песка главным образом в основании. Вблизи поднятий свита заметно грубеет, представлена песчано-галечными отложениями и местами выполняет глубокие эро-

зионные депрессии; мощности свиты до 100 м, причем наблюдается их увеличение как в депрессиях, так и на приподнятых приводораздельных участках, где господствуют пролювиально-делювиальные фации (Бабак, Паисова, 1967).

По происхождению свита близка к аральской и также представляет собой в основном озерно-делювиальные фации. Однако песчаность свиты, отсутствие гипса и наличие в основании горизонтов косослоистых песков свидетельствуют о более динамичной обстановке осадконакопления — от медленных рек до слабопроточных озер или временных водотоков — разливов. На это же указывает смена восстановительной среды окислительной. О пересыхании озер павлодарской эпохи говорит погребение почвы.

Эпохи накопления глинистых отложений аральской и павлодарской свит, разделенные периодом активизации эрозионных процессов, небольших врезов и отложения песчаных аллювиальных фаций, характеризовались весьма спокойным тектоническим режимом на обширных территориях Казахского щита, медленным поднятием положительных морфоструктур и прогибанием депрессий. Каких-либо данных о ритмичности движений за этот период нет, а о климатических изменениях, запечатленных в фациальной изменчивости осадков, можно говорить достаточно определенно. Сравнение палеогеографических схем Северного Казахстана (Фокин, 1974) показывает, что если в миоцене на указанной территории широкое распространение имели бассейны проточных и бессточных озер, то в плиоцене их место заняли системы палеодолин Ишима, Чаглинки, Уленты, Шидерты и других. Поэтому размывы и горизонты аллювия на границе свит скорее можно связывать с кратковременным увлажнением на рубеже миоцена и плиоцена. Позднейшее выполнение эрозионных врезов карбонатными глинами павлодарской свиты также следует рассматривать как результат, главным образом аридизации климата и трансформации продольных профилей долин.

Линейно-вытянутые депрессии долин северо-восточного склона Казахского щита (Крыкудук, Селеты, Уленты, Шидерты) лишены отложений миоцена и плиоцена. Видимо, их эрозионное происхождение (см. выше) и выдержанные уклоны на северо-восток не создавали благоприятных условий для образования замкнутых водоемов и накопления осадков аральской и павлодарской свит. Вместе с тем не исключено, что более поздние размывы видоизменили эти долины больше, нежели широкие депрессии бассейнов Ишима, Нуры и Сарысу.

Разрезы миоцена — раннего плиоцена межгорных впадин Тянь-Шаня (например, кочкорская свита) весьма изменчивы в зависимости от положения; в основании и вблизи источников сноса они грубообломочные аллювиально-пролювиальные, а выше по разрезам и ближе к центрам депрессий широко развиты озерные глинистые фации. Мощности разрезов до 1500—2000 м (Горячев, 1959). Во впадинах Алтая аналогичные по возрасту свиты (кошгачская и туерыкская) представлены озерными и озерно-аллюви-

альными фациями — глинами, алевролитами с прослоями песков, лигнитов и углей общей мощностью до первых сотен метров (Десяткин, 1965). Для территории Казахстанского Алтая миоцен — ранний плиоцен характерен накоплением алевроито-глинистых озерно-аллювиальных фаций тузбакской свиты, песчано-галечно-щебнистых делювиально-пролювиальных шлейфов ашутасской свиты, озерно-солончаковых глин аральской свиты и щебнисто-глинистого пролювия павлодарской свиты. Грубообломочные фации этих свит залегают на подстилающих отложениях с размывами, которые чаще всего относятся к рангу вторичных или внутриформационных и не оказывают влияния на форму вмещающих депрессий. Их залегание в узких эрозионных долинах отмечается лишь на склонах поднятий, как, например, в пределах Чарско-Семипалатинского района или на склонах Салаира.

В пределах Чарско-Семипалатинской структурной перемычки, между Зайсанской и Кулундинской впадинами, красноцветными отложениями павлодарской свиты заполнены все понижения рельефа, в том числе и древние долины (Ерофеев, 1969). Детальное бурение показало, что среди этих отложений практически отсутствуют аллювиальные фации. Выявлено резкое несоответствие эрозионных депрессий, выработанных довольно мощными водотоками, и выполняющего их щебнисто-глинистого пролювия. Из этого следует, что разработка долин и их погребение — разновременные процессы, протекавшие в совершенно различных условиях климата, речного стока и эрозионно-аккумулятивной деятельности рек.

Делювиально-пролювиальный генезис имеют отложения аральской и вторушинской свит Рудного Алтая, выполняющие долины, межгорные депрессии и понижения рельефа на междуречьях. Накопление избыточных мощностей этих осадков связывается главным образом с особенностями семиаридного климата, в условиях которого достигается максимальный снос обломочного материала со склонов. Долины при этом перегораживаются конусами выноса боковых притоков и постепенно выполняются даже в обстановке общего поднятия бассейнов.

На окраинах депрессий и в областях поднятий масштабы аккумуляции в древних долинах олигоцена — миоцена были меньше, и последующее врезание привело к тому, что теперь отложения олигоцена сохранились высоко над урезами современных рек. В долине р. Поперечной, левого притока Иртыша, в районе Калбинского хребта наиболее высокие уровни сложены кварцевыми галечниками и песками олигоцена, имеющими небольшие мощности (рис. 11).

Делювиально-пролювиальные фации аральской и павлодарской свит выполняют понижения рельефа и верховья долин Салаирского края. Их накопление связано с местным перемещением материала с междуречий в локальные депрессии временными водотоками в условиях продолжающегося поднятия Салаира и резкого усыхания климата (Малолетко, 1972).

Наличие в основании павлодарской свиты русловых песчаных фаций связывается с небольшим оживлением тектонических движений на границе миоцена и плиоцена. Однако в обстановке медленных стабильных поднятий изменение режима осадконакопления естественнее объяснить чередованием эпох большего и меньшего увлажнения. Без привлечения изменений климата трудно интерпретировать разрезы, где в условиях мало дифференцированных движений аллювиальный литогенез на больших площадях сменяется делювиально-пролювиальным.

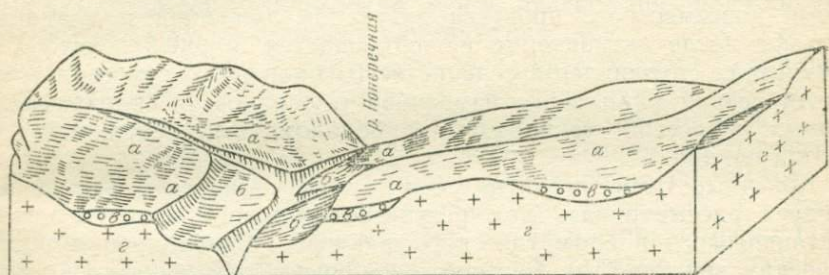


Рис. 11. Блок-диаграмма долины р. Поперечной, Северо-Восточный Казахстан (по В. С. Ерофееву и др., 1968).

а — террасы олигоценовой долины; б — неоген-антропогенная долина; в — отложения верхнего олигоцена; г — граниты

Верхние части разреза Минусинской котловины представлены сложным комплексом озерных, аллювиальных, дельтовых и пролювиальных отложений мощностью от 20—40 до 80—120 м — песков и супесей, часто карбонатных или лёссовидных.

Верхние горизонты бельской свиты Енисейского края представлены глинистыми озерно-дельтовыми фациями мощностью 60—70 м. Глины тонкие гидрослюдисто-бейделлитовые с гипсом в верхних частях. Вышележащие отложения кирнаевской и остаховской свит представлены аллювиальными, озерными и пролювиальными фациями, часто карбонатными и ожелезненными, слабо сортированными, бурыми или красноцветными. Избыточная мощность этих осадков в прогибах (более 100 м) связывается не только с прогибанием вмещающих депрессий, но также с малыми среднегодовыми расходами рек и их возросшим твердым стоком в условиях теплого сухого климата (Горшков, 1968). В отличие от бельской свиты отложения кирнаевской свиты увеличиваются в мощности к бортам депрессий.

Баяндайская свита миоцена — раннего плиоцена Ангаро-Ленского междуречья имеет мощности до 300 м и на 70—80% представлена каолин-монтмориллонитовыми мергелистыми глинами с горизонтами угля, лигнита и песков. Фации свиты — озерно-аллювиальные, накапливавшиеся в мелководных пересыхающих реках и озерах, приуроченных к центральным частям синклиналиных депрессий (Логачев и др., 1964).

Средние части разреза Нижне-Алданской впадины представлены фациями русел, пойм, стариц, застойных водоемов и болот — среднезернистыми косослоистыми песками, аргиллитами, торфами, углями, а верхние — косослоистыми разноезернистыми песками с прослоями галечников, илов и обилием растительного детрита. Осадконакопление олигоцена — миоцена во впадинах южной части Дальнего Востока завершилось отложением угленосных толщ (фации озер и болот) мощностью до 100—200 м, которые перекрывают прилежащие склоны и сниженные междуречья, а также мелкозернистых песчаных толщ аллювиального генезиса. В то же время повсеместного процесса затухания движений и планиции рельефа после активизации не наблюдается. Горный рельеф Сихотэ-Алиня сохранялся в течение всего миоцена, о чем свидетельствует резкая фациальная изменчивость осадков на склонах межгорных депрессий, узкие зоны грубообломочных отложений на бортах впадин.

Конечные этапы развития речных долин олигоцена — плиоцена следует рассматривать как результат сложного взаимодействия тектонического и климатического факторов. Стабилизация тектонических движений на Русской и Сибирской платформах в условиях достаточно влажного климата (несмотря на похолодание, увеличение континентальности и небольшие усыхания в конце миоцена — плиоцена) создавали условия для образования обширных озерно-аллювиальных и озерно-болотных равнин. Блуждание рек приводило к фациальной пестроте осадков, переработке склонов долин, предельному выравниванию продольных профилей синклинальных депрессий. Импульсы глубинной эрозии, нарушавшие процессы погребения долин, обусловили появление локальных врезов, которые в большинстве случаев не затрагивали коренные породы долин-синклиналей, имели внутрiformационное значение. Аккумуляция в крупных долинах-депрессиях распространялась на склоны, низкие междуречья, охватывая устьевые части притоков. Вместе с тем гумидный климат ограничивал ее распространение, поскольку в верхних звеньях гидросети продолжалась разработка долин. На окраинах котловин и прогибов озерно-аллювиальные фации сложно переслаивались с делювиальными шлейфами склонов.

Развитие долин складчатых областей юга шло в обстановке значительной, местами нарастающей дифференциации движений и прогрессивного иссушения климата вплоть до аридного в районах Казахстана и Средней Азии. Сокращение стока приводило к повсеместной деградации речной сети и выполнению долин мощными толщами осадков, главным образом субаэрального происхождения. Крупные долины впадин и прогибов превращались в цепочки изолированных плесов, засоленных озер или в области разливов временных водотоков. Озерно-солончаковая и пролювиальные фации, примером которых служат аральская и павлодарская свиты, накапливались главным образом в центральных частях депрессий, выравнивая их продольные профили. Отложение этих

фаций в целом компенсировало продолжающееся прогибание впадин, однако данные об увеличении мощностей павлодарской свиты на периферии поднятия свидетельствуют об изменениях характера процессов осадконакопления под влиянием аридизации климата. Перемещение областей аккумуляции из центральных частей впадин и прогибов к их окраинам, к подножию хребтов или увалов можно рассматривать как следствие трансформации продольных профилей долин-притоков, поставляющих обломочный материал. В зонах сочленения впадин и поднятий находились наиболее вогнутые, средние части профилей этих долин, которые при ослаблении стока и уменьшении стрелы прогиба профилей явились участками наиболее активной аккумуляции.

Выполнение долин складчатых областей в миоцене — плиоцене распространялось далеко вверх по долинам, вплоть до самых верхних звеньев речной сети — небольших долин, логов и падей. В то же время эти территории в целом продолжали оставаться областями активного воздымания, и для выводов об их хотя бы временных значительных опусканиях нет оснований. С другой стороны, отложения древних долин на поднятиях — преимущественно делювиально-пролювиальные, более молодые по сравнению с вмещающими формами и отложены водотоками, несоразмерными древним долинам (Ерофеев, 1969). Напрашивается вывод о том, что погребение этих долин в целом не было связано с характером тектонических движений (хотя исключения, безусловно, возможны), а обуславливалось климатическими изменениями и их последствиями — аридизацией, сокращением стока рек, усилением физического выветривания, увеличением сноса грубообломочного материала с обнаженных склонов и в конечном счете — выполнением долин и повышением отметок их продольных профилей.

Можно видеть, как меняется относительная роль тектоники и климата в погребении древних долин миоцена — плиоцена при движении от крупных долин — синклиналей к притокам низких порядков. Если в основных долинах ведущий фактор захоронения долин — тектоника, то для устьев притоков (окраины котловин) значительно влияние обоих факторов, а в верховьях речной сети роль ведущего фактора имеет уже климат.

Подобная закономерность, очевидно, наиболее ярко проявлялась в предгорных и низкогорных районах, где аридизация климата и связанные с ней изменения в развитии долин были наиболее существенны. В центральных частях горных стран, таких как области Центрального Алтая и Тувы, которые имели значительные высоты и более влажный климат, разработка долин продолжалась до конца неогена и прекратилась в связи с перестройкой гидросети и частичным ее отмиранием. Фрагменты таких долин местами сохранили остатки олигоцен-миоценовых отложений (Рейснер, 1970).

Климатические обусловленные процессы накопления осадков в долинах большей частью не соответствовали тектонической обстановке, которая характеризовалась стабилизацией движений или

даже медленным поднятием. Поэтому даже небольшие изменения климата в сторону увлажнения должны были стимулировать врезание водотоков. Внутриформационные размывы, такие, например, как на границе аральской и павлодарской свит Казахстана, и залегание между озерными и субаральскими фациями горизонтов аллювиальных песков, вероятно, были связаны именно с подобными флювиальными периодами.

Глава 2. ПЕРИОД ИНТЕНСИВНОГО РАЗВИТИЯ И ЛОКАЛЬНОЙ ДЕГРАДАЦИИ ДОЛИННОЙ СЕТИ (ПЛИОЦЕН — РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН)

За периодом относительной тектонической стабилизации в миоцене последовали активные поднятия, сопровождавшиеся расчленением рельефа. Смена направленности развития рельефа и, в частности, долин была одновременной и датируется концом миоцена, миоценом — плиоценом и даже поздним плиоценом. Окончание этапа совпадает с началом великих материковых оледенений севера Евразии, однако в связи с различным влиянием оледенений на развитие долин ледниковых и внеледниковых областей, вследствие дискуссионности вопроса о существовании раннеплейстоценовых оледенений в ряде районов, а также из-за неодинаковой изученности существенная роль оледенений в развитии долин во многих случаях отмечается только в среднем плейстоцене. Поэтому верхняя граница периода колеблется от конца раннего до второй половины среднего плейстоцена.

Факторы долинообразования

Тектонические предпосылки. Тектонические движения плиоцена — раннего плейстоцена изучены на более полном материале, нежели движения рассмотренного выше этапа новейшей геологической истории. Это позволяет увереннее судить о их направленности, амплитудах и времени проявления.

Большая часть территории Русской платформы в конце миоцена — начале плиоцена была охвачена региональными поднятиями, которые сопровождалась отступанием моря и расчленением суши. Амплитуды поднятий и их влияние на развитие долин в разных частях платформы были неодинаковыми. На юго-востоке в бассейнах нижней и средней Волги, Камы, Вятки, Белой и Уфы размах движений, судя по глубинам предакчагыльских врезов, достигал 200—300 м. На территории Средне-Русской возвышенности и в бассейне Днепра эрозионные врезы были значительно слабее — 40—50 м. Это привело к образованию ряда террасовых уровней, которые в настоящее время образуют наиболее высокие ярусы долин. Погребенные врезы миоцена — плиоцена в бассейне Печоры имели глубины максимум до 100 м (Генералов, 1972).

Об амплитудах поднятий и величинах углубления долин в северо-западных районах Русской платформы судить трудно, поскольку отложения этого времени отсутствуют. Вместе с тем следует отметить, что расчленение рельефа в позднем миоцене — плиоцене происходило значительно быстрее, чем формирование тектонических структур. Это привело к тому, что многие особенности рельефа — положение междуречий и долин, ориентировка останцовых гряд — не согласуются с тектоническим планом. Можно сказать, что относительная роль морфоскульптуры рельефа возросла, а роль морфоструктуры уменьшилась. Наконец, в Окско-Донской впадине позднемиоценовый — среднеплиоценовый период характеризуется относительной стабилизацией движений (Старухин, 1973). Конец плиоцена характеризуется сменой поднятий относительным опусканием на северо-востоке и юго-востоке платформы, в бассейнах Печоры, Мезени, нижней Волги и Камы. Трансгрессии Полярного и Акчагыльского бассейнов привели к затоплению разветвленных систем долин и выполнению их мощными толщами осадков. В это же время развитие долин северо-западных центральных и юго-западных областей платформы не претерпело столь резких изменений; долины продолжали разрабатываться.

Рубеж плиоцена и плейстоцена для всей платформы знаменуется новой активизацией региональных поднятий и повсеместным расчленением. На этот раз максимумы углубления долин смещаются от восточных и юго-восточных областей к западным. Наиболее низкое положение отложений нижнего плейстоцена (по отношению к уровням плиоцена и к современным урезам) фиксируется в бассейнах верхнего и среднего Днепра, верхней Волги и Западной Двины, Мсты, на северных склонах Смоленско-Московской и Валдайской возвышенностей, в Прибалтике. В этих районах предледниковые врезы имеют глубины до 150—200 м. Величины врезания в пределах Окско-Донской впадины равны 75—100 м, а на юго-востоке платформы 50—100 м.

Поднятия Кавказа в среднем и позднем плиоцене, достигавшие амплитуды в 2—3 км, завершили создание основных черт рельефа этой горной страны, создали предпосылки для развития оледенения. Многоводные быстрые реки, глубоко расчленявшие области поднятий, выносили за пределы гор огромные массы грубообломочного материала (терская свита мощностью до 300 м). В самом конце плиоцена (эпохи акчагыльской и апшеронской трансгрессий) поднятия ослабли и создались условия для образования локальных поверхностей выравнивания. Наряду с глубокими поперечными долинами в плиоцене продолжали существовать и продольные (широтные) долины — синклинали (рис. 12), которые в настоящее время представляют собой реликты отмершей речной сети (Горные страны . . . , 1974). Плиоцен — начало плейстоцена — время значительных перестроек речной сети Кавказа, углубления поперечных долин и обезглавливания продольных. Однако места, например на Северном Кавказе, хорошо прослеживаются и

унаследованность в развитии эрозионной сети на всех крупных этапах новейшей истории.

На территории Северного и Полярного Урала плиоцен ознаменовался региональными поднятиями величиной до 500—800 м на хребтах и до 150—200 м в депрессиях. Движения вызвали перестройку преимущественно меридионально ориентированной сети речных долин и врезы, которые в предгорьях секут структуры и древние депрессии. Аналогичные закономерности имеют место и в Южном Приуралье, где поднятия Волго-Уральской антеклизы и

одновременное прогибание Каспийской впадины на рубеже миоцена и плиоцена привели к врезам и образованию эрозионно-тектонических долин. Амплитуды региональных поднятий оцениваются приблизительно в 300—400 м. В плиоцене общее погружение и ингрессия моря обусловили выполнение долин кинельскими, акчагыльскими и апшеронскими отложениями. Поднятия на границе плиоцена и плейстоцена обусловили врезание рек в кровлю акчагыла и апшерона. Подобные врезы отмечены в долинах Белой, Уфы, Сакмары. При движении к восточному борту Предуральской депрессии глубины тальвегов долин раннего плейстоцена уменьшаются.

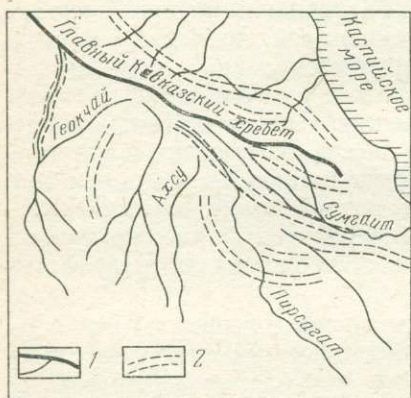


Рис. 12. Схема развития долин Юго-Восточного Кавказа (по Д. А. Лилиенбергу, 1962).

Долины: 1 — современные, 2 — древние

Сложные взаимодействия тектонических движений в пределах севера Западно-Сибирской плиты и омывающей ее Арктического бассейна обусловили резкое снижение уровня моря (до 300—400 м) и образование сети глубоких древних долин Оби, Пура, Таза. С последующим повышением основного базиса эрозии (ямальская трансгрессия) связаны подтопление долин и отложение в них морских и аллювиально-озерных фаций ямальской серии и демьянского горизонта.

Поднятия равнинных территорий Среднего Приобья в конце плиоцена — начале плейстоцена сопровождалось глубокими врезами, которые в раннем плейстоцене в условиях стабилизации движений выполнялись аллювиально-озерными отложениями кривошеинского литокомплекса (см. рис. 4). Позднее, в конце раннего — начале среднего плейстоцена, очередные поднятия привели к менее глубоким врезам тобольского времени, днища которых в настоящее время фиксируются примерно на уровне межи современных рек (Аллювиальные..., 1971).

Области Северного и Центрального Казахстана в плиоцене — раннем плейстоцене были охвачены общим поднятием небольших

амплитуд. Наряду с увлажнением климата это явилось предпосылкой для возрождения на месте изолированных озерных бассейнов сети речных долин, которая была близка по очертаниям к современной.

Судя по тому, что в раннечетвертичное время Салаир представлял собой выровненную слабо всхолмленную возвышенность с высотами до 200 м, амплитуды его поднятия в плиоцене были очень небольшими. Однако даже небольшое возвышение в обстановке похолодания и увлажнения климата, видимо, было достаточным для омоложения речной сети. Долины этого времени слабо врезаны в плиоценовые осадки и выполнены типично речными образованиями (Алтае-Саянская . . . , 1969).

Северный Тянь-Шань развивался в первой половине плиоцена примерно по тому же плану, что и в предшествующий этап. Лишь дифференциация движений стала еще большей. Однако для конца плиоцена характерно замедление или полное прекращение процесса разрастания впадин за счет расширения областей поднятия. Втягивающиеся в поднятия периферические части котловин расчленились с образованием близкой к современной сети долин. Отложения позднего плиоцена — раннего плейстоцена — Тянь-Шаньский орогенический комплекс — представлены в отличие от более древних осадочных толщ главным образом грубообломочными породами, что является следствием главенствующей роли восходящих движений.

Развитие долин Тянь-Шаня и других горных систем Средней Азии шло по пути распада систем продольных долин, приуроченных к прогибам и синклиналиям, перехвата их активно врезающимися поперечными долинами. Процесс ослабления роли продольных долин и увеличение роли поперечных одновременно приводил и к изменению роли тектоники в развитии гидросети. Значение тектоники как непосредственного агента образования долинных форм ослабевало, а ее значение как прямого фактора образования эрозионных врезов возрастало. Аналогичная направленность в развитии долин имела место в Карпатах, на Кавказе.

Развитие тектонической структуры Казахстанского Алтая также протекало по линии прогрессирующего расширения областей сводового поднятия и захвата ими все новых территорий эпипалеозойской платформы. В конце неогена границы областей сноса и аккумуляции стали близки к современным (Ерофеев, 1969). В границах тарбагатайской фазы горообразования, соответствующей рассматриваемому этапу, выделяется активизация тектонических движений в начале плейстоцена, которая совместно с увлажнением климата привела к врезанию и образованию наиболее древних террас в долинах Иртыша и Убы.

Для Алтая эпоха среднего плиоцена — раннего плейстоцена может рассматриваться как главный этап горообразования и формирования морфоструктуры. Поднятия хребтов привели к отложению во впадинах грубообломочных фаций кызылгирской, бекенской и башкаусской свит общей мощностью до 300—400 м. Смена

озерных фаций аллювиальными и пролювиальными и огрубение разрезов снизу вверх — важнейшие черты рассматриваемого этапа. Амплитуды расчленения Катунского, Чуйских, Курайского хребтов достигали 1000—1200 м, а к котловинам уменьшались до 350—500 м. Сравнивая величины поднятий (врезов) и прогибания (накопления), можно видеть, что их соотношение совершенно иное, нежели для предшествующего этапа новейшей геологической истории Алтая. Вместо примерного равенства здесь мы имеем минимум трех-четырекратное превышение амплитуд положительных движений над амплитудами отрицательных.

Проявившаяся одновременно главная стадия горообразования Западного Саяна привела к интенсивным поднятиям хребтов (до 800—1000 м, судя по врезам долин) и к менее активному воздыманию предгорий. Грубые и мало распространенные отложения свидетельствуют о повсеместном воздымании горной области и ряда впадин (Усинская, Туранская), где был образован низко- и среднегорный рельеф. В поднятие были вовлечены и окраины Минусинской впадины и лишь ее центральные части сохранили слабо-расчлененный равнинный рельеф.

Отличительная черта движений плиоцена — раннего плейстоцена для всей Алтае-Саянской горной области — глыбовый характер перемещений, ведущая роль разломов, образования ряда узких и глубоких грабенов и приразломных депрессий, которые были использованы реками.

На территории Сибирской платформы относительная тектоническая стабилизация сменилась в позднем плиоцене активизацией движений, с которой связаны перестройки гидросети и заложение большинства современных хдолин (рис. 13). В поднятия были вовлечены все основные морфоструктуры, в том числе и ранее прогибавшиеся (Ангаро-Вилюйский прогиб, Вилюйская впадина). Амплитуды поднятия за поздний плиоцен — ранний плейстоцен не меньше, чем для предыдущего отрезка геологической истории и местами превышают их (табл. 3). Вместе с тем скорости поднятия были значительно выше при меньшей продолжительности этапа (примерно в 5 раз). Для северо-востока платформы отмечается смещение начала активизации к рубежу неогена и плейстоцена.

Как видно из сравнения табл. 1 и 3, величины относительных прогибаний более позднего этапа значительно скромнее, чем более раннего, и в несколько раз меньше величин поднятий. Обусловленные поднятиями врезы долин Сибирской платформы достигли величин 50—60 м во впадинах (низовье Ангары, Вилюя, Лены) и 150—200 м на плато (Нижняя Тунгуска, средняя Лена).

Тальвеги современных долин и врезов плиоцена — раннего плейстоцена часто сближены. В немногих долинах древние тальвеги находятся выше современных на 30—40 м, еще реже случаи их погребения (рис. 14). Следовательно, рассматриваемый период врезания явился основным в формировании долин, а все последующие были второстепенными.

На протяжении рассматриваемого этапа для ряда областей Сибирской платформы фиксируются два-три импульса врезания, разделенные периодами относительного затухания поднятий (в центральных частях платформы) или опускания (в предгорных прогибах).

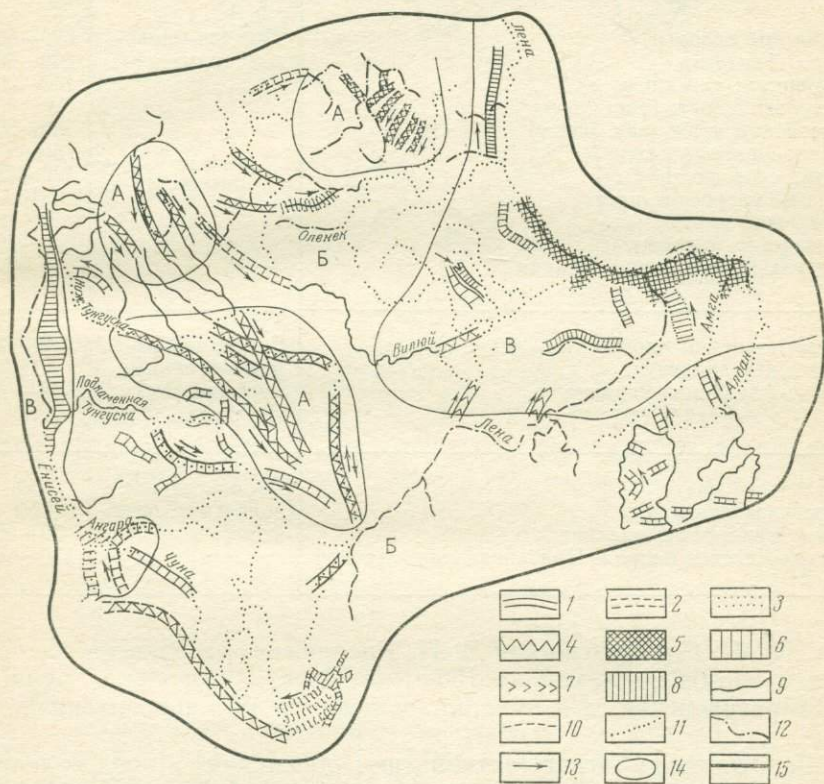


Рис. 13. Схема развития речных долин Сибирской платформы в кайнозое.

Положение древних долин относительно современных: 1 — приподнятые, 2 — слабоприподнятые или частично погребенные, 3 — погребенные. Возраст древних долин: 4 — поздний мел — ранний плейстоцен, 5 — поздний мел — ранний плейстоцен, 6 — олигоцен — ранний плейстоцен, 7 — олигоцен — ранний плейстоцен, 8 — поздний плейстоцен — ранний плейстоцен. Возраст современных долин: 9 — поздний мел; 10 — олигоцен, 11 — поздний плейстоцен, 12 — ранний — средний плейстоцен. 13 — направление стока древних долин, 14 — границы районов перестроек речной сети: обратнo-перекрестного (А), перекрестного (Б), миграционного (В); 15 — границы Сибирской платформы

Восточная часть Байкальской рифтовой зоны в бассейнах Витима и Олекмы характеризовалась в плиоцене активными поднятиями и глубоким расчленением рельефа. Положение осадков этого периода указывает на то, что древние долины на многих участках унаследованы современными. В поднятия втягивались не только мелкие депрессии, но и окраинные части наиболее крупных впадин. Так, южная периферия Верхне-Чарской впадины, по дан-

Морфоструктура Сибирской платформы	Движения позднего плиоцена — раннего плейстоцена	
	Тип	Амплитуда, м
Алданское нагорье	Сводово-блоковые поднятия	600—800
Плато Путорана		600—800
Анабарская антеклиза		180—200
Енисейский кряж (вост. часть)		250—300
Енисейский кряж (зап. часть)		100—200
Ангаро-Ленское плато		150—200
Приленское плато		100—150
Нижне-Тунгусское плато		100
Вилюйское плато		50—100
Оленекское поднятие		50—70
Центрально-Тунгусская впадина	50	
Приверхоанский прогиб	Слабо дифференцированные прерывистые поднятия	100—120
Вилюйская синеклиза		100
Нижне-Алданская впадина		50—70
Приленское плато	Относительные локальные опускания	50
Вилюйская синеклиза		50
Нижне-Енисейская впадина		50—100
Ангаро-Ленское плато и Прибайкальский прогиб		150—200

ным Ю. П. Складеревского и В. Н. Кислицына, расчленена плиоценовым врезом р. Кемен на 150 м (рис. 15). Довольно мощная фаза расчленения и денудации отмечается и в раннем плейстоцене.

Два крупных этапа активизации движений (предсаянковский — миоцен-плиоценовый и предбелогорский — позднеплиоценовый) отмечены на территории Амуро-Зейской равнины. Разветвленная система древних долин, образованная в это время, явилась основой всего современного эрозионного рельефа Приамурья (Геоморфология Амуро-Зейской равнины, 1973).

В течение плиоцена — раннего плейстоцена развитие рельефа юга Дальнего Востока шло в целом по линии сводовых поднятий горных областей и прогибания впадин, однако разрезы многих депрессий стали более грубообломочными. Это явление объясняется уменьшением амплитуды относительного прогибания впадин, сокращением размера аккумуляции, увеличением уклонов рек во впадинах и возрастанием их транспортирующей способности. Верхний плиоцен в пределах Сихотэ-Алиня характерен активным врезанием рек (до 350—450 м), которое связывается как с региональным снижением базисов эрозии (поднятия и регрессия моря),

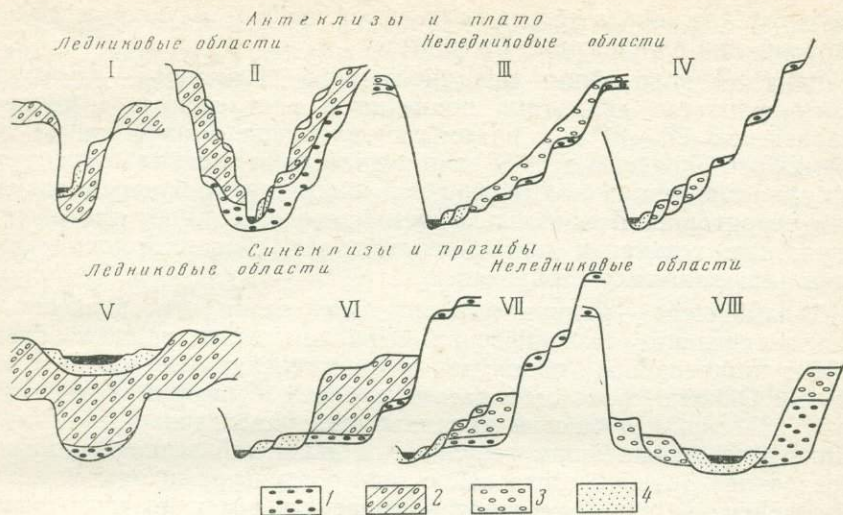


Рис. 14. Типичные профили долин Сибирской платформы:

I — плато Путорана, р. Курейка; II — Нижне-Тунгусское плато, р. Нижняя Тунгуска; III — Вилюйское плато; р. Марха; IV — Приленское плато, р. Лена; V — Нижне-Енисейская впадина, р. Енисей; VI — Приверхоийский прогиб, р. Лена; VII — Нижне-Ангарский прогиб, р. Ангара; VIII — Вилюйская синеклиза, р. Лена.

Генетические комплексы отложений: 1 — аллювиальный позднего плейстоцена — раннего плейстоцена, 2 — ледниковый среднего — позднего плейстоцена, 3 — перигляциально-аллювиальный среднего — позднего плейстоцена, 4 — аллювиальный позднего плейстоцена — голоцена

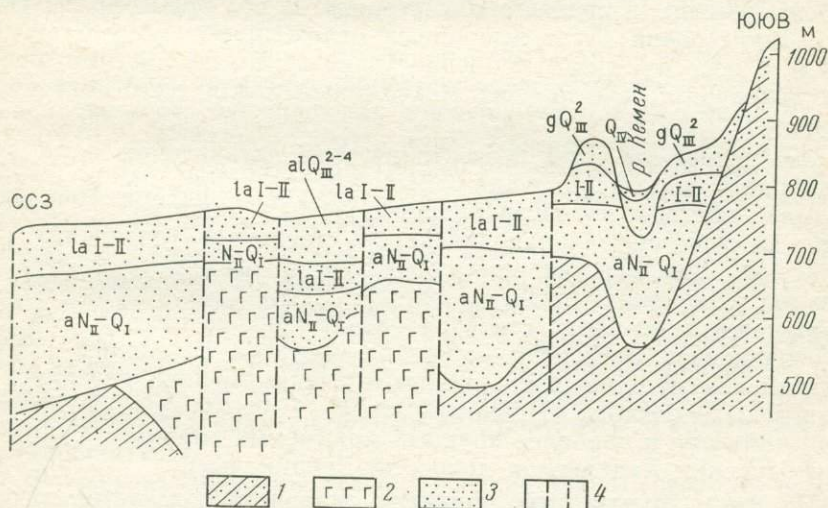


Рис. 15. Разрез через юго-восточный борт Чарской котловины (по Ю. П. Складчикову, 1974).

1 — песчаники протерозоя; 2 — габбро-протерозоя; 3 — глины, пески и галечники плейстоцена и плейстоцена; 4 — разломы

так и с увеличением абсолютных высот хребтов и уклонов долин при излиянии плиоценовых базальтов.

Одна из крупнейших впадин южного Приморья — Суйфунская — испытала два этапа поднятия и расчленения: в раннем плиоцене до 25—40 м и на рубеже плиоцена и плейстоцена до 100—200 м. При этом второй этап расчленения охватывал всю территорию впадины и был обусловлен общим региональным поднятием территории. В настоящее время депрессия имеет две разновозрастные генерации погребенных долин, выполненных мощными аллювиальными толщами.

С плиоценом — ранним плейстоценом связан второй крупный этап активизации тектонических движений, обусловившей общее дифференцированное поднятие и расчленение Северо-Востока страны. Одновременно с областями хребтов и нагорий в поднятие были вовлечены и многие впадины, как унаследованные, так и наложенные. Важнейшим результатом движений этапа было преобразование древней согласной с морфоструктурами речной сети, образование участков перехватов, прорывов, antecedentных сужений, оформление современных долин Индигирки, Колымы и правых притоков Лены и Алдана. Величины врезов за поздний плиоцен — четвертичное время оцениваются для областей наибольшего воздымания в 1000—1200 м, а для впадин в 250—300 м.

Этап активного поднятия и расчленения был сложным, состоял из нескольких стадий, наиболее крупная из которых отмечена на рубеже раннего и среднего плейстоцена. В это время врезы раннего плейстоцена были выполнены отложениями мощностью до 100 м, а последующее углубление долин не только достигло предшествовавшего, но и явилось максимальным для всего новейшего этапа.

Рассмотренный этап неотектонической активизации имел ряд общих черт, характерных для большей части районов, как на платформах, так и в активизированных горных системах. Прежде всего отмечается однонаправленность движений (поднятия) абсолютного большинства морфоструктур, в том числе и отрицательных. Дифференциация движений только осложняла общее воздымание и не препятствовала расчленению депрессий, как это наблюдалось в олигоцене — миоцене. Области опускания и площадной аккумуляции были немногочисленны и локализовались в предгорных прогибах (Предкавказский, Предалтайский, Приверхоанский) или в наиболее крупных межгорных впадинах (Зайсанская, Чуйская, Ханкайская, депрессии Забайкалья).

На фоне грандиозных поднятий складчатых областей юга и востока СССР и относительно активных движений на платформах несколько необычной выглядит слабая активизация в таких районах, как Казахский щит, Салаирский кряж, Кузнецкое нагорье. Интересно, что по соседству с ними располагаются области Бийско-Барнаульской и Кузнецкой котловин, в развитие которых рассматриваемый этап также не внес коренных изменений. Вместе с

предгорными прогибами указанные районы образуют обширную структурную зону, отстававшую по амплитудам и дифференцированности движений от более южных и относительно северных территорий.

Во многих районах этап выглядит как сложный, состоящий главным образом из двух крупных фаз активизации движений, разделенных периодами их затухания. Более ранняя фаза датируется средним — верхним плиоценом, а более поздняя — в целом ранним плейстоценом. Подобное расчленение этапа пока что затруднено для ряда областей (Полярный Урал, Саяны), однако это в значительной мере связано с недостатком фактического материала или с малыми амплитудами движений отдельных фаз.

Климатические предпосылки. На протяжении позднего плиоцена — раннего плейстоцена продолжалось общепланетарное похолодание климата, начавшееся еще в палеогене. Вместе с тем период наибольшей сухости климата северного полушария, приходящийся на плиоцен, в ряде областей начал сменяться эпохой относительного увлажнения. Общим результатом похолодания и усиления континентальности явилась дальнейшая дифференциация природных зон: появление зоны пустынь и степей умеренного пояса, дробление лесной зоны, образование тундры. В плиоцене климат северной Евразии стал близким к современному, а в раннем плейстоцене, когда создались предпосылки для возникновения покровного оледенения и многолетней мерзлоты, среднегодовые температуры понизились до -2 , -4° , т. е. были на $4-8^{\circ}$ ниже современных (Шварцбах, 1955).

Отчетливые следы значительной аридизации в нижнем — среднем плиоцене отмечены на юго-востоке Русской равнины. Это красноцветность элювиальных образований Окско-Донской низменности, присутствие субаэральных фаций в основании разрезов плиоцена Башкирского Предуралья, обедненные спектры отложений, подстилающих морской акчагыл. Трансгрессия акчагыла имела место уже в условиях похолодания и увлажнения; спектры эпохи регрессии первой фазы акчагыла указывают на ландшафты темнохвойных таежных лесов Башкирии. Активное поднятие Кавказа на протяжении всего плиоцена совместно с похолоданием климата привели к тому, что уже перед началом плейстоцена здесь имелись предпосылки для развития оледенения. К признакам последнего относятся мореноподобные, селевые и пролювиальные фации конца плиоцена на Передовом хребте и Осетинской равнине.

В разрезах плиоцена — раннего плейстоцена Северного и Приполярного Урала, при движении от более древних свит (кандинская, самская, нийская, вольнская) к более молодым (лозьвинская, усть-тольинская, алымьинская) отмечается смена растительных спектров хвойных и смешанных лесов с примесью широколиственных спектрами березовых лесов, лесотундровых ландшафтов, заболоченных редколесий. Отчетливых следов сухого климата плиоцена здесь нет, однако многие горизонты древних свит обо-

хрены, имеют бурые оттенки, включают делювиально-пролювиальные фации.

На территориях Южного Зауралья, юга Западной Сибири и Северного Казахстана резких изменений климата на рассматриваемом этапе не отмечено, однако похолодание и уменьшение аридности все же фиксируется. С этим связано уменьшение гипсоносности отложений от павлодарской свиты верхнего миоцена к кустанайской плиоцена, замещение зеленоцветных и бурых делювиальных и озерных осадков сероцветными аллювиальными. Спектры сухих степей и полупустынь сменились лесостепными. Наглядная картина похолодания и усиления континентальности климата на рубеже плейстоцена и плиоцена наблюдается в Тянь-Шане (Алешинская, 1972). Накопление джуукинской свиты верхнего плиоцена шло при среднегодовых температурах $+12^{\circ}$, среднеянварских 0° , среднеиюльских $+21^{\circ}$ и годовой сумме осадков 750 мм. Для шарпалдыкской свиты плиоцена — нижнего плейстоцена эти показатели соответственно равны $+8^{\circ}$, -10° , $+28^{\circ}$ и 600 мм.

Для Нижне-Алданской впадины этот период характерен похолоданием, усыханием, нарастанием континентальности и резким снижением активности химического выветривания. Среднегодовые температуры понизились с $+12^{\circ}$ до $+3^{\circ}$, а осадки с 2000—1500 до 1000—500 мм (Результаты . . . , 1967).

Нарастание суровости климата в начале плейстоцена на Северо-Востоке СССР привело к широкому распространению светлохвойных лесов и тундровых ландшафтов.

Таким образом, основными изменениями климата Северной Евразии на рубеже плиоцена и плейстоцена можно считать похолодание, нарастание континентальности и дифференциации. Основными последствиями этого были смена химического выветривания физическим, менее равномерное распределение осадков в году, появление многолетней мерзлоты в северных и северо-восточных районах. К началу плейстоцена западные, центральные и многие южные районы СССР стали иметь зиму с устойчивым накоплением снежного покрова, весну с паводками на реках и межженный летне-осенний сезон.

На фоне направленного похолодания и увлажнения климата во многих районах (юго-восток Русской равнины, Казахстан, предгорье юга Сибири) отмечены колебания в климатической изменчивости, а именно аридизация в раннем плейстоцене, следующая за увлажнением конца плиоцена и предшествующая увлажнению конца раннего — начала среднего плейстоцена.

На территориях, где аридизация климата миоцена — плиоцена привела к деградации речной сети, увлажнение на рубеже плиоцена и плейстоцена способствовало восстановлению стока и омоложению многих речных долин. При достаточных уклонах увеличение расходов (в 3—4 раза, по Н. В. Разумихину) могло создать условия для врезания даже без прямого влияния тектонических движений. В полярных же областях севера и северо-востока нара-

стание суровости климата и активизация склоновых процессов, напротив, благоприятствовали накоплению в долинах осадков, задерживали их углубление.

Связанные с климатом изменения стока и баланса материала в долинах были относительно наиболее заметными в верхних звеньях речной сети. Поэтому эрозионные врезы и процессы захоронения эрозионных форм имели место главным образом в долинах притоков и в верховьях, так же как и при деградации долин миоцена — плиоцена.

Основные стадии развития долин

Образование долин и начальные этапы их выполнения. Плиоценовое (предакчагыльское) расчленение Русской платформы создало разветвленную сеть глубоких долин (до 150—200 м). Наиболее крупные из них приурочены к отрицательным морфоструктурам: прогибам, впадинам, синеклизам. Например, древние долины Днепра и Припяти совпадают с Припятским прогибом и Украинской синеклизой, долины Волги и Камы — с серией прогибов и седловин (Ульяновско-Саратовским, Мелекесским, Камско-Занским и др.), долины Печоры — с Печорской синеклизой. В то же время строение долин позволяет рассматривать их как в основном эрозионные формы, выработанные реками. Прежде всего об этом свидетельствуют V-образные поперечные профили — довольно узкие (до 2—3 км), крутосклонные, ступенчатые, часто каньонообразные. В плане системы древних долин весьма разветвленные, часто древовидные, охватывают как депрессии, так и многие поднятия. Густота и глубина сети долин на северо-западе Русской равнины зависят от литологии коренных пород; участки ордовикских и силурийских известняков расчленены слабо, а на терригенных породах плотность долин больше. Наконец, продольные профили долин (без учета экзарационных переуглублений, тектонических прогибов и участков выщелачивания) имеют выдержанные уклоны к основным базисам эрозии — Балтийскому, Баренцову, Черному и Каспийскому морям. Морфоструктурные коэффициенты (см. рис. 9) лишь на участках совпадения долин с отрицательными морфоструктурами могут достигать значения 0,2—0,5, а в большинстве случаев весьма невелики.

Об интенсивности врезания в плиоцене даже на участках долин, приуроченных к депрессиям рельефа, свидетельствует разрез Хабаровского бурогоугольного месторождения в Приуралье. Кинельская свита залегает здесь в глубокой (300—350 м) эрозионной впадине, которая наследует депрессию более древнего рельефа. Размытом уничтожены горизонты угленосной куюргазинской свиты нижнего миоцена (100 м) и часть тюльганской свиты олигоцена.

В бассейне Волги и Камы выполнение долин осадками началось в среднем плиоцене отложением шешминского аллювиаль-

ного горизонта, базального для кинельской свиты (Горецкий, 1964). В древних долинах Камы, Волги, Зая, Нугуша, Уфы и Белой горизонт закономерно представлен галечно-валунным материалом со щебнем и илами (горизонт размыва), разнозернистыми русловыми песками и в ряде случаев супесями и глинами пойменной фации. Обращают внимание значительные мощности шешминского аллювия: в среднем 10—15 м, максимум до 30—40 м, а в нижней части бассейна — до 60 м. Несмотря на значительную грубообломочность отложений, их большие мощности и частое присутствие пойменных фаций не позволяют считать шешминский горизонт инстративным аллювием, связанным с этапами активного углубления долин. В то же время залегание этих осадков в узких каньонообразных долинах с большими уклонами (в среднем 0,5—1 м/км) как будто противоречит этому выводу. По всей видимости, переход от стадии врезания рек и углубления долин к аккумуляции произошел довольно быстро и фаза динамического равновесия была достигнута без расширения долин и выполаживания их продольных профилей. Столь резкое изменение направленности развития долин возможно при влиянии внешних факторов — выполаживания профилей в результате опускания или подпора со стороны приемного бассейна. Поскольку шешминский аллювий очень резко сменяется озерными фациями, более вероятным следует считать влияние подпора со стороны ингрессирующего пресноводного (челнинского) бассейна.

Увеличение мощности базального горизонта кинельской свиты в древней долине Белой с 7—11 м до 25—30 м, согласно Г. И. Горецкому (1964), может быть связано с возрастанием уклонов палео-реки. Надо заметить, что при росте уклонов в русле реки обычно наблюдается сокращение общей мощности аллювия, а увеличение относительной роли фаций размыва происходит за счет русловых и пойменных. В данном случае имеет место возрастание общей мощности, а причиной этого скорее всего являлись изменившиеся условия подпора реки. В зоне подпора, т. е. в устье водотока, процесс осадконакопления и мощности аллювия будет тем значительнее, чем больше разница в уклонах реки и приемного бассейна. При равных размерах полугорные реки накапливают в приустьевых частях большие мощности осадков, нежели равнинные. По всей видимости, это можно объяснить тем, что подтопление рек на участках больших падений протекает замедленными темпами. Зона подпора продвигается вверх по долине в несколько раз медленнее, нежели на участках депрессий и выполаживания продольных профилей (соотношение скоростей здесь обратное соотношению уклонов). В результате на единицу долины крутого участка подпора придется в несколько раз больше наносов, чем на такой же по протяженности выположенный участок.

Для территории Башкирского Предураля этапы разработки предакчагальских долин датируются концом миоцена — началом плиоцена, а начало их выполнения — ранним — средним плиоценом. До эпохи деградации долины были хорошо разработаны и

претерпели две фазы накопления аллювиальных, озерных и субаэральных осадков (I и II Чебеньковские горизонты мощностью соответственно до 30 и до 40 м). В верхних частях горизонтов встречены глины, а в долине р. Белой — глины с углями и сидеритом. Горизонты залегают только в главных, наиболее глубоко врезуемых древних долинах и выклиниваются по притокам. Об относительно сухом климате и пересыхании рек во время накопления Чебеньковских горизонтов свидетельствует большая роль в них озерных и субаэральных фаций.

Кушумская свита нижнего — среднего плиоцена (аналог Шешминского и Чебеньковских горизонтов южнее Саратова) представлена мощным, до 85—135 м, аллювием с примесью делювиального материала (щебень, валуны, галька, пески и глины).

Из приведенного выше материала видно, что развитие долин юго-востока европейской части СССР перед их деградацией в позднем плиоцене было различным. На юге имело место накопление констративного аллювия в условиях начавшегося прогибания, севернее долины находились в условиях развития близких к состоянию динамического равновесия, а в верхних звеньях этой разветвленной сети долины продолжали углубляться; а осадконакопление в их пределах было связано непосредственно с ингрессией и подпором. Такая закономерность хорошо объясняет и омоложение базальных горизонтов кинельской свиты при движении вверх по долинам. Раннеплейстоценовые врезы в долинах Волги, Камы, Оки, Днепра и их притоков во многих случаях более узкие и более крутосклонные, чем предакчагыльские. В северо-западных и западных районах платформы они, кроме того, и наиболее глубокие, т. е. могут рассматриваться как первичные. Как уже отмечалось, погребенные долины северо-западных областей платформы, примерно в границах распространения окского оледенения, лишены дочетвертичных отложений и доледникового аллювия. Поэтому их возраст многими исследователями трактуется как весьма неопределенный, опускается до начала плиоцена и даже до миоцена. Вместе с тем аналогичные по глубинам и морфологии врезы с сохранившимися погребенными свитами аллювия (венедской и кривичской) четко датируются началом раннего плейстоцена. Следует полагать, что доледниковый аллювий исчезает по мере движения к северу и северо-западу (на Днепре у г. Смоленска, на Волге выше устья р. Унжи, на Каме — у г. Березняки) в связи с переработкой долин ледниками и приледниковыми потоками и отчасти потому, что его мощности в верховьях древних долин были весьма невелики. Трудно связать узость, крутосклонность и часто каньонобразный профиль долин с их разработкой в течение всего плиоцена и начала плейстоцена. В этом случае сохранность дочетвертичных отложений в долинах, хотя бы локальная, должна быть обязательной.

В разрезах плиоцена — раннего плейстоцена бассейна Печоры также прослежены отложения двух эрозионно-аккумулятивных ритмов. Более ранние из них начинаются горизонтом мелкого га-

лечника мощностью 10—15 м, а более поздние, залегающие в эрозионном врезе глубиной более 40 м, имеют в основании галечник мощностью до 6—12 м. Второй ритм синхронизируется с этапом отложения веденского аллювия в долинах Волги и Камы.

Долина верхнего плиоцена, прослеженная по линии Рязань — Воронеж — Новохоперск, снижает абсолютные высоты днища с севера на юг с 105 до 50 м. Выполнена долина песчано-галечным аллювием кривоборской свиты мощностью до 50 м, который сопоставляется с нижними горизонтами кинельской толщи Поволжья (Иосифова, 1971).

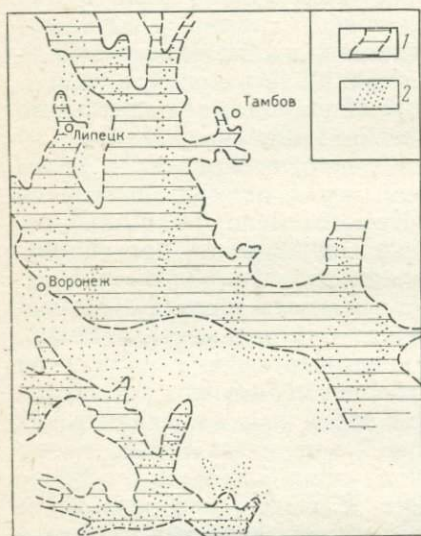


Рис. 16. Положение древних долин Окско-Донской низменности (по Г. В. Холмову, 1974).

1 — ранний плиоцен — усманское время;
2 — поздний плиоцен — кривоборское время

Сравнение плановых очертаний древних долин Окско-Донской низменности для усманского — ранний — средний плиоцен и кривоборского — средний — поздний плиоцен времени (рис. 16) показывает, что от первого этапа развития палеодолин до второго произошла значительная локализация стока, сужение долин и образование дендровидного близкого к современному рисунка гидросети.

На Северном Урале (бассейны рек Сосьвы, Лозьвы, Ляпина) долины плиоцена узкие, прорезают днища древних структурных депрессий, имеют тальвеги на 100 м и более ниже уровня моря. Несмотря на то что местами эти долины наследуют приразломные

понижения, в их эрозионном происхождении трудно сомневаться (см. рис. 3). Помимо морфологических особенностей на это указывает и состав отложений, залегающих в долинах. Базальные горизонты лозьвинской, устьольинской, устьхобейинской свит (все позднего плиоцена — раннего плейстоцена) представлены глыбово-щебнистыми обвальными оползневыми, песчано-галечно-валунными аллювиальными и тонкопесчаными аллювиально-морскими фациями. Характерны большие мощности грубообломочных толщ, выполняющих узкие эрозионные депрессии: от 10—20 до 50—70 м, а обвальных фаций до 148 м. Такое несоответствие плохо разработанных долин и констративного аллювия указывает на очень резкую смену интенсивного врезания аккумуляцией, которая шла в условиях быстрого повышения базиса эрозии и сохранения значительных уклонов в верховьях долин. Близкое соседство горной страны и моря обусловило достаточную крутизну продольных профилей долин на всем их протяжении вплоть до устьев.

Ранний плейстоцен на Урале не отмечен столь глубокими повсеместно распространенными врезами, как поздний плиоцен. В северных районах в обстановке слабого углубления и значительного бокового смещения рек формировались песчаные аллювиальные дельтовые или озерные толщи (междуречные пески, бурмантовские и халасинские пески) мощностью 40—50 м. Базальные горизонты аллювия — грубозернистые, с галькой и валунами (Генералов, 1973). Более резкие врезы фиксируются на территории Южного Предуралья (долины рек Белой, Уфы, Сакмары) и выполнены аллювием с хорошо выраженными гравийно-галечниковыми базальными горизонтами. Однако по мере движения на восток врезы уменьшаются, а отложения раннего плейстоцена занимают все более высокое гипсометрическое положение, слагают наиболее высокие террасы долин или без существенного размыва залегают на осадках плиоцена.

На северо-западе Западно-Сибирской плиты в низовьях Оби, Северной Сосьвы и Надыма на отметках до 150—200 м ниже уровня моря залегают наиболее древние отложения новейшего этапа геологической истории — супеси и суглинки с рассеянным гравием, галькой и валунами мощностью до 50—60 м (полуйская свита нижнего антропогена, по Г. И. Лазукову). Свита обнаружена только в депрессиях доантропогенного рельефа, лишена скопленных грубообломочного материала в основании и относится к морским и ледниково-морским образованиям. Горизонты древнего аллювия на контакте полуйской свиты и отложений мезозоя — палеозоя не обнаружены, хотя следы размыва довольно отчетливые. Анализ профилей, приведенный Г. И. Лазуковым (1970), показывает, что депрессии рельефа, выполненные осадками полуйской свиты, тяготеют к крупным зонам относительного опускания подошвы коренных пород, а залегание свиты площадное, часто облекающее. Поэтому весьма вероятно, что древние долины Оби, Надыма, Пура, Таза и других не являются чисто эрозионными, а приурочены к субмеридиональным прогибам. На это же указывает и унаследованность всех крупных современных долин от древних. Проведенный И. Л. Кузиным анализ карт дочетвертичного рельефа и неотектоники показывает, что при глубине древних долин 200—250 м амплитуды новейшего прогибания в их пределах достигают 100—150 м. Если принять эти данные, то величины тектонического коэффициента древних долин Северо-Западной Сибири окажутся весьма большими — до 0,5. Вместе с тем морфология погребенных долин и следы активного размыва на их днищах свидетельствуют о значительной роли эрозии в их образовании.

Плиоцен-раннеплейстоценовые эрозионные врезы Среднего Приобья, достигающие глубины 50 м, в наиболее низких частях тальвегов выполнены базальными горизонтами кривошеинского литокомплекса — галечниками и разнозернистыми песками (см. рис. 4). Распространение этих горизонтов — региональное и часто выходит далеко за пределы современных долин, указывая на иные законо-

мерности строения и планового расположения древней гидросети. Мощности древнеаллювиальных отложений от 4—10 до 20—25 м в наиболее глубоких врезях (Аллювиальные . . . , 1971).

На территории Казахского щита плиоцен — нижнеплейстоценовый этап осадконакопления начался с отложений нижних горизонтов покровной пролювиально-делювиальной толщи. В зависимости от условий накопления облик этих горизонтов различен. В восточных районах щита, более поднятых, расчлененных и более увлажненных, это аллювиальные песчаные накопления, залегающие в осевых частях таких долин, как Сарысу, Нура, Тундык, Казангап и др. В Сарысу́йской депрессии полоса аллювия имеет ширину около 10 км при мощности 2—5 м. Для более западных территорий щита (междуречья Ишима, Терсаккана, склоны Кокчетавского поднятия и Тенизской котловины) характерны озерные или озерно-аллювиальные суглинки и глины, залегающие в депрессиях древнего рельефа с небольшим размывом на самых раличных отложениях, в том числе и на палеозое. К этому же этапу относится и накопление маломощных песчано-суглинистых толщ широких слабоврезанных эрозионных депрессий и аллювиально-озерных равнин Западного Казахстана (кустанайская свита А. П. Сигова и битекэйские слои Е. В. Шанцера). Последние, представленные плохо сортированными песками, супесями, суглинками со щебнем, могут быть интерпретированы как аллювий небольших степных рек и балок верхнего плиоцена (Шанцер и др., 1967). Отложениям битекэйской свиты свойственны плохая сортировка материала и большая роль местных пород, что объясняется большими уклонами водотоков, их значительной скоростью и мутностью. Вместе с тем эти особенности можно связывать с маловодностью рек, их слабой транспортирующей способностью, а также недостаточной зарегулированностью стока. Незначительные размывы и отсутствие резких врезов плиоцена — раннего плейстоцена, площадное распространение аллювия указывают на весьма спокойные тектонические условия этого времени. Появление же рек с постоянным течением и обширных озерных бассейнов можно связывать с возросшей увлажненностью территории. В миндельское время, отвечающее раннему плейстоцену, формирование речной сети продолжалось на более низких гипсометрических уровнях.

Древнеаллювиальные равнины этого времени отмечены в Тенизской впадине и на Сарысу-Тенизском водоразделе. Мощность осадков в долинах достигает 30 м, а ширина полос их развития — 40 км. Врезы долин раннего плейстоцена различны — от незначительных в депрессиях дочетвертичного рельефа до 100 м на востоке Тенизской впадины и в Чингизском районе. Многоводность рек этого времени обуславливалась умеренным и достаточно увлажненным климатом, а величины врезания — размером поднятия.

Плиоцен-раннеплейстоценовый этап развития речных долин Салаира и предалтайской равнины начинается омоложением речной сети, слабым врезанием долин и накоплением в них барнаульских

аллювиальных песков. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, климат этого времени был более мягким, чем современный, и, возможно, более влажный, чем в раннем плиоцене. По аналогии с Центральным Казахстаном подобные изменения характера развития долин мы склонны связывать не только с поднятиями, но и с усилением эрозионной активности рек в условиях общего увлажнения климата. В равной степени это может относиться к предгорным районам Казахского Алтая, где известны погребенные долины олигоцена — миоцена, выполненные делювиально-пролювиальными отложениями в период усыхания климата и деградации речной сети. Увлажнение и увеличение эрозионной способности рек неизбежно должно было стимулировать врезание в подобных долинах, вызывать противоположную по направлению трансформацию их продольных профилей. Конец раннего плейстоцена ознаменовался более активным поднятием Салаира и предалтайской равнины и врезанием речной сети, которое продолжалось вплоть до эпохи максимального оледенения. Врезы достигают величины 40—60 м и выполнены аллювием монастырской свиты (аналог тобольского горизонта) мощностью до 30—50 м. При движении от крупных долин к притокам аллювий свиты сменяется суглинисто-щебнистыми делювиально-пролювиальными фациями мощностью до 25 м.

Рубеж среднего и позднего плиоцена — время зарождения близкой к современной речной сети Кузнецкой котловины. Врезание рек было слабым и кратковременным, а их разработанность весьма слабой. Не успев достаточно глубоко врезаться, реки в конце плиоцена достигли стадии полной зрелости. Их аллювий маломощный, но с отчетливо выраженными русловой и пойменной фациями. Причины указанных явлений — некоторая активизация тектонической деятельности, а именно поднятие окружающих Кузбасс горных сооружений, и, кроме того, похолодание и увлажнение, пришедшие на смену аридному жаркому климату миоцена — среднего плиоцена. Со своей стороны отметим, что врезание долин котловины трудно объяснить поднятием в пределах ее горного обрамления. В то же время влияние на развитие долин климатических изменений, связанных как с общим увлажнением, так и с увеличением высот территории, вполне вероятно. Врезы раннего плейстоцена в пределах Кузнецкой котловины были значительнее и в восточной ее части достигали нескольких десятков метров. В это время шло образование нижних горизонтов аллювия наиболее древней (IV) террасы в бассейне р. Томи. Активная русловая деятельность рек в условиях достаточной обводненности территории контролировалась дифференцированными движениями в пределах котловины и ее обрамления.

В большинстве районов Алтае-Саянской горной области накопление осадков плиоцена — раннего плейстоцена следовало за периодом мощного воздымания, дифференциации рельефа и углубления долин. С этим связано залегание базальных горизонтов в эрозионных врезках, их небольшие мощности и грубообломочность

Подчиненное значение имеют озерные фации центральных частей котловин. На примере Алтая можно проследить основные закономерности начальных этапов развития долин этого времени.

В западной части Чуйской котловины грубообломочные отложения кызылгирской свиты (галечники, щебни, пески с гравием) выполняют древние овраги, прорезающие палеозойские и неогеновые породы. Ближе к центру котловины эти фации сменяются озерными алевритами, глинами и известняками. Более широко

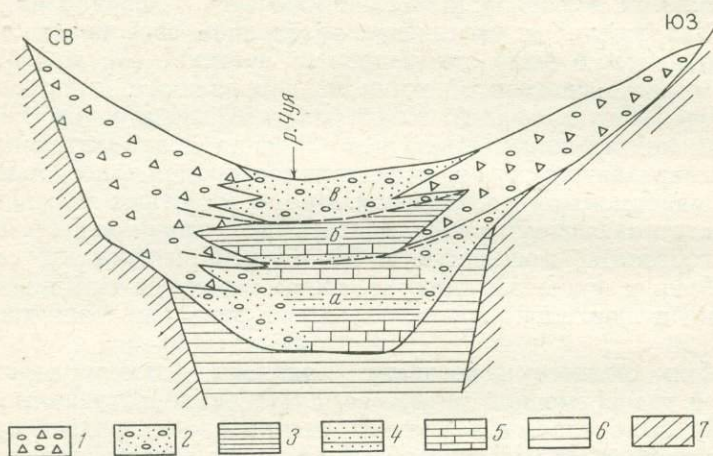


Рис. 17. Принципиальная схема распределения фаций отложений плиоцена — раннего плейстоцена в Чуйской впадине на Алтае (по Е. В. Девяткину, 1965).

1 — пролювий — щебни, галечники; 2 — аллювий — пески, галечники; 3 — озерные глины; 4 — озерные алевриты, пески; 5 — озерные известняки; 6 — неоген; 7 — палеозой. Свиты: а — кызылгирская, б — бекенская, в — башкауская

развитые базальные горизонты бекенской свиты представлены главным образом глинисто-алевритовыми или песчано-гравийными озерно-аллювиальными фациями. Лежащие на палеозое у подножия хребтов нижние горизонты башкаусской свиты сложены грубообломочным пролювиальным материалом — конгломератами, щебнисто-валунными галечниками и реже алеврито-песчаным, а вдали от гор песчано-галечным аллювием (Девяткин, 1965). Можно видеть, что чем моложе возраст свиты, тем грубее становятся ее базальные горизонты, а области распространения смещаются к склонам хребтов (рис. 17).

В ряде крупных долин Алтая отложения башкаусской свиты залегают на сравнительно небольших высотах над современными руслами (30—100 м). На основании этого Н. А. Ефимцев приходит к заключению об отсутствии на Алтае значительных плейстоценовых врезов и о близости рельефа рассматриваемого этапа к современному. Вместе с тем анализ участков сохранности башкаусской свиты показывает, что все обнажения этих осадков связаны с отрезками долин, приуроченными к участкам относительного

прогибания. Выделяются три разновидности таких участков (Сладкопевцев, 1973): 1) в межгорных котловинах (р. Тархаты в Чуйской, р. Карчи в Джулукульской и р. Кубадру в Улаганской котловине), 2) в продольных долинах — грабенах, соединяющих межгорные котловины (р. Чуя около устья р. Куэтанар и р. Кокса в 10 км выше устья), 3) на участках долин, опущенных по линиям поперечных разломов (р. Черга у сел. Усть-Черга и р. Катунь вблизи устья р. Аккем).

Структурная приуроченность обнажения башкаусской свиты заставляет с осторожностью использовать ее положение относительно русел рек для выводов о размерах регионального поднятия Алтая в различные этапы его новейшей истории. Такое положение 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 региональных движениях всей горной области.

Аналогичные закономерности наблюдаются и в Восточных Саянах, где сильно ожелезненные выветрелые галечники раннего плейстоцена залегают на высотах 2—12 м над руслами современных рек. Здесь слабое врезание в днища древних долин объясняется либо приуроченностью их к неогеновым депрессиям—синклиналям в верховьях р. Сисима, либо позднейшим погребением под покровами морен — долина р. Тумны.

В областях поднятий Западного Саяна плиоцен-раннечетвертичные отложения почти неизвестны в связи с неблагоприятными условиями накопления и сохранения. Исключение составляет участок долины Енисея в пределах Березовского и Означенского блоков, где поднятия были не столь интенсивными. Здесь на поверхности 100 м террасы вскрыты сильно выветрелые темно-бурые галечники с валунами и примесью песчано-глинистого материала; мощность 1—2 м. Нижние горизонты плиоцен-раннеплейстоценовых отложений Сибирской платформы всюду лежат на подстилающих породах с резким размывом и выстилают днища глубоких (до 50—100 м) эрозионных врезов. Во внутренних областях платформы днища долин рассматриваемого этапа располагаются на относительных высотах: 100—130 м (Ангара), 150—250 м (Средняя Лена), 100—110 м (верховья Нижней Тунгуски) и выстилаются относительно маломощным охристым выветрелым галечниковым аллювием (рис. 18). Высоко подняты и соответствующие уровни в долинах Алданского нагорья (до 300—350 м) и Енисейского края (100—140 м). Вместе с тем днища эрозионных врезов в областях Приверхоянского и Прибайкальского прогибов, а также в низовьях Нижней и Подкаменной Тунгусок в результате последующего опускания и погребения оказались на уровне современных русел или несколько ниже (см. рис. 14). Эрозионные врезы

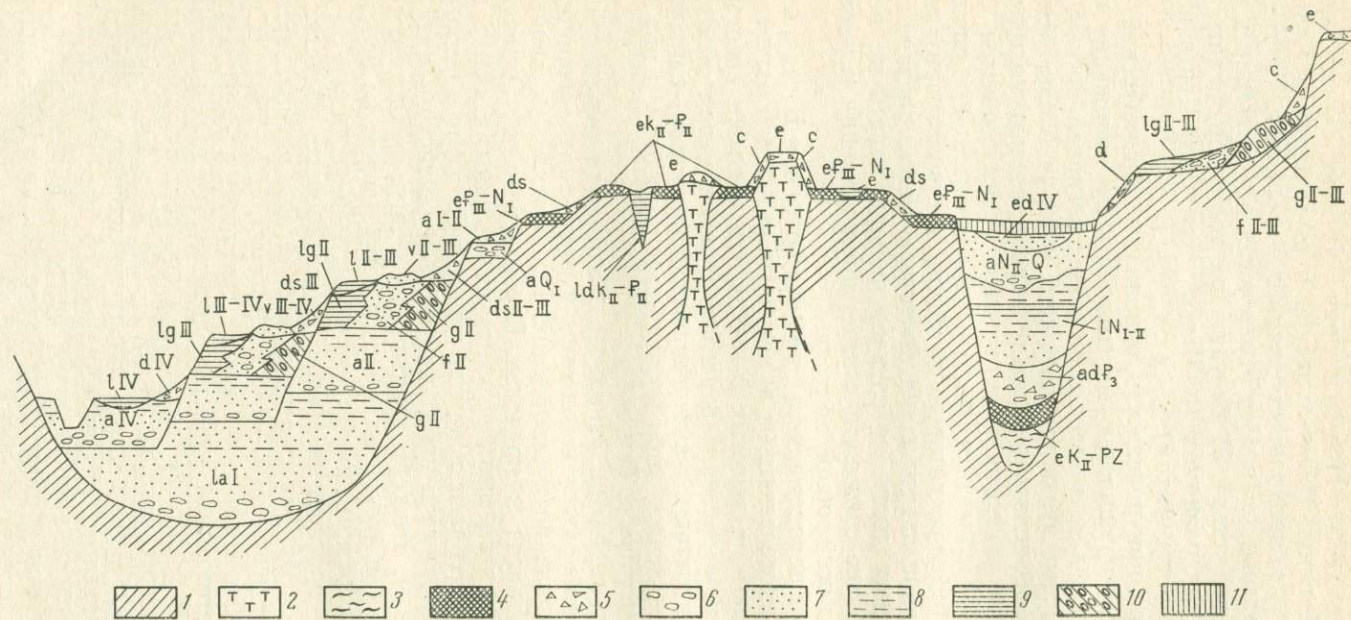


Рис. 18. Принципиальная схема соотношения геолого-генетических комплексов кайнозоя Сибирской платформы.
 1 — осадочные комплексы палеозоя; 2 — траппы; 3 — осадочные комплексы юры — нижнего мела; 4 — коры выветривания; 5 — щебень, дресва, суглинки; 6 — галечники, валуны; 7 — пески, супеси; 8 — супеси, суглинки; 9 — суглинки, глины, илы; 10 — валунные суглинки; 11 — лёссовидные суглинки

в прогибах выполнены мощными толщами констративного аллювия, нижние горизонты которого представлены русловыми фациями — серыми или охристыми валунниками, галечниками и разнозернистыми песками. В развитии долин Прибайкальского прогиба можно выделить два эрозионно-аккумулятивных ритма, которым соответствуют толщи манзурского и ангинского аллювия. Два этапа интенсивных поднятий и врезов долин (в конце плиоцена и начале плейстоцена) фиксируются на территории Приверхоанского прогиба и Вилюйской синеклизы (Плоскогорья низменности . . . , 1971).

Активное поднятие Саяно-Байкальского нагорья привело к углублению долин и их закреплению в плане. Это полностью относится к долинам таких крупных рек, как Ока, Белая, Иркут, Селенга, Баргузин, Витим, Чара и Олекма. Последующие перестройки в целом мало коснулись перечисленных долин.

Врезание долин и накопление базальных горизонтов их аллювия в южных районах Восточной Сибири шло в условиях похолодания и иссушения климата. Уменьшение водности рек не могло заметно сказаться на углублении крупных долин, но отразилось на развитии верхних звеньев гидросети, где врезание часто отсутствовало. Сухость климата повлияла и на фациальный состав красноцветных горизонтов, обусловила широкое развитие субэриальных — делювиальных и пролювиальных — фаций (Логачев и др., 1964).

Влияние аридного климата на фациальную структуру отложений позднего плейстоцена было наибольшим в межгорных депрессиях Саян, Забайкалья и Тувы. В основании разрезов здесь преобладают карбонатные отложения склонового и овражного происхождения — делювиальные, пролювиальные, ложковые. Несмотря на аридность климата и ослабленную водоносность рек, а также на положение основных долин Забайкалья в осевых частях межгорных впадин, активизация поднятий в ряде случаев приводила к их врезанию. Примером этого может служить разрез Харанорской впадины, на котором четко прослеживаются узкие эрозионные врезы в днище депрессии глубиной в несколько десятков метров (рис. 19).

В Амуро-Зейской депрессии эрозионные врезы позднего миоцена — раннего плейстоцена в основании выполнены разнозернистыми песками с гравием и галькой. Мощностью до 50—100 м (сазанковская и нижнебелогорская свиты, по С. С. Воскресенскому). Свиты отлагались в обстановке смены климата от умеренно-теплого и влажного к холодному и более континентальному (рис. 20).

Межгорные впадины Нижнего Приамурья в краевых частях выполнены аллювиально-пролювиальными отложениями раннего плейстоцена, сформировавшимися в условиях теплого и сухого климата. При смене климата более влажным и холодным шлейфы раннего плейстоцена были расчленены врезами до 50 м.

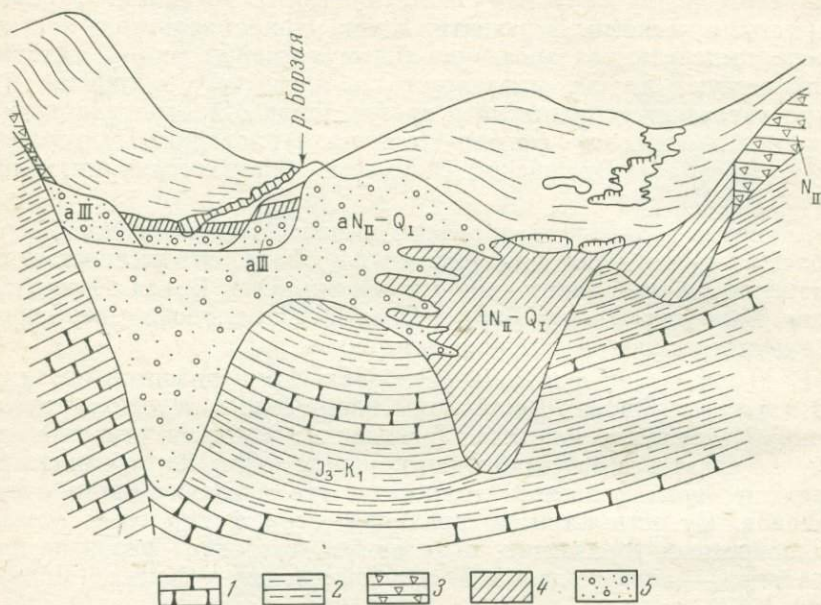


Рис. 19. Разрез кайнозойских отложений Харанорской депрессии Забайкалья (по В. П. Портновой, 1967).

1 — песчаники, конгломераты; 2 — алевролиты, аргиллиты; 3 — глины и суглинки со щебнем; 4 — суглинки и супеси; 5 — пески с гравием и галькой

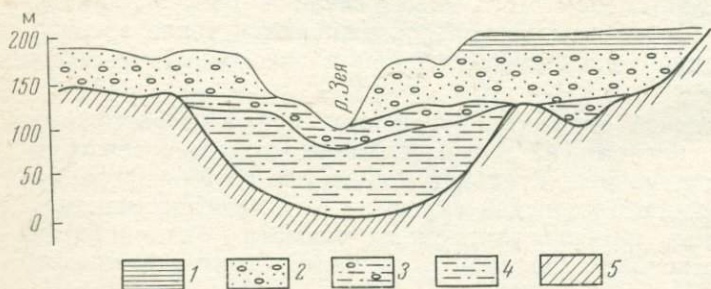


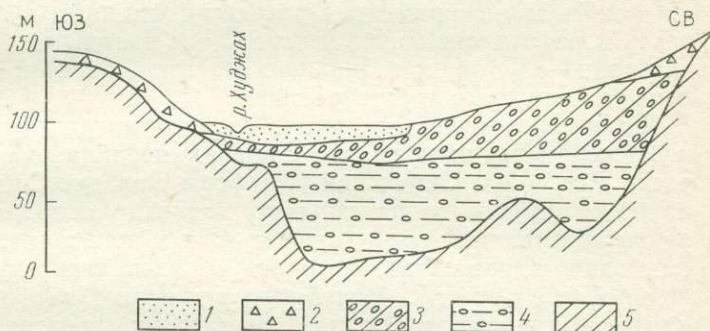
Рис. 20. Схема соотношения неоген-четвертичных отложений северной части Амуро-Зейской депрессии (по С. С. Воскресенскому и др., 1972).

1, 2 — верхнебелогорская подсвита среднего плейстоцена: 1 — глины, 2 — пески с галькой; 3 — нижнебелогорская подсвита раннего плейстоцена — глинистые пески с галькой; 4 — сазанковская свита мио-плейстоцена — глинистые пески и алевролиты; 5 — коренные породы

Базальные горизонты суйфунской свиты плиоцена, выполняющие Суйфун-Ханкайскую депрессию юга Дальнего Востока, представлены русловыми галечниками меандрировавших потоков со значительными уклонами (до 0,0025). По сравнению с вышележащими горизонтами галечники имеют больший средний размер (6,7 см) и меньшую окатанность (60%). Аллювий выполняет эрозионные врезы глубиной в несколько десятков метров в отложениях миоцена и лишь в центральных частях впадин лежит согласно на более древних озерных отложениях (Юг Дальнего Востока ..., 1972).

Рис. 21. Разрез Верхне-Худжахской депрессии в бассейне верховьев р. Колымы (по З. М. Хворостовой, 1970).

Современные отложения: 1 — аллювиальные, 2 — делювиально-солифлюкционные; 3 — верхне-четвертичный аллювий; 4 — нижне-четвертичные аллювиальные и местами возможно озерные отложения; 5 — коренные породы



В бассейне верховьев Колымы нижние горизонты отложений плиоцена — раннего плейстоцена (джелканская толща, нерская серия, дялянкирские слои, по З. М. Хворостовой) представлены главным образом аллювиальными фациями — разнозернистыми песками с галькой и щебнем, глинистыми галечниками, уплотненными конгломератами. Распространение озерных фаций небольшое. Горизонты обнаружены во многих межгорных впадинах — Нижне- и Верхне-Худжахских, Талонской, Верхне-Нерских (рис 21). В бассейне р. Берелёх древние врезы находятся вблизи современных урезов рек и датируются рубежом плиоцена и плейстоцена, а также рубежом раннего и среднего плейстоцена.

Подытоживая материалы по начальным стадиям развития речных долин плиоцена — раннего плейстоцена, можно отметить их определенное отличие от соответствующих этапов предшествующего, олигоцен-плиоценового периода.

Роль эрозии в образовании долинных форм и на платформах, и в складчатых областях стала определяющей, а влияние тектоники как непосредственного агента образования этих форм резко уменьшилось. На протяжении второго периода новейшей истории речных долин тектоника выступала главным образом как прямой фактор эрозионных процессов, определяла время их действия, ин-

тенсивность и динамику проявления. Это положение относится не только к районам непрерывного воздымания, но и к относительно опущенным структурам (синеклизам, впадинам, прогибам), которые активно втягивались в поднятия и расчленились. Важно отметить, что для многих подобных отрицательных структур главный этап неотектонических движений стал периодом инверсии, размыва и разработки сети речных долин (например, ряд депрессий в предгорных прогибах Восточной Сибири, отдельные впадины Дальнего Востока).

Для плиоцена — раннего плейстоцена весьма редки случаи больших значений морфоструктурного коэффициента (M) в синклинальных долинах (до 0,5) и еще реже примеры залегания базальных горизонтов без размыва на подстилающих отложениях ($M=1,0$). Такие примеры с озерными фациями в основании разрезом известны лишь для центральных частей наиболее глубоких котловин — Алтай, юг Дальнего Востока, бассейн верховьев Колымы и некоторые другие районы.

Ритмика в развитии долин второго доледникового этапа их новейшей истории в разных районах неодинакова. Центральные части Русской и Сибирской платформ Западно-Сибирской плиты, а также районы максимального поднятия складчатых областей характеризовались непрерывным, хотя и пульсационным, врезанием долин, в результате которого образовались глубокие врезы, крупнейшие для всего новейшего времени. Платформенные синеклизы и прилежащие к ним территории, предгорные прогибы, межгорные впадины и низкогорные складчатые области (Урал, Казахстан, Салаир) отличаются двумя крупными периодами углубления и разработки долин, разделенными периодами их погребения.

Отличие врезом рассматриваемого этапа состоит также в том, что поднятия и понижения базиса эрозии не являлись единственным фактором их образования (как во время предшествующего этапа). Тенденции изменения климата и увлажнения для олигоцен-плиоценового и плиоцен-раннеплейстоценового этапов противоположны; для первого характерно прогрессивное усыхание и сокращение речного стока, а для второго — похолодание, увлажнение и относительное увеличение водности рек. Причиной увлажнения были как общепланетарные изменения климата, так и значительные поднятия (для горных районов). Можно сказать, что климатический фактор способствовал врезанию во всех районах, где палеогеографический анализ фиксирует заметное увлажнение. Однако его роль практически заметна лишь там, где активизация тектонических движений была относительно слабой. Такими районами являются Центральный Казахстан, Салаир, возможно, склоны Южного Урала, Кузнецкая котловина, отдельные районы Забайкалья и Приамурья.

Тектонические предпосылки для образования эрозионных врезом в большинстве районов создавались в начале плиоцена или на рубеже среднего и позднего плиоцена. Климатические же пред-

посылки врезания появились в целом несколько позднее — в самом конце плиоцена или в начале плейстоцена. Видимо, с этим можно связывать некоторое запаздывание этапа расчленения на Казахском щите и Салаире. Вместе с тем увлажнение климата, связанное с увеличением высот территории, естественно, синхронно поднятиям. Поэтому вполне объяснимо связанное с климатическими изменениями врезание рек Кузнецкой котловины, которое по времени (рубеж среднего и позднего плиоцена) несколько опережает аналогичные этапы на Салаире и Казахском щите.

Различные взаимоотношения тектонического и климатического факторов врезания в плиоцене — раннем плейстоцене позволяют выделить несколько основных зон, или поясов, расчленения:

1. Центральные наиболее поднятые территории складчатых областей юга СССР, где резкие поднятия и связанное с ними значительное увлажнение способствовали максимальным врезам.

2. Предгорья складчатых областей юга СССР, межгорные котловины, предгорные прогибы и южные области платформ, где углубление долин шло в условиях поднятий и сухого климата и поэтому было ослабленным, охватывало главным образом нижние и средние звенья гидросети.

3. Предгорья складчатых областей юга СССР, мелкосопочные нагорья, котловины, предгорные прогибы и южные области платформ, не испытавшие значительных поднятий, где врезание рек началось в конце плиоцена — начале плейстоцена или в конце раннего плейстоцена под влиянием главным образом увлажнения.

4. Центральные и северные области платформ, где относительно резкие поднятия и достаточно влажный климат обусловили максимальное для равнинного рельефа расчленение.

5. Центральные части складчатых областей Крайнего Севера и Северо-Востока СССР, где поднятия плиоцена — раннего плейстоцена сопровождалась нарастанием суровости климата вплоть до перигляциального, усилением физического выветривания, активизацией склоновых процессов и усилением сноса обломочного материала в долины. В этих условиях углубление долин крупных рек, менее зависящее от климата, было значительным, а врезы в верховьях сильно замедлялись.

Помимо тектоники и климата своеобразным фактором, обусловившим врезание рек, явилось излияние плиоценовых базальтов на юге Дальнего Востока, которое увеличило высоты междуречий и уклоны долин, т. е. оказали такое же воздействие на рельеф речных бассейнов, как и тектоническое поднятие.

Начальные этапы осадконакопления в долинах рассматриваемого этапа протекали различно. В тех немногих районах, где базальные горизонты представлены тонкообломочными фациями и лежат без разрывов (котловины и грабены Алтая, Казахского щита, Северо-Востока СССР), их накопление связано с относительным или абсолютным прогибанием депрессий и является компенсирующим. Там, где врезание и разработка долин шли достаточно длительное время, накопление аллювия получило значитель-

ное развитие при достижении реками состояния динамического равновесия (нижние и средние звенья речной сети на Русской и Сибирской платформах, главным образом на участках синеклиз, впадин и прогибов). В долинах северной половины Западной Сибири, Полярного Урала, в отдельных районах северо-востока и юго-запада Русской платформы выполнение долин началось раньше, чем их продольные профили были достаточно выположены, обуславливалось явлениями подпора со стороны ингрессирующих бассейнов. В таких районах, как Казахский щит, Салаир, Кузнецкая котловина, небольшое климатически обусловленное врезание быстро сменилось стадией равновесия и переотложения аллювия.

Наконец, долины первых порядков в арктических и высокогорных бассейнах переживали смену стадии врезания стадией аккумуляции в связи с приближением условий осадконакопления к перигляциальным.

Можно видеть, что причины накопления аллювия в долинах плиоцена — раннего плейстоцена были как внешними (опускание, подпор, изменение климата), так и внутренними (достижение реками стадий равновесия). В то же время надо подчеркнуть, что во многих долинах складчатых, высокоподнятых кряжей, нагорий и даже платформенных плато и равнин углубление продолжалось в течение всего плиоцена и раннего плейстоцена, и эрозионные врезы лишены сколько-нибудь мощных отложений этого времени. Частое отсутствие отложений затрудняет расшифровку характера тектонических движений и рельефообразования на втором этапе новейшей истории речных долин.

Конечные этапы выполнения долин и их деградация. Рассмотрим конечные этапы аккумуляции в эрозионных врезях плиоцена — раннего плейстоцена, выполнявшихся осадками до начала ледниковых эпох, без влияния перигляциальных типов литогенеза. Сюда главным образом относятся врезы, образованные в результате первой фазы активизации тектонических движений плиоцен-раннеплейстоценового этапа (например преакачагыльские на юго-востоке Русской платформы). Их погребение завершилось в плиоцене или раннем плейстоцене, до начала резкого похолодания климата Северного полушария. Кроме того, к этой же категории, видимо, можно отнести и врезы ряда южных областей платформ и складчатых областей, которые выполнялись осадками в раннем — начале среднего плейстоцена, то есть до начала эпохи максимального оледенения. Это оправдано потому, что для многих районов юга СССР развитие раннеплейстоценового оледенения до сих пор дискуссионно, а следы его влияния на развитие рельефа практически не сохранились (в отличие от северных территорий, охватывавшихся материковыми оледенениями).

Ингрессия акчагыльского бассейна в долины пра-Волги и пра-Камы привела к деградации речной сети. Ритмичность осадконакопления этого времени обуславливалась колебаниями уровня бассейна, а также неоднократной сменой влажного теплого и сухого более холодного климата. Увлажнение опресняло бассейн,

делало его проточным, способствовало накоплению озерно-аллювиальных фаций, а усыхание приводило к накоплению чисто озерных фаций. Максимум акчагыльской трансгрессии имел место в условиях влажного прохладного климата, а регрессия акчагыла — в обстановке общего усыхания. Деградация гидросети была полной, главным образом в Нижнем Поволжье. В бассейнах Камы, Белой, Вятки и Волги выше Казани даже при максимуме трансгрессии выполнение долин шло путем накопления аллювиально-озерных отложений. Мощная аккумуляция в долинах (до 300 м) привела к выравниванию рельефа и уменьшению уклонов в депрессиях. Помимо того, для эпохи регрессии акчагыльского бассейна характерен довольно засушливый климат. Видимо, малые уклоны и небольшая водность рек, осваивающих днища депрессий, объясняют отсутствие значительных врезов после отступления моря. Более того, морские акчагыльские отложения обычно перекрывают озерно-аллювиальными и субаэральными осадками домашкинской (10—30 м) и общесыртовой (20—40 м) свит плиоцена — раннего плейстоцена, во время отложения которых рельеф продолжал выравниваться.

Апшеронские озерно-аллювиальные отложения, соответствующие регрессивным фазам акчагыла, представлены в Южном Приуралье галечниками (до 1—1,5 м), выше — косослоистыми песками, глинистыми песками и алевритами, то есть существенно аллювиальными фациями водотоков, сменивших морской бассейн. Однако врезание рек было незначительным, а галечники апшерона имеют площадное распространение и встречаются на сниженных водоразделах. О слабом размыве в пределах долин свидетельствует также частое отсутствие базальных горизонтов в разрезах апшеронских (домашкинских) отложений, которые в основании сложены слоистыми песками и глинами (Рождественский, 1971).

Преобладающая красно-бурая и желто-бурая окраска апшеронских отложений, их карбонатность и загипсованность, а местами оглеенность указывают на жаркий климат времени их отложения, на распад гидросети и широкое распространение изолированных водоемов озерно-болотно-лагунного типа. В этих условиях площадное накопление отложений озерно-аллювиального и субаэрального комплексов могло иметь место и без регионального тектонического прогибания, хотя стабилизация движений земной коры и их малая активность безусловно способствовали этому.

Верхние горизонты апшерона — сыртовая толща — имеют наиболее широкое площадное распространение, однако вряд ли это следует связывать только с максимальным прогибанием Заволжья во второй половине апшерона, поскольку климат конца позднего плиоцена был наиболее засушливым, а процессы субаэрального осадконакопления — наиболее активными.

В других частях Русской платформы не отмечаются эрозонные врезы, разновозрастные и сопоставимые по глубине с преакчагыльскими врезами Поволжья. Их выполнение не сопровождалось полной деградацией речной сети, за исключением небольших

приустьевых участков. Перекрытие кривоборского аллювия верхнего плиоцена озерными или лиманными фациями отмечается в древней долине южной части Окско-Донской равнины. В бассейне Печоры погребенные долины плиоцена — раннего плейстоцена в верхах разрезов имеют горизонты озерных супесей и глин мощностью до 25—50 м.

Конечные этапы выполнения плиоцен-раннеплейстоценовых долин Северного Урала, в бассейнах Сосьвы и Лозьвы характеризовались отложениями чередующихся горизонтов аллювия, склоновых фаций и озерных осадков общей мощностью до 150 м. По Северной Сосьве и Ляпину аналогичные по возрасту разрезы в основном аллювиальные с преобладанием песчано-гравийных галечно-валунных отложений имеют мощности до 80—100 м. Несмотря на значительное выполнение долин деградация речной сети не везде была полной, участки широкого развития озерных и фиордовых фаций тяготеют к низовьям долин.

На Ляпинском Урале степень деградации была незначительной, так как крутосклонные долины даже при быстром подтоплении успевали выполняться констративным аллювием. Процессы выполнения долин охватывали главным образом депрессии и прилежащие к ним склоны. В области среднегорья преобладали углубление и разработка долин, их врезание в древние поверхности выравнивания.

На территории Казахского щита конечные этапы развития долин позднего плиоцена — раннего плейстоцена проходили в обстановке аридизации климата. Это обусловило смену аллювиальных и озерных фаций главным образом делювиально-пролювиальными и лёссовидными, слагающими верхние горизонты покровной толщи. В крупных депрессиях, где продолжалось накопление аллювия, усыхание климата повлияло на увеличение гипсоносности и красноцветности осадков, как это имеет место в Сарысуйской депрессии. Характерно, что период деградации речной сети в целом совпадал с общим сводовым поднятием большей части Казахского щита, которое при достаточном увлажнении должно было стимулировать углубление долин и их разработку. В данном случае можно говорить об определяющем влиянии климата на развитие долин.

Выполнение долин позднего плиоцена на Салаире и предальтайской равнине завершилось во второй половине раннего плейстоцена накоплением отложений кочковской свиты, которая постепенно сменяет аллювий барнаульского горизонта и представлена озерно-болотными, делювиально-пролювиальными и лёссовидными суглинками и глинами, вблизи склонов часто щебнистыми и обломочными. Причиной смены водных отложений субаэральными явилась деградация речной сети, причем максимум затухания эрозионной деятельности и заболачивания имел место в верхних звеньях гидросети. Подобная смена характера седиментации в долинах обусловлена значительным изменением климата в сторону большей сухости (Малолетко, 1972). Одновременно с усыханием наблюдалось и похолодание, которое в высокоподнятых рай-

онах уже в раннем плейстоцене привело к формированию ландшафтов холодных степей и редколесий, к усилению физического выветривания и создало близкие к перигляциальным условия осадконакопления в верховьях долин.

В пределах Минусинской котловины выполнение эрозионных врезов завершилось накоплением красно-бурых аллювиально-пролювиально-делювиальных осадков, представленных песчанистыми глинами, супесями, суглинками с гравием и галькой. Подобные отложения сохранились в Бей-Булукской депрессии, в древней Тарганской долине, в бассейнах рек Ужура и Серж. Климат эпохи накопления красно-бурых глин — аридный и семиаридный и сравнительно холодный, благоприятный для облессовывания и перевевания водных и субаэральных осадков (Зятькова, 1973).

На Сибирской платформе первая фаза активизации тектонических движений и углубления долин плиоцена — раннего плейстоцена не сменилась эпохой регионального погребения депрессий рельефа и деградации речной сети. Значительные мощности осадков этого времени тяготеют лишь к прогибам на окраинах платформы. Так, общая мощность манзурского аллювия в Предбайкалье достигает 200 м. Разрез аллювия венчается мелкозернистыми алевритистыми песками, алевритами и глинами. Наличие в верхах разреза известковистых глин свидетельствует об изменении климата в сторону усыхания. В южной Якутии, Забайкалье и Восточных Саянах накопление осадков на рубеже плиоцена и раннего плейстоцена также шло в условиях аридизации климата, увеличения роли субаэральных фаций в разрезах долин и котловин.

Характерная особенность красноцветной формации Прибайкалья и Забайкалья — связь с эрозионными формами первых порядков — оврагами, лощинами, распадками, а также со склонами погребенных депрессий древнего рельефа.

Выполнение глубоких эрозионных врезов в верховьях Колымы закончилось отложением аллювиально-пролювиально-делювиальных толщ раннего плейстоцена в условиях более сухого и холодного климата, нежели позднелиоценовый. В Сеймчано-Буяндинской впадине это галечники с горизонтами суглинков мощностью до 85 м. Быстрое отложение толщи связано как с ее компенсирующим накоплением, так и с усилением сноса с обнаженных склонов.

В Малых-Сиенской впадине и в долине р. Берелёх мощности склоновых, озерных и аллювиальных осадков достигают 110—120 м, а привязанные к погребенным долинам древние отмершие лога выполнены ложковым аллювием мощностью до 20—30 м (Воскресенский и др., 1973).

В целом масштабы осадконакопления в долинах плиоцена — раннего плейстоцена по сравнению с предшествующим этапом были скромнее, поскольку соотношение положительных и отрицательных движений изменилось в сторону резкого преобладания первых — как по амплитудам, так и по площадям. Меньшей была и степень деградации речной сети в периоды погребения долин. Во многих районах даже конечные этапы их выполнения харак-

теризуются преобладанием аллювиальных фаций над озерными. Основная причина этого — сокращение площадей аккумуляции, преобразование многих озерных бассейнов в аллювиальные равнины, превращение ряда котловин из бассейнов седиментации в области транзита материала. В определенной мере этому способствовало увлажнение и похолодание климата, наблюдавшееся в период от конца миоцена до конца плиоцена — начала плейстоцена. Исключение составляет область акчагыльской трансгрессии на юго-востоке Русской платформы, где и размеры аккумуляции, и степень деградации были весьма значительными. Выполнение долин осадками протекало под влиянием как тектонического режима, так и климатических условий. При определяющей роли прогибания изменения климата обуславливали ритмичность аккумуляции, приводили к чередованию в разрезах аллювиальных и озерных фаций (например строение акчагыльских отложений в древних долинах Волги и Камы).

В районах, где амплитуды движения плиоцена — раннего плейстоцена были невелики (Казахстан, Салаир, Минусинская котловина), влияние усыхания климата на развитие долин могло быть и определяющим. Об этом свидетельствует смена аллювиальных фаций делювиально-пролювиальными, смещение процессов деградации речной сети в долины притоков.

Учитывая, что в северных районах и в высокоподнятых областях юга климат раннего плейстоцена приблизился к перигляциальному, можно полагать, что перигляциальные типы литогенеза в ряде случаев способствовали погребению долин первых порядков. Это могло иметь место, в частности, в верховьях бассейнов Колымы.

Глава 3. КЛИМАТИЧЕСКИЕ РИТМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИН В ЭПОХИ ДРЕВНИХ ОЛЕДЕНЕНИЙ (РАННИЙ — ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН)

Развитие речных долин в эпохи великих материковых оледенений севера Евразии отличается максимальной сложностью, что связано со значительной дифференцированностью движений земной коры, трансгрессиями и регрессиями морей, многократными и резкими изменениями климата во времени и пространстве, а также и с относительно детальной изученностью основных событий рассматриваемого этапа новейшей геологической истории долин. Среди многих проблем развития долин этого времени одна из наиболее важных — проблема результирующего влияния тектоники и климата на эрозионно-аккумулятивные ритмы в долинах, которая актуальна для всех эпох плейстоцена и для большинства районов, примыкающих к территориям великих оледенений или охватывавшихся ими.

Тектонические предпосылки

На территории Балтийского щита и северо-запада Русской платформы, т. е. в областях развития древних материковых оледенений, начало ледниковой эпохи совпало со сменой поднятий опусканиями. Судя по распространению морских трансгрессий, начало прогибания в пределах Средней Европы и Прибалтики фиксируется несколько раньше, чем в более восточных районах, а максимум его приходится на начало среднего плейстоцена (гольдштейнская трансгрессия). На Русской платформе максимум опускания смещается к началу позднего плейстоцена.

Поздне- и послеледниковые были характерны общими поднятиями, которые, однако, не компенсировали предшествующие опускания. По мере движения от побережий к внутренним областям Русской платформы амплитуды прогибания в период оледенения уменьшались и были минимальными на северных склонах Средне-Русской и Приволжской возвышенностей (Асеев, 1974). Размах и ритмику движений данного этапа можно относительно точно установить лишь в приморских районах, где сохранились морские осадки и следы трансгрессий плейстоцена. Для удаленных от моря районов этот вопрос во многом неясен, поскольку отложения ледникового комплекса не могут служить надежным репером при расчете деформаций. Это связано с тем, что ледники действовали как достаточно самостоятельный фактор рельефообразования и осадконакопления, мало зависящий от направленности тектонических движений соответствующего отрезка времени. Тесная связь ритмики осадконакопления в погребенных долинах с периодичностью событий ледникового периода оставляет открытым и вопрос о зависимости эрозионно-аккумулятивных ритмов от пульсации движений земной коры, хотя некоторыми авторами эти зависимости считаются определенными (рис. 22).

В целом современная изученность проблемы тектонических движений земной коры в ледниковых и приледниковых областях позволяет лишь констатировать, что в большинстве случаев тенденция движений среднего плейстоцена благоприятствовала осадконакоплению в доледниковых долинах и что тектоника являлась косвенным фактором их погребения (а не прямым, определявшим стадии аккумуляции и масштабы каждой из них). Аналогичную оценку можно дать и положительным движениям позднего плейстоцена, которые явились фоном развития долин в поздне- и послеледниковые.

В бассейнах Волги, Камы и Днепра тектоническое поднятие, углубление и разработка долин продолжались до второй половины раннего плейстоцена и завершились эпохой отложения аллювия венедской свиты — наиболее древней из погребенных свит. Наступившее вслед за этим погружение сменилось поднятием лишь в начале позднего плейстоцена. В бассейне Дона поднятие и врезание долин раннего плейстоцена сменились периодом преобладающего опускания и накопления аллювиальных комплексов в эпохи

окского и днепровского оледенений с небольшими поднятиями в межледниковье. Поздний плейстоцен Окско-Донской впадины характерен повсеместными значительными (до 40—60 м) поднятиями.

Урал в среднем — позднем плейстоцене характеризовался стабильными поднятиями, которые явились предпосылкой для образования серии надпойменных

террас — до шести на Северном и до трех на Южном Урале. Все террасы укладываются в интервале 30—40 м. Сравнительный анализ амплитуд и продолжительности движения за различные этапы новейшей истории показывает, что в среднем — позднем плейстоцене скорости поднятий достигали максимума — 0,06—0,08 мм/год (Рождественский, 1971).

На северной половине Западно-Сибирской низменности относительные погружения продолжались в течение всего раннего и среднего плейстоцена

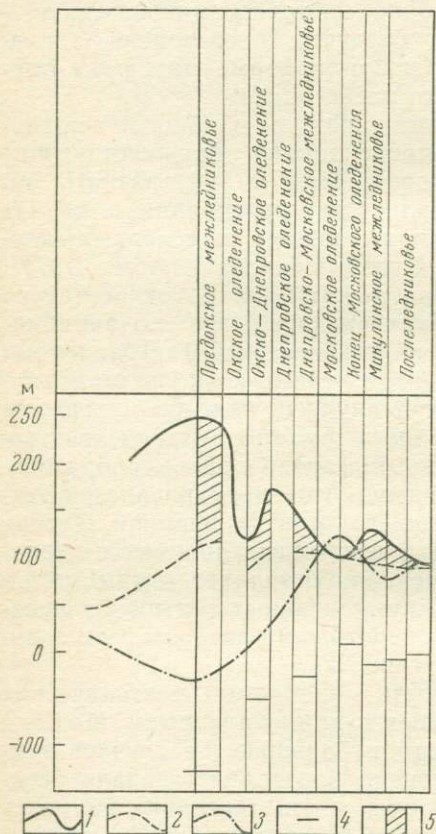


Рис. 22. Связь неотектонических движений и динамики оледенений на территории Костромского Заволжья (по С. И. Гольцу и М. В. Дубровскому, 1968).

1 — кривая неотектонических движений; 2 — положение тальвегов долин в межледниковья; 3 — современное положение тальвегов погребенных долин; 4 — предполагаемое положение общего базиса эрозии в межледниковья; 5 — глубины врезания долин

и сопровождалась повсеместным выполнением долин. Погружение и выравнивание рельефа достигло максимума в начале казанцевского межледниковья, после чего в течение всего позднего плейстоцена и голоцена в результате относительного прерывистого поднятия (на 50—80 м) образовались IV—I надпойменные террасы и два уровня поймы в бассейне Оби (Зилинг, 1974).

Аналогичная последовательность событий отмечена и в среднем Приобье, где прогибание и накопление констративно построенных толщ самаровской и тазовской ледниковых эпох сменились в позднем плейстоцене поднятиями южного и восточного обрамления низменности, а также Обь-Енисейского и Обь-Иртышского между-

речий, углублением долин и локализацией эрозионно-аккумулятивных процессов (Аллювиальные..., 1971).

На территории Бийско-Барнаульской впадины в течение всего среднего плейстоцена преобладали отрицательные движения земной коры и площадное накопление осадков краснодубровской свиты. Лишь в начале позднего плейстоцена произошла смена направления движений и начали формироваться современные долины, глубина которых в настоящее время достигает 60—75 м.

Области Казахского щита на протяжении среднего — позднего плейстоцена испытывали общее слабое воздымание, которое стимулировало врезание долин. Наиболее высокая из террас этого времени, IV (III) надпойменная, в долине Ишима имеет высоты от 26—27 до 41—43 м, а в бассейнах Нуры и Сарысу поднимается над урезом на 15—20 м. О слабости эрозионной деятельности рек Казахстана свидетельствует то, что эрозия в большинстве случаев не достигла уровня миоценовой аккумуляции.

Плейстоценовая история Тянь-Шаня — время мощных горообразовательных движений, дальнейшего развития поднятий за счет впадин, появления в пределах депрессий многочисленных локальных антиклиналей. Тектоника совместно с оледенениями обусловили значительные перестройки гидросети и неравномерное врезание. По данным Е. Я. Ранцман (1959), суммарная глубина врезания рек на хребтах Кунгей Алатау и Терский Алатау в период межледниковья и послеледниковья достигает 400—800 м, а в пределах котловин снижается до первых метров. В эпохи оледенений углубление долин в их верхних и средних течениях прекращалось, однако подобная ритмичность не отражает прерывистости поднятий, а обусловлена климатическими факторами.

На территории Афгано-Таджикской депрессии средний плейстоцен характерен прогибаниями, накоплением в древних долинах галечников, песков и лёссов общей мощностью до 200—300 м и почти полным погребением эрозионных депрессий. Поздний плейстоцен — время поднятий депрессий, формирования современных долин и низких террас (Никонов, 1972).

Тектонические движения плейстоцена на Алтае имели общую положительную направленность и были дифференцированными. Судя по высотам древних трогов, максимум поднятий имел место в долинах Катунского хребта — до 500—600 м. В среднем течении Катуня прекрасно сохранились террасы с высотами до 300—350 м. В северных частях горной страны величины поднятий и врезов сокращаются до первых десятков метров (Алтае-Саянская..., 1969). Ступенчатость поперечных профилей долин Алтая отражает совокупное влияние ритмичности движений земной коры и оледенений. Для определения относительной роли тектоники в террасообразовании в настоящее время недостаточно материала.

Салаир, Кузнецкое нагорье и разделяющая их Кузнецкая котловина в течение всего рассматриваемого этапа испытывали медленные слабо дифференцированные поднятия, общие амплитуды которых в среднем не превышают первых десятков метров. При этом

поднятия среднего плейстоцена оцениваются как менее значительные, а с периодом позднего плейстоцена связываются активизация тектонической деятельности и формирование основных террас в долинах. В то же время на развитие долин большое влияние оказали климатически обусловленные изменения эрозионно-аккумулятивной деятельности.

В пределах Сибирской платформы средний — поздний плейстоцен характеризуется преобладанием поднятий, амплитуды которых невелики и близки на большей части морфоструктур (см. рис. 2). Вместе с тем небольшие (в среднем 30—40 м) поднятия не свидетельствуют о малых скоростях движений, если учесть продолжительность этапа в 100—150 тыс. лет. В общем поднятие и расчленение были втянуты все области более раннего прогибания на платформе, включая Нижне-Алданскую впадину, где инверсия движений отмечена во второй половине среднего плейстоцена. Ритмика движений была различна на положительных и отрицательных морфоструктурах; в пределах первых поднятия были непрерывными, а во впадинах импульсы поднятий чередовались с опусканиями, причем амплитуды опусканий со временем сокращались. В большинстве долин платформы (Енисей, Нижняя Тунгуска, Ангара, Оленек, Лена, Алдан) за рассматриваемый период образовались террасы, начиная с IV высотой 40—50 м и кончая I надпойменной в 10—20 м.

Территория южной половины Дальнего Востока в течение среднего — позднего плейстоцена характеризовалась дифференцированными движениями земной коры. В наиболее крупных впадинах (Средне-Амурская, Нижне-Амурская, Удиль-Кизинская) погружения привели к накоплению значительных по мощности осадков (до 100 м и более). На окраинах впадин и за пределами их в то же время была сформирована серия надпойменных террас с высотами до 80—100 м.

Средний плейстоцен в верховьях Колымы характерен значительным относительным погружением долин и их выполнением рыхлыми отложениями мощностью до 40—50 м. Последующая восходящая стадия развития долин в позднем плейстоцене привела к образованию надпойменных террас с высотами 40, 20 и 10 м. Расположенные к северо-западу поднятия горной системы Черского на протяжении среднего и позднего плейстоцена непрерывно поднимались и расчленялись.

Краткое рассмотрение закономерностей движений земной коры позволяет выделить различные в тектоническом отношении территории. Области, к которым относятся Русская платформа и Западно-Сибирская плита, развивались в конце раннего, в среднем и в начале позднего плейстоцена по пути преобладания региональных опусканий, а позднее — по пути региональных поднятий. При этом слабая дифференцированность движений в пределах различных морфоструктур имела второстепенное значение и не нарушала указанной основной закономерности. Урал, Кавказ, Казахстан, Тянь-Шань, Памиро-Алай, Алтай-Саянская складчатая область,

Сибирская платформа и горные сооружения Северо-Востока СССР отличались более высокой дифференцированностью тектонических движений и в связи с этим их неодинаковой направленностью в пределах различных морфоструктур. Положительные структуры на протяжении всего этапа развивались как области устойчивых поднятий (на Казахском щите, Салаире и Кузнецком нагорьях небольших, а на Алтае и в Тянь-Шане весьма значительных), а отрицательные структуры — прогибы, синеклизы, межгорные впадины по ритмике движений приближались к Русской и Западно-Сибирской платформам, т. е. испытывали относительное прогибание в среднем плейстоцене и активно втягивались в поднятие в позднем плейстоцене.

Общий характер формирования долин раннего — позднего плейстоцена был тесно связан с направленностью тектонических движений земной коры. Поэтому рассмотренные ниже разновидности долин прежде всего подразделяются на две основные группы.

1. Погребенные долины районов преобладающего опускания — Русская платформа, Западно-Сибирская плита, прогибы и межгорные котловины складчатых областей и Сибирской платформы. В пределах границ последнего оледенения и влияния трансгрессий Полярного бассейна процессы выполнения долин охватывали не только ранний и средний, но и значительную часть позднего плейстоцена, а в более южных районах сменились врезанием на рубеже среднего и позднего плейстоцена. Погребенные долины подразделяются в зависимости от типа литогенеза как ведущего фактора их выполнения.

2. Выраженные в рельефе террасированные долины районов преобладающего поднятия Сибирской платформы, складчатых областей Кавказа, Средней Азии, юга Сибири и Северо-Востока СССР, а также долины позднего плейстоцена Русской платформы и Западно-Сибирской плиты. Эти долины подразделяются в зависимости от ритмики и скорости движений, которые определяют характер морфолитогенеза в их пределах.

Ландшафтно-климатические предпосылки

Изменения температуры и осадков. В отличие от более ранних этапов новейшей геологической истории плейстоцен (главным образом средний и поздний) характеризовался относительно частыми и резкими колебаниями климата. На протяжении примерно 500 тыс. лет климат Северной Евразии претерпел по крайней мере четырехкратное изменение от умеренного близкого к современному и временами более теплого до сурового полярного и субполярного. Среднегодовые температуры холодных эпох были на 6—10° С ниже теплых эпох, а средние максимальные и минимальные температуры снижались соответственно на 10—12° и на 8—10° С (Боярская и др., 1969; Равский, 1972; Асеев, 1974). Эпохи похолодания

отличались ослабленной циркуляцией атмосферы, господством антициклонов, усилением континентальности климата, причем все эти особенности наиболее ярко проявлялись во вторую половину холодных эпох. Коэффициент континентальности, рассчитанный по методике Н. Н. Иванова (1953), для холодных эпох Центральной Якутии был равен $+25$, $+35^{\circ}\text{C}$, а для эпох потепления $+10^{\circ}\text{C}$.

Изменение температур было ведущим в процессе климатических колебаний и определяло изменение других компонентов климата, в первую очередь влажность и количества осадков. Ослабление циклонической деятельности, имевшее место на протяжении каждой эпохи похолодания, стимулировало уменьшение количества осадков и менее равномерное их распределение по сезонам. Согласно подсчетам В. Г. Ходакова (1968), непосредственно зависящая от осадков средняя аккумуляция на ледниках в начальные стадии их развития равнялась 1350 мм/год, а в периоды максимального распространения ледниковых покровов 230 мм/год. В перигляциальных областях европейской части СССР величины осадков оцениваются примерно в 300—350 мм/год для конечных фаз эпох похолодания и в 600—800 мм/год для эпох потепления и начала похолодания. Эти цифры для Восточной Сибири соответственно равны 100—200 и 300—400 мм/год, а для Приамурья 400—600 и 600—800 мм (Результаты..., 1967; Величко, 1973). Интересные данные приводит О. А. Дроздов (1966), показавший, что снижение среднегодовой температуры Арктики на 5°C должно привести к увеличению зимних осадков Восточной Сибири (на 0—25 мм/год) и к более заметному сокращению их в летний период (на 0—300 мм с максимумом на плато Путорана и минимумом в Приангарье). Изменение количества осадков от холодных эпох плейстоцена к теплым и наоборот можно оценить в среднем как двух-трехкратные, причем кратность уменьшалась с запада на восток и с севера на юг, т. е. от районов морского климата к районам континентального и от ледниковых областей к перигляциальным.

Отмеченные осредненные колебания температуры и влажности не были одинаковыми по частоте и амплитуде для разных этапов плейстоцена, поскольку они накладывались на последовательные изменения климата. Основной общей направленностью было похолодание и уменьшение влажности климата, приведшее к климатическому минимуму в конце позднего плейстоцена. В процессе похолодания температуры теплых эпох снижались значительно, нежели холодных, и, таким образом, амплитуды климатических колебаний со временем сокращались. Следует также отметить, что длительность эпох потепления и похолодания также сокращалась. Так, лихвинское межледниковье было в 2—3 раза продолжительнее микулинского, а днепровское оледенение несколько длиннее валдайского. Во времени оно касалось главным образом эпох потепления, которые в раннем плейстоцене были в 5—6 раз продолжительнее эпох похолодания, в среднем плейстоцене — в 2—4 раза, а в позднем плейстоцене — в 2—3 раза.

Совокупное влияние двух взаимосвязанных процессов — похолодания с нарастанием континентальности и сокращения влажности дало наибольший эффект во второй половине среднего плейстоцена в виде развития максимального покровного оледенения материковых областей. Время перехода от предшествовавшего ливинского потепления с субтропическим влажным климатом к арктическому климату эпохи максимального оледенения можно считать периодом, который по амплитуде относительных изменений температур и влажности является одним из наиболее ярких в плейстоцене.

Изменения водности рек. Изменение количества осадков — важнейший фактор изменения расходов крупных рек, годовых норм стока для гумидных областей умеренного пояса. Это связано с тем, что поверхностный сток здесь является основной составляющей расходной части водного баланса, значительно превышает величины подземного стока. Увеличение или уменьшение осадков в 2—3 раза при изменении климата и смене ландшафтов не могло обусловить более резкие изменения норм стока, поскольку одновременно менялись и величины испарения. Роль растительности и мерзлотных условий в изменении стока по своему значению следует рассматривать как подчиненную. Например, даже резкое изменение характера растительного покрова — смена леса степью — мало влияет на сток, так как связанные с этим изменения фильтрации и испарения действуют в противоположных направлениях и в совокупности могут привести к колебаниям расходов рек в пределах 10—15% от средних многолетних (Давыдов, 1947). Что касается влияния многолетнемерзлых пород, то в условиях небольшого испарения их роль сводится главным образом к изменениям внутригодового стока. Изменения же многолетних расходов рек под влиянием мерзлоты при прочих равных условиях могут достигать не более 25%.

Пользуясь методом актуализма с учетом данных палеогеографического анализа, можно полагать, что модули стока гумидных областей в эпохи наибольшего похолодания менялись с запада на восток от 3—4 до 1—2 л/сек/км²; для этих же областей в эпохи потепления и начала похолодания были характерны модули стока 15—5 л/сек/км². Указанные амплитуды следует рассматривать как максимальные и характерные главным образом для равнинных территорий. В бассейнах горных рек колебания объемов стока должны быть меньшими, поскольку горные области на протяжении всего плейстоцена имели достаточно влажный климат с относительно слабо выраженными признаками континентальности. Резкие на равнинах климатические колебания в горах были ослаблены. Например, на территории Южного Приморья при значительных на протяжении плейстоцена изменениях среднегодовых температур и многократной миграции растительных зон в пределах 4—8° по широте колебания осадков между эпохами похолодания и потепления не превышали 100—200 мм, т. е. 20—25% от средних величин (Караулова, 1974).

Отмеченные выше закономерности абсолютных колебаний водности, касающиеся значительных по размерам рек, были примерно аналогичными и на малых притоках, а также в более южных внеледниковых областях с меньшим увлажнением, таких, как юго-восток европейской части СССР, Северный Казахстан, Южное Забайкалье. Всюду абсолютные изменения водности рек не превышали изменений сумм осадков.

Влияние на водность рек со значительным ледниковым питанием объемов воды, накапливающейся в эпохи оледенений в ледниках и освобождаемой в межледниковье, незначительное. На это указывают следующие примеры. В бассейне Баксана объем ледников сократился с раннехвалынского до позднехвалынского времени с 87 до 42 км³ (Коротун, 1974), т. е. примерно за 20—25 тыс. лет на 45 км³, что дает 0,002 км³/год. При годовом расходе Баксана 0,25 км³ таяние ледников давало среднегодовое приращение стока примерно 1—2%. Сокращение объемов ледников Алтая с позднего плейстоцена оценивается в 9443 км³ (Ивановский, 1974). Таким образом, на протяжении примерно 20 тыс. лет ледники сокращались в среднем на 0,5 км³/год. Поскольку общий годовой сток рек Алтая не менее 20 км³, увеличение его в результате таяния ледников не превышало 2,5%. Даже допуская, что в отдельные эпохи были возможны значительные отклонения от средних данных и изменения водности под влиянием колебаний ледниковой составляющей стока возрастали до нескольких процентов, эти изменения следует считать далеко недостаточными для влияния на эрозионно-аккумулятивную деятельность рек.

Другие особенности наблюдались в относительных изменениях расходов рек. При движении с севера на юг и от окраин материка к его внутренним областям нормы стока сокращаются. Относительные колебания водности рек семиаридных областей более чувствительны к изменениям влажности климата. В недостаточно увлажненных бассейнах даже небольшое сокращение нормы стока может привести к распаду бассейнов на ряд бессточных и к отмиранию водотоков первых порядков с малыми водосборами. В данном случае небольшие абсолютные изменения расходов влекут за собой резкие, часто в десятки раз, относительные изменения водности рек, их поверхностного стока.

Значительные относительные изменения расходов наблюдаются и в верхних частях бассейнов гумидных областей, где обычно велика роль подземного стока. Усыхание климата ведет к исчезновению постоянных водотоков в горных распадках, логах и падах, хотя общие нормы стока меняются при этом в небольших пределах.

Отсутствие общеклиматических предпосылок значительных изменений абсолютной и относительной водности крупных и средних рек гумидной зоны позволяет считать мало обоснованными предположения о том, что такие реки, как, например, Енисей или средняя Обь, на протяжении среднего — позднего плейстоцена и даже в начале голоцена могли менять объемы годового стока в десятки

раз или полностью прекращать сток. Бассейны указанных рек в течение всего плейстоцена были относительно стабильными по площадям и не имели значительных перестроек гидросети, которые могли бы изменить расходы основных рек. Имея области питания в горах южной Сибири, Енисей и Обь пересекали перигляциальные области в качестве транзитных. Поэтому их расходы и режим стока сравнительно мало зависели от изменений баланса стока на равнинах Западной и Восточной Сибири, а такие явления, как интенсивное заболачивание террас и облессование аллювия, могли соседствовать с полноводными водотоками.

Помимо климатических изменений зонального или регионального масштаба на колебания речного стока влияли разнообразные перестройки гидросети, приводившие к «мгновенным» и часто весьма значительным изменениям площадей водосборов и объемов стока отдельных рек. Не останавливаясь на многочисленных примерах изменения рисунка гидросети, связанных с тектоническими движениями, отметим, что для ледниковых эпох плейстоцена не менее важным фактором перераспределения стока являлась динамика ледниковых покровов. Нивелировка и погребение эрозионного рельефа под мощными ледниковыми покровами приводили к исчезновению рек, изменениям их направления или к перераспределению объемов стока между бассейнами. К районам подобного резкого изменения стока можно отнести Мещерскую низменность, реки которой — Гусь, Нарма, Курша — в эпоху московского оледенения были многоводными приледниковыми водотоками, а после того, как граница ледника отступила севернее главного водораздела Русской равнины, резко сократили расходы.

Сделанное С. В. Лютцау (1968) сравнение ширины современного русла с хорошо сохранившимися фрагментами стариц и проток на террасах позволило выяснить, что в эпоху формирования I террасы расходы р. Гусь были в 10—20 раз, а во время образования II террасы в 100—200 раз больше современных. Если при всей приблизительности расчетов считать, что порядок соотношения современных и древних расходов определен правильно, то очевидно, что столь крупные изменения стока не объяснимы изменениями осадков и норм стока при смене ледниковой эпохи межледниковой. Эти изменения трудно объяснить и просто сокращением доли ледникового питания, так как колебания стока, зависящие от изменения абсолютной или относительной доли ледниковой составляющей, невелики. Количество вещества, проходящего через ледник в виде ежегодного оборота воды, обычно во много раз больше годичного прироста или убыли массы ледника, выраженной в объемах стока. Основной причиной сокращения стока рек Мещеры следует считать распад больших водосборов эпохи древних оледенений и коренное перераспределение стока.

Режим уровней. Зарегулированность внутригодового стока рек в эпоху наибольшей суrowости и континентальности климата среднего — позднего плейстоцена была невелика. Этому способствовали резкое ослабление стока в зимний период в связи с промер-

Таблица 4

Средние показатели	Низовья Енисей и Нижней Тунгуски	Приангарье	Центральная Якутия
Средняя годовая температура, °С	-5, -10°	+1, -5°	-8, -11°
Осадки за год, мм	350-500	350-400	200-300
Осадки холодного периода, мм	75-175	50-100	40-50
Годовой сток, мм	200-400	100-200	20-150
Модуль стока, л/сек/км ²	3-12	5-10	2-4
Мутность, г/м ³	8-20	20-50	20-30
Сток взвешенных наносов, т/км ² /год	5	5-20	5-10

занием русел и обусловленные мерзлотой повышенные модули стока в весенний период. Паводки в эпохи похолодания были выше современных; различия должны быть большими в западных районах и на юге Сибири, где в настоящее время отсутствуют многолетнемерзлые породы. На севере Восточной Сибири эти различия минимальные.

По всей видимости, в начальные фазы эпох похолодания в условиях влажного климата и господства лесо-тундровых ландшафтов коэффициенты вариации внутригодового стока были меньше, нежели во время максимума континентальности климата и распространения холодных перигляциальных степных ландшафтов. В целом паводки холодных эпох плейстоцена вряд ли сильно отличались от современных. Нарастание континентальности ведет к сокращению зимних осадков. Так, если для современного климата Центральной Якутии они равны 40-50 мм (табл. 4), то в холодные эпохи плейстоцена они должны были быть еще меньше.

Малоснежные зимы даже при дружном таянии снега и быстром стоке воды по мерзлой почве не в состоянии вызвать значительное увеличение высоты паводков. Помимо этого нарастание амплитуд уровней выше средних обычно имеет место в условиях заливания поймы и резкого расширения половодных русел. Значительная площадь живого сечения приводит к замедлению нарастания высот паводков при увеличении расходов. Кривые связи уровней и расходов для среднего течения Лены показывают, что при низких уровнях приращение расходов на 10 000 м³/сек дает подъем на 3,5-4 м, а при высоком стоянии воды это же приращение увеличивает амплитуду только на 0,5-1 м. (Борсук, Чалов, 1973). Таким образом, общая аридность и малоснежность зим холодных эпох плейстоцена не могли быть предпосылками значительного увеличения объемов половодий и высот паводковых уровней. Последние могли иметь кратковременные аномальные пики лишь в связи с переменным подпором на участках слияния рек или в местах развития зажорных и заторных явлений.

В этой связи следует с большой осторожностью подходить к реконструкциям уровневого режима рек перигляциальных районов Сибири, где не было достаточных предпосылок для многократных изменений водности и высот паводков.

При изучении археологических памятников Сибири С. М. Цейлиным (1970) было выяснено, что многие стоянки, имеющие возраст 12—9 тыс. лет, располагаются высоко над урезами современных рек — в долине Катунь (Сростки, Монах, Усть-Иша, Сопка Талицкая) на 40—50 м, на Бие (Новиково, Чебошихинская гора) на 40—50 м, на Чулыме (Агинское) на 40 м, Ангаре (Верхоленское) 25 м, в низовьях Белой на 35 м, на Енисее (Афонтова Гора) на 25—30 м. С учетом того, что стоянки древнего человека должны были находиться вблизи воды, сделан вывод о существовании в начале голоцена мощных половодий, превышающих современные в 2—3 раза.

Оценивая достоверность сделанного вывода, надо подчеркнуть, что строгой закономерности в расположении всех стоянок на поймах не наблюдается. Данные по Средней Азии (Несмеянов, 1971) и Белоруссии (Исаенко, 1973) показывают, что между высотами пойм и стоянок вполне возможны отклонения на 10—15 м. С другой стороны, многие из перечисленных выше стоянок — Сростки, Усть-Иша, низовья Белой — находятся на участках долин, где местные особенности гидрологического режима, переменный подпор перед сужениями и при слиянии рек могли вызывать аномальные подъемы паводков. На это, в частности, указывают тонкообломочные фации подпора, описанные нами в устье р. Иши. Многие участки слияния рек, переходов от сужений к расширениям и повышенного ветвления русел Сибири характеризуются мощными заторными и зажорными явлениями, с которыми связаны необычайно высокие подъемы воды в половодье. При этом грубообломочный материал может заноситься на поверхности высоких пойм и даже низких террас. Названные С. А. Лаухиным «лимноподобными» фации переменного подпора развиты в долинах Енисея, Ангары и их притоков. Их значительные, до 15—20 м мощности свидетельствуют о резких высоких подъемах уровней перед устьями притоков, выше слияния крупных рукавов, перед сужениями долин.

Подводя итог палеогидрологическим реконструкциям, отметим, что при анализе объемов стока и режима уровней рек плейстоцена следует различать зональные и региональные изменения этих характеристик, которые зависели от общих изменений климата, ограниченные по масштабам; изменения, обусловленные перестройками речной сети и перераспределением стока — более значительные, но менее закономерные, и, наконец, изменения местного порядка, зависящие от особенностей орографии и гидрологического режима отдельных участков долин.

Изменение ландшафтов. Изменения баланса тепла и влаги влекли за собой изменения характера растительности, почв, мерзлотных условий, процессов выветривания и перемещения рыхлых

отложений. Периоды похолодания, нарастание сухости и континентальности климата характеризовались смещениями растительных зон к югу на сотни километров, резким расширением границ распространения ландшафтов тундр и холодных степей. В максимумы похолодания открытые перигляциальные ландшафты охватывали огромные территории Северной Евразии, за исключением отдельных районов Кавказа, Казахстана, Средней Азии и Приморья. В максимумы потепления смещение растительных зон к северу приводило к повсеместному распространению лесных ландшафтов почти до побережий Полярного бассейна. Амплитуды миграции границы лесов и степей были минимальными на западе и максимальными на востоке СССР. Изменения в почвенном покрове, которые следовали за миграцией растительности, сводились к смене в эпохи похолодания южных почв типа серых лесных и каштановых северными дерново-подзолистыми глеевыми, болотными или слабо развитыми облессованными суглинистыми почвами перигляциальных степей. Северные типы почв отличаются от южных меньшей проницаемостью (соответственно менее 0,4 и более 1,0 мм/мин) и меньшей устойчивостью к размыву, что связано с большим содержанием в почвах севера пылеватых частиц за счет глинистых и коллоидных.

На протяжении среднего — позднего плейстоцена резко менялись мерзлотные условия перигляциальных областей. Многолетнемерзлые породы, появившиеся в раннем плейстоцене при снижении среднегодовых температур до -3°C (Равский, 1972), в эпохи похолодания распространялись на перигляциальные области Сибири и получали благоприятные условия для образования в предледниковой полосе европейской части СССР. При этом мощности сезонноталого слоя сокращались до минимума и в Восточной Сибири не превышали 0,5 м. Для эпох потепления характерны исчезновение мерзлоты в европейской части СССР и ее сильная деградация в Сибири, где мощность горизонтов сезонного протаивания увеличивалась до первых метров.

Резко континентальный климат эпох похолодания и разреженный дерновый покров тундро-степей создали весьма подходящие условия для резкого преобладания физического выветривания над химическим. Мощности зон выветрелых пород, в том числе и верхних зон наиболее тонкого дробления, возрастали в 1,5—2 раза. При этом особую роль стало играть морозное выветривание, связанное с большим количеством переходов температуры пород через 0°C (более 100 раз в году) и с повышенным увлажнением грунтов в пределах маломощного сезонноталого слоя. На междуречьях и склонах образовались мощные (до 15—20 м) горизонты грубообломочного и пылеватого элювия. В эпохи потепления в связи с уменьшением роли морозного выветривания и распространением лесных ландшафтов процессы образования грубообломочного элювия резко ослабевали.

Склоновые процессы. Эпохи похолодания — время активизации склоновых смещений обломочного материала процессами со-

лифлюкции и криогенного крипа. Особая роль солифлюкции в вы-
полаживании склонов связано с тем, что она сохраняет значи-
тельные скорости (до 5—10 мм/год) даже при небольших углах
наклона и прекращается лишь при крутизне склонов 1—2°. Макси-
мальные скорости солифлюкционного перемещения материала оце-
ниваются в 5—12 см/год (Суходровский, 1967; Fischer, 1973).
Быстрому смещению обломочного материала к тальвегам долин
способствовало и вымораживание обломков в условиях перигля-
циального климата, так как в результате этого довольно крупные
частицы поступали в поле максимальных скоростей солифлюкци-
онных потоков.

Эпохи похолодания климата среднего — позднего плейстоцена,
главным образом их начальные этапы, в целом отличались поступ-
лением со склонов в долины повышенных объемов обломочного
материала или нарастанием приходной части баланса. Одновре-
менно имело место сокращение расходной части баланса, по-
скольку водность рек и их транспортирующая способность в эпохи
похолодания прогрессивно сокращались.

В эпохи потепления климата одновременно с сокращением при-
ходной части баланса наносов возрастала его расходная часть,
т. е. общая направленность в изменении баланса была противопо-
ложной таковой для эпох похолодания.

Характер изменения жидкого и твердого стока современных
рек Сибири при переходе от бассейна Нижней Тунгуски к менее
залесенным и более континентальным районам (Центральная
Якутия) показан в табл. 4. Можно видеть, что, несмотря на боль-
шую аридность климата и меньшие суммарные величины склоно-
вого стока континентальных областей, объемы поступающего
в русло рыхлого материала возрастают в 2—3 раза.

Итак, в эпохи похолодания по сравнению с более теплыми
водность средних и крупных рек перигляциальных областей сокра-
щалась в 2—3 раза, мелких притоков во много раз больше. Одно-
временно примерно в 2—3 раза возрастали объемы поступающего
в долины обломочного материала, увеличивая расходы взвешен-
ных и влекомых наносов. Подобные изменения безусловно влияли
на баланс материала в долинах. Вместе с тем остается неясным,
достаточно ли были изменения баланса материала для неодно-
кратного чередования в развитии долин стадий преобладания вре-
зания и аккумуляции. Положительный ответ на этот вопрос дают
следующие прямые доказательства влияния климатических коле-
баний на развитие долин.

В настоящее время в верховьях многих бассейнов широко раз-
виты древние лога, пади или балки, выполненные делювиально-
солифлюкционными или делювиально-пролювиальными отложе-
ниями (ложковый или балочный аллювий). В зависимости от кон-
кретных условий мощность этих отложений варьирует от 1—2 до
20—30 и даже до 50—100 м. Подобные формы рельефа описаны
в Поволжье, на Салаире, на Сибирской платформе и в районах

ее горного обрамления, в Забайкалье, на Северо-Востоке СССР. Широко распространенные погребенные лога в среднегорном поясе Алтая были выделены нами в самостоятельный делювиально-солифлюкционный тип долин при составлении геоморфологической карты Алтайского края. Возраст выполняющих лога осадков обычно оценивается как средний — верхнеплейстоценовый. Характер осадков — их щебнистость, незначительная сортировка, грубая слоистость — указывает на то, что они отложились в эпоху подавления флювиальных процессов в верховьях долин склоновыми. В большинстве случаев области распространения погребенных логов совпадают с положительными морфоструктурами, которые в течение всего плейстоцена были областями поднятий. Даже допуская этапы погружения в развитии этих морфоструктур, как это отмечали для Алтая Н. А. Ефимцев (1965) и Г. И. Рейснер, (1971), а для Северо-Востока СССР С. Д. Венцкевич, трудно предполагать, что небольшие изменения уклонов горных логов могли коренным образом изменить направленность их развития. Погребение логов следует рассматривать как следствие только климатических колебаний и их влияния на баланс обломочного материала в верхних звеньях гидросети.

Во всех крупных долинах перигляциальных областей Северной Евразии (в долинах Чешского массива, по В. Шибраве, 1969, на Оке, по А. А. Асееву, 1963; на Вятке, по Н. Г. Ивановой, 1972; на Оби, по Д. Г. Зилингу, 1974; на Енисее, по С. П. Горшкову, 1966 и В. А. Зубакову, 1972; на Ангаре, по Э. И. Равскому, 1972, на Алдане, по А. К. Агаджаняну и Т. Д. Боярской, 1973) нижние части разрезов террас среднего и позднего плейстоцена, судя по спорово-пыльцевым спектрам, фациальному составу, выветрелости и минералогии аллювия, криогенным явлениям, формировались главным образом в эпохи потепления, а верхние — в эпохи похолодания. Замечательная выдержанность этой закономерности, несмотря на ряд отклонений, заставляет признать, что ритмичность развития долин этого времени была в значительной мере синхронна ритмике климатических изменений.

Синхронность ритмов осадконакопления и климатических изменений прослеживается не только на равнинах, но и в горных районах с более активными и несомненно более сложными по характеру движениями. На территории Карпатской складчатой области фиксируются четыре крупных ритма аккумуляции в плейстоцене, четко сопоставимые с четырехкратным изменением климата (Соколовский и др., 1974). Основание каждого ритма представлено относительно грубым материалом со значительным содержанием каолинита среди глинистых минералов, а выше преобладает тонкообломочные фации, гидрослюды и галлуазит. Очевидно, в условиях непрерывных движений сопряженных областей поднятия и опускания, потепление и увлажнение климата активизировали процессы выветривания и увеличивали транспортирующую способность рек. Эпохи похолодания и усыхания отличались ослабленным преобразованием продуктов выветривания,

до гидрослюд и галлуазита, и преобладанием тонкого материала в отложениях.

Ритмика оледенений горных областей оказывала большое влияние на эрозионно-аккумулятивные процессы верхних участков долин в бассейнах Кубани на Кавказе, озера Иссык-Куль на Тянь-Шане, Чуи и Катуня на Алтае (Кожевников, 1964; Максимов 1972; Девяткин, 1965; Ивановский, 1967). Это влияние выражается в корреляции морен и речных террас, в синхронизации эпох врезания долин с периодами деградации ледников, а также периодической консервации долин ледниковых областей в эпохи оледенений и периодическом восстановлении речного стока в межледниковья. Аналогичные зависимости наблюдаются и в краевых зонах материковых оледенений (верховья Днепра, Волги, Камы), однако в связи с большими горизонтальными миграциями границ оледенений они выражены не столь ярко, как в горах.

На протяжении последних 13—15 тыс. лет, т. е. в период послеледниковья, увлажненность огромных территорий Северной Евразии испытывала многократные колебания (климатические ритмы 1800—2000 лет, по А. В. Шнитникову, 1957). Осадки влажных периодов были примерно на 30—50% больше, нежели сухих периодов. Колебания водности рек, которые, очевидно, также не менялись более чем в 1,5 раза, оказали большое влияние на деятельность рек. Увеличение высот паводков в эпохи увлажнения на реках Русской равнины (Дон, Ока, Волхов) на 1—2 м приводило к накоплению на поймах аллювия мощность до 0,5—1 м, а снижение их при усыхании климата стимулировало образование горизонтов почв. В семиаридных областях (юг Западной Сибири, Северный Казахстан) в сухие периоды наблюдались деградация гидросети, пересыхание и укорачивание таких рек, как Сарысу, Уленты, Шидерты и др. На крупных реках Сибири (Обь, Енисей) отмеченные колебания увлажненности и стока обусловили врезание на несколько метров или образование наложенных пойм с наилком до 0,5 м.

Как показали результаты лабораторных опытов, увеличение концентрации наносов в 7 раз при неизменном расходе воды вызывает интенсивную аккумуляцию в русле, подъем тальвега и увеличение уклонов. Возрастание водности в 2—3 раза при постоянных объемах наносов приводит к активному врезанию, которое при пересчете на реки типа Дона или Оки может понизить отметки продольного профиля до 18—20 м. Очевидно, совместное влияние сокращения водности в 2—3 раза и возрастания концентрации наносов в 2—3 раза, имевшие место в эпохи похолодания плейстоцена, должны вызвать не меньшие изменения в направленности развития речных долин.

В зависимости от положения долин по отношению к ледникам влияние климатических ритмов на их развитие было неодинаковым. Внутри границ оледенений развитие долин было непосредственно связано с ритмичной ледниковых покровов. Долины в целом консервировались в эпохи оледенений, а в межледниковья

сток и их разработка возобновлялись. В долинах, непосредственно прилежащих к областям оледенений и имевших значительную долю ледникового стока (жидкого и твердого) в питании, эрозионно-аккумулятивные ритмы и образование полей зандров были тесно связаны с косвенным влиянием динамики оледенений. Долины обширных перигляциальных областей, где ледниковое питание рек было незначительным или отсутствовало, развивались под влиянием климатических колебаний и связанных с ними изменений баланса обломочного материала. Наконец, следует отметить долины юга Русской платформы, Южного Урала, Казахстана и некоторых других областей, где климатические колебания не оказывали решающего влияния на эрозионно-аккумулятивные ритмы.

Таким образом, выделяются долины или участки долин ледниковых, приледниковых (перигляциальных) с ледниковым питанием и без него, а также участки внеледниковых областей. Приледниковые области с большой долей ледникового питания долин называются зандровыми, а не имевшие ледникового питания — перигляциальными. Долины каждой области развивались по-разному в зависимости от направленности и интенсивности движений. Можно сказать, что рассматриваемые ниже варианты развития долин различаются динамическими типами климатических ритмов, т. е. различным соотношением фаз врезания, динамического равновесия и аккумуляции в пределах каждого климатического ритма.

Особенности развития долин в разных тектонических условиях

Формирование долин в условиях относительно активных поднятий

Ледниковые области. Активные тектонические поднятия испытывали долины ледниковых областей в пределах горноскладчатых сооружений Кавказа, Тянь-Шаня, Алтая, Забайкалья и Северо-Востока СССР. Днища трогов максимального оледенения подняты здесь на значительные высоты и отделены от уровней более молодого оледенения эрозионными врезами. Размеры межледникового врезания в бассейнах Терека и Кубани достигают 200—300 м, в центральной части северного склона Терской-Алатау 300 м, а на южном склоне Кунгей-Алатау 800 м. На Алтае амплитуды врезов за межледниковый период, оцениваемые по разнице 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 расчленение Алтайского свода за межледниковье достигало в отдельных районах 700—800 м. В бассейне р. Тумара, правого притока Алдана, две морены разделены врезом в 20 м. Аналогичная картина в долине р. Хандыги, а в бассейне р. Бёсюке днище наиболее древнего трога расположено на вы-

сотах 80—200 м над руслом, а двух более молодых на 40—60 м и вблизи современных урезов.

Ступенчатость поперечных профилей ледниковых долин, обусловленная их экзарационным расширением в эпохи оледенений и активным углублением в межледниковья, рассматривается как следствие ритмичности тектонических движений плейстоцена и временной связи этапов затухания движений с фазами максимального развития ледников, а этапов тектонической активности — с фазами их сокращения. Синхронизация климатических и тектонических этапов в развитии горных стран, опирающаяся на морфологический анализ долин, недостаточно обоснована. Неправомерны и количественные оценки движений земной коры на основании данных о продолжительности и амплитудах врезов в эпохи потепления. Кажущаяся периодичность движений в подобных случаях связана с резким отставанием врезания долин во время их консервации ледниками и с частичной ликвидацией этого несоответствия в эпохи сокращения ледников. 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. Вместе с тем общая качественная оценка интенсивности поднятия и врезания на разных этапах развития горных долин может быть дана, если осредненные скорости врезания значительно меняются во времени. Так, по Е. Я. Ранцман (1959), интенсивность эрозионного врезания в центральной части северного склона Терской-Алатау с течением времени возрастала (табл. 5).

Признавая широкое распространение межледниковых врезов, следует иметь в виду первичную разновысотность трогов или морен как следствие различных мощностей одного оледенения. На возможность подобных случаев обратил внимание И. А. Резанов (1964) при изучении новейшей тектоники Северо-Востока СССР. Отрицая межледниковые врезы, глубины которых колеблются в пределах 100—400 м, он, однако, не приводит достоверных сведений о мощностях древних ледников Северо-Востока СССР и поэ-

Таблица 5

Этапы врезания	Процессы врезания				
	Длительность, тыс. лет		Глубина, м	Интенсивность, мм/год	
	максимальная	минимальная		минимальная	максимальная
Доледниковый	34 000	2000	600	Около 0,02	0,3
Межледниковый	375	60	300	0,8	5,0
Последниковый	20	8	100	5,0	12,5

тому его выводы о первичной разновысотности морен можно поставить под сомнение. Вместе с тем И. А. Резанов справедливо подчеркивает, что на основании анализа глубин межледниковых врезов нельзя считать скорости поднятий в межледниковья в 10 раз большими по сравнению со скоростями эпох оледенений.

Исследования в ряде районов горного оледенения, в частности в Западном Тянь-Шане, показали, что конечные морены часто соответствуют зонам молодых тектонических нарушений. При этом особенно активны разломы, сопряженные с IV стадией отступления последнего оледенения (5—6 тыс. лет назад); их амплитуды достигают 100—200 м. На линиях разломов часто расположены и ригели трогов.

Использование этого пространственного соответствия гляциальных форм и тектонических нарушений приводит к выводам об одновременности стадий оледенения и ритмов сейсмичности или тектонической активизации (Максимов, 1972). На наш взгляд, доказательства синхронности на основе пространственного совпадения неправомерны. Естественно, что закономерности строения рельефа ледниковых областей — положение ригелей, морен, переуглублений и т. д. — тесно связаны с особенностями коренного ложа долин. Разломы и зоны дробления, литологические контакты и выходы, особенно твердых пород, нарушали равномерность экзарационно-аккумулятивной деятельности ледников, приводили в одних случаях к усиленной аккумуляции, а в других к активному выпихиванию. Даже примеры нарушения ледниковых форм разломами не свидетельствуют о синхронности тех и других, а подтверждают лишь их пространственную связь.

Зандровые области. Прежде чем переходить к конкретным примерам развития долин зандровых областей, целесообразно в общей форме рассмотреть вопрос о разделении зандровых и перигляциальных долин (или их участков). Отсутствие достаточно определенных критериев не позволяет считать этот вопрос решенным. До сих пор остаются неясными следующие моменты.

1. Какую долю (в процентах) должно иметь ледниковое питание в стоке реки, чтобы режим уровней и расходов был «половодно-ледниковым», т. е. чтобы руслоформирующие расходы, их уровни и верхние пределы отложения русловых фаций аллювия являлись максимальными для данного участка долины?

2. Каковы различия в строении и фациальном составе между «водно-ледниковыми» отложениями и аллювием долин перигляциальных областей, не имевших связи с ледниками?

3. Одинаковы ли признаки «водно-ледниковых» (зандровых) и перигляциальных отложений при различных динамических фазах развития долины?

Для ответа на поставленные вопросы целесообразно рассмотреть важнейшие особенности строения отложений приледниковых областей.

Окатанность зандровых отложений не имеет достаточно определенных отличий от таковой в аллювии перигляциальных зон.

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

Цементация водно-ледниковых 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%, а в ряде случаев и больше. Однако содержание «ледниковой муки» снижается вниз по долине очень постепенно и без строгих закономерностей, не давая возможности конкретно использовать данный признак для разделения генетических типов отложений. Более того, немало случаев, когда «водно-ледниковые» отложения почти не содержат в цементе ледникового ила. Это имеет место ниже конечно-моренных 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 относительно чистые, другие (Кураган) характерны большой мутностью. Как отмечает М. И. Иверонова (1967), особенность ледниковых рек — уменьшение мутности вниз по течению, а особенность неледниковых долин (по крайней мере в горах) — нарастание мутности к низовьям. Учитывая эти закономерности, границей распространения долинных зандров можно было бы считать участки долин, где направленность в изменении мутности меняется. Очевидно, такие участки выделяются лишь при закономерном изменении твердого стока.

Особенности фациального состава «водно-ледниковых» отложений являются предметом внимательного изучения всех исследователей и бесспорно 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 обычный, 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. Наши полевые наблюдения показали, что на этом участке долины современная пойма дости-

гает высоты 1,0 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 зандровым. Ниже распространен современный горный аллювий с маломощной, но все же четко выраженной пойменной фацией. 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. В связи с этим цементация ледниковым илом охватывает 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.

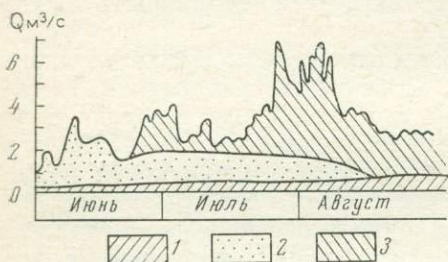


Рис. 23. Составляющие гидрографа р. Актру (по В. В. Васильеву, 1974).

Питание: 1 — грунтовое, 2 — снеговое, 3 — ледниковое

Итак, для речных отложений районов современного оледенения, имеющих пониженную или нормальную мощность, разделом между перигляциальными (водно-ледниковыми) и обычными аллювиальными фациями можно считать участки долин с равными высотами весенних и летних паводков и с нарождающимся маломощным и нецементированным горизонтом пойменных отложений. Спецификой водотоков, аккумулирующих зандровый аллювий, является не просто ледниковое питание, а та его доля, которая обуславливает превышение ледниковых подъемов уровня над снеговыми или дождевыми (рис. 23). Для долины Чуи эта доля равна примерно 20%, но, видимо, она может варьировать в зависимости от климатических особенностей ледниковых районов.

В тех случаях, когда реки перигляциальных областей по характеру гидрографа близки к ледниковым потокам, фациальный состав аллювия не может служить признаком для разделения двух рассматриваемых типов аллювия. На таких реках субарктического пояса, как Индигирка, современный аллювий русла и поймы фациально приближается к перигляциальному, что связано с климатическими особенностями бассейна (Лаврушин, 1963).

Позднейшие исследования на р. Лене показали, что руслоформирующие расходы имеют обеспеченность 10% и наблюдаются в период, предшествующий затоплению поймы. Ложбинно-островная пойма реки сформирована в результате объединения и прикле-

нения островов. В условиях длительного половодья и медленного спада уровней широкое развитие получают фации прирусловых отмелей. По нашим наблюдениям, типичные разрезы островов и поймы Лены в районе г. Покровска до высоты 3—5 м сложены чередованием горизонтов мелкозернистых глинистых песков с тонкой косо́й слоистостью и легких суглинков и супесей, волнисто-или горизонтально-слоистых. В разрезах I надпойменной террасы высотой 10—15 м также преобладают мелкозернистые пески и супеси с субгоризонтальной слоистостью, а суглинистые горизонты, которые можно считать пойменными фациями, имеют мощности не более 0,5—1,0 м. Фации прирусловых отмелей могут почти полностью замещать пойменные и легко отождествляться с последними.

Можно видеть, что современный аллювий на реках сурового континентального климата, приближающегося к перигляциальному, относительно слабо дифференцирован. Его перстративные разрезы имеют много общего с перигляциальным аллювием среднего — позднего плейстоцена. В подобных случаях фациальный анализ не всегда помогает выделить в долинах участки зандрового и перигляциального осадконакопления.

При изучении зандровых и перигляциальных отложений повышенных мощностей фациальный анализ использовать еще сложнее, так как констративная фаза накопления аллювия может характеризоваться преобладанием русловых фаций при любом гидрографе реки. Однако если при формировании мощных толщ долинных зандров практически нет условий для образования и сохранения в разрезах пойменных фаций, то при накоплении перигляциального аллювия такие условия могут быть, если «исходный» (перстративный) аллювий данного участка реки имел хорошо развитые пойменные фации. Пример подобных изменений фациального состава аллювия имеется на средней Волге, где III надпойменная терраса, синхронная эпохе максимального оледенения, выше устья Камы сложена зандровыми отложениями реки с ледниковым питанием, а в Ульяновском и Куйбышевском Поволжье имеет разрез, представленный чередованием русловых и пойменных фаций.

Таким образом, в настоящее время трудно найти критерий, который в любом случае позволил бы выделять аллювий долинных зандров и перигляциальный аллювий, а соответственно разделять долины на зандровые и перигляциальные участки. Наиболее широко может использоваться фациальный состав аллювиальных толщ, однако его изменения прослежены лишь в немногих долинах и весьма приближенно. Особенно затруднительно это сделать при изучении мощных толщ погребенных долин. Поэтому для областей преобладающих опусканий нами такое подразделение не проводится. Отдельное рассмотрение приледниковых (зандровых) и перигляциальных долин в областях поднятий основано на том, что в этом случае существенную помощь оказывают морфологи-

ческие особенности — ширина долин, фрагменты русловых форм, изменения высот террас и т. д.

В зависимости от направленности и интенсивности тектонических движений развитие зандровых и перигляциальных долин шло разными путями. При этом для каждого варианта характерен свой тип взаимодействия эндогенного и экзогенного факторов. В условиях преобладания тектонических опусканий в долинах чередовались равновесные и констративные фазы. Активные поднятия обуславливали преобладание врезания и инстративных фаз в развитии долин при небольшой роли равновесных и констративных фаз.

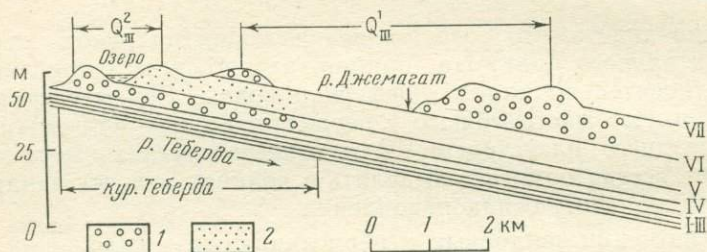


Рис. 24. Схема соотношения террас и морен долин Теберды (по И. Н. Сафронову, 1958).

1 — ледниковые и флювиогляциальные отложения; 2 — озерные пески. I—VII — номера террас. Морены Тебердинского ледника: Q_{III}^1 — первой фазы, Q_{III}^2 — второй фазы, Керасельской

Переходя к рассмотрению долинных зандров областей активных поднятий, отметим, что они широко развиты в высокогорных районах Кавказа, Тянь-Шаня, Алтая и ряда других горно-складчатых областей, несмотря на то, что скорости и амплитуды поднятий, уклоны и эрозирующая способность рек в таких районах были весьма значительными.

В долинах Кубани, Теберды, Баксана, Терека активная эрозионно-аккумулятивная деятельность ледниковых потоков на фоне поднятия создала серии террас. Основные особенности террас — сопряжение в верховьях долин со стадийными моренами древних оледенений, нарастание высот и расхождение вверх по долинам, увеличение мощности аллювия (до 60—100 м и более) и его грубообломочности в том же направлении (рис. 24). Так, по Кубани высоты IV н. т. меняются от 22 до 135 м, III н. т. — от 14 до 115 м, II н. т. — от 5 до 40 м и I н. т. — от 4 до 22 м (Горецкий, 1962). Особенно резкое нарастание высот и мощностей аллювия наблюдается в непосредственной близости от морен, где долинные зандры часто сменяются лопастными, дельтовидными.

Относительное влияние тектоники и ритмики оледенений на развитие долин Центрального Кавказа достаточно точно не определено. Увеличение относительных высот террас к верховьям — результат однонаправленного влияния тектонических движений и

зандрового литогенеза в долинах. При этом тектонические деформации каждой террасы, имевшие место главным образом в стадию ее надпойменного развития, влияют на изменения высот цоколя и поверхности террасы. Неравномерность же зандровой аккумуляции, проявлявшаяся в пойменную фазу развития каждой террасы, определяет изменения мощностей аллювия. Представить относительную роль каждого фактора в отдельности можно лишь при наличии продольных профилей террас с мощностями аллювия и высотами цоколей. В настоящее время можно сказать, что в целом по мере движения вверх по долинам относительное влияние тектоники на строение террас и аллювия сокращается, а влияние оледенений возрастает.

Преобладающее углубление долин Центрального Кавказа в среднем — позднем плейстоцене отражает общее поднятие складчатой области. Вместе с тем вопрос о синхронизации этапов активизации поднятий и врезание рек следует считать нерешенным. Тесная увязка террас с эпохами наступания или стадияльных остановок ледников, а врезов — с межледниковьями или интерстадиями свидетельствует о том, что влияние экзогенных факторов на ритмику в развитии долин могло быть решающим. В подобных случаях синхронизация эрозионных врезов с импульсами воздымания и тем более количественная оценка скоростей поднятия по высотам террас вызывают сомнения.

Подход к решению вопроса о причинах образования спектров долинных зандров (так же как и межледниковых врезов в долинах ледниковых областей) в значительной мере зависит от того, как рассматривается механизм их образования. Если предшествующая врезу аккумуляция в долине не была связана с опусканием, то и этап расчленения не обязательно должен объясняться поднятием. Значительные первичные уклоны террас приледниковых областей, максимальные углы их наклона в верховьях и трансрессивный механизм аккумуляции являются достаточными предпосылками для врезания при увлажнении климата и сокращении твердого стока рек. Можно сказать, что причины врезания во многом связаны с причинами аккумуляции и что изучение неотектоники по вторичным врезам тесно связано с проблемой образования погребенных долин.

Конечно, нельзя совершенно исключить возможность влияния тектоники на образование и изменение высот долинных зандров. Межледниковые врезы, прорезающие до основания рыхлые отложения долин и углубляющиеся в коренные породы, связаны также и с тем, что за предшествующий 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, влиянию эндогенного и экзогенного факторов приобретают одинаковую направленность и практически неотделимы друг от друга. Только в тех случаях, когда накопление зандрового материала может рассматриваться как результат прогибания или

подпора и когда первичные уклоны террас были незначительными, межледниковые врезы трудно объяснить без привлечения внешних причин — тектонического поднятия или регрессии.

О тектонических причинах вторичных врезов можно говорить также при несоответствии характера врезания тем условиям, которые были созданы для него климатическими изменениями. В частности, об этом свидетельствуют увеличение высот задровых 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 врезание в построенные таким образом толщи невозможно при любом изменении водности и твердого стока реки; для этого необходимо увеличение уклонов, то есть абсолютное или относительное поднятие.

Суммарные величины эрозионных врезов долин Центрального Кавказа отражают амплитуды поднятий этой горной области. Вместе с тем более детальный анализ показывает, что соответствие поднятий и врезов далеко не полное. Как показал Е. Е. Милановский (1964), для внутренних областей страны врезы составляют только половину амплитуды воздымания, а для периферических зон — две трети. Исследования террас Кубани, проведенные И. Н. Сафроновым (1958), привели автора к убеждению в том, 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 налицо равенство величин поднятия бассейна Кубани и вреза реки на протяжении плейстоцена. Однако материал работы И. Н. Сафронова показывает, что аллювий высоких террас Кубани при равной гранулометрии имеет большие мощности, суглинистость и площади распространения (последнее особенно характерно для покровных галечников). Эти данные свидетельствуют об отложении древнего аллювия более многоводными потоками в относительно слабо врезанных 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 для нас потому, что зависимость между расходом и уклоном реки обратная. Следовательно, накопление покровных галеч-

ников 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.

Предгорные наклонные террасы перед Скалистым хребтом Северного Кавказа представляют собой долинные зандры и снижаются вниз по течению рек. Как показал С. Л. Кушев (1952), вблизи конечных морен их относительные высоты равны 80—100, 45—75, 10—30 м, а в предгорьях все эти уровни практически сливаются. Причина схождения террас — однонаправленное влияние тектоники и экзогенных процессов, однако тектонический фактор играет здесь решающую роль. Об этом говорит сокращение мощности террасовых отложений при движении к моренам и перекрытие валунно-галечных разностей суглинистыми в верхах разрезов. Такие признаки не характерны для долинных зандров, образованных в процессе «некомпенсирующего» осадконакопления. Другое положение мы имеем в Центральном Алтае, где изменение количества и высот флювиогляциальных террас притоков Чуи особенно ярко выражено вблизи морен, а на участках перехода к котловинам проявляется слабо (Ивановский, 1967). Подобная закономерность — следствие влияния экзогенного фактора, так как трудно предполагать наличие максимальных градиентов тектонических движений вблизи морен, т. е. вдали от зон сочленения положительных и отрицательных морфоструктур.

Перигляциальные области. Реки перигляциальных областей либо не имели ледникового питания, либо доля его была невелика и не оказывала решающего влияния на гидрограф и режим стока. Эпохи потепления климата, повышения водности реки и уменьшения активности склоновых процессов характеризовались преобладанием врезания, углубления долин. В эпохи похолодания, сокращения водности рек и увеличения твердого стока преобладали процессы боковой эрозии и накопления аллювия повышенных мощностей. В условиях поднятий подобное ритмичное развитие долин приводило к формированию нескольких вложенных террас, соответствовавших определенным климатическим ритмам плейстоцена.

Как отмечалось выше, преобладающей закономерностью строения долин перигляциальных областей являются двучленное строение террас, залегание в нижних частях их разрезов «теплого» аллювия с нормальным для гумидных зон строением и перекрытие его перигляциальным аллювием эпох похолодания. Вместе с тем в зависимости от конкретных результатов совместного влияния активных поднятий и климата выделяются разные типы долин перигляциальных областей.

Ангарский тип. Долины перигляциальной внеледниковой (по Э. И. Равскому) зоны Средне-Сибирского плоскогорья — Ангара с притоками, Енисей у г. Красноярска, верховья Лены — на протяжении среднего и позднего плейстоцена развивались в условиях непрерывных поднятий, которые наложили отпечаток на ха-

Река	Мощности межледникового и перигляциального (в скобках) аллювия при активном поднятии, м			
	IV н. т.	III н. т.	II н. т.	I н. т.
Ангара	3 (0)	6 (до 5)	6,4 (10,8)	5,1 (4,8)
Илим		8,4 (5)		
Иркут		10,9 (7,2)		
Белая			4 (7,8)	
Иркинеева			6 (3,0)	
Чадобец				4,5 (3—5)
Енисей у г. Красноярска			2,5—4,5 (3—5)	

рактер климатических эрозивно-аккумулятивных ритмов. За этот период в указанных долинах сформировались IV—I надпойменные террасы (высоты соответственно 30—40, 18—25, 11—17 и 8—12 м), причем за исключением I надпойменной все они цокольные с относительно маломощным (до 15—17 м) аллювием. Разрезы террас Ангары и ее притоков — Илима, Иркуты, Белой начинаются, по Э. И. Равскому, 1972 и Н. В. Кинд, 1974, горизонтами межледникового аллювия, который представлен базальными гравийно-галечными фациями мощностью 1—4 м и залегающими выше фациями прирусловых отмелей, поймы, изредка стариц мощностью до 3—5 м (табл. 6). Характерные черты аллювия — небольшие мощности, которые в большинстве случаев меньше нормальной для рек соответствующего размера, смена «теплых» спорово-пыльцевых спектров «холодными» в пределах фаций прирусловых отмелей или на границе их с пойменными, отсутствие в верхах разрезов погребенных почв, значительная нарушенность пойменных горизонтов криотурбациями.

Например, разрез II террасы р. Иркинеевой в 3 км выше с. Бедоба имеет следующее строение (Кинд, 1974):

1. Галечники прирусловой фации (3 м), лежащие на цоколе кембрийских красноцветов и имеющие теплолюбивые межледниковые спорово-пыльцевые спектры. Возраст 77—41 тыс. лет.

2. Темные плотные старичные глины (1,5—2 м), перекрываемые торфом (0,2—0,3 м). Возраст 38 тыс. лет.

3. Песчано-глинистые пойменные фации (2,0 м), во время формирования которых имели место резкое сокращение древесной растительности и расширение степных ландшафтов, начавшиеся еще при отложении горизонтов торфа.

4. Перигляциальный аллювий, представленный щебнистыми супесями и суглинками с неясной горизонтально-перистой слоистостью и псевдоморфозами по ледяным жилам (3—3,5 м), формировался в условиях сурового климата. Возраст 33—32 тыс. лет.

Можно видеть, что на протяжении 5—6 тыс. лет несмотря на непрерывное похолодание развитие долины шло в условиях близких к равновесным и только позже равновесие сменилось преобла-

данием аккумуляции и накоплением констративного (перигляциального) аллювия.

В разрезах II террасы Енисея у г. Красноярска теплолюбивые спектры эпохи каргинского межледниковья характерны лишь для горизонтов русловых галечников (2,4—4,5 м). Вышележащие суглинки и супеси пойменной фации (3—5 м) имеют черты перигляциального аллювия — облессованность, пылеватость, криогенные смятия (рис. 25). После превращения террасы в надпойменную на ее поверхности накапливались лёссовидные покровные отложения мощностью до 3 м. Аналогичное строение имеют террасы многих долин бассейна рр. Подкаменной и Нижней Тунгусок. В разрезах III надпойменной террасы р. Таймуры только базальные горизонты аллювия имеют теплые таежные спектры, а накопление основных объемов руслового и пойменного аллювия шло в условиях похолодания. Холодные спектры имеют пойменные и русловые фации II и I террас реки Суринда и ряда малых долин междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок.

Ангарский тип климатических ритмов в развитии долин распространен и в ряде других районов Сибири и Дальнего Востока. В Южном Приморье разрезы 10—15-метровой террасы р. Кивки в основании сложены русловыми галечниками ханкайского потепления (Q_2^1) мощностью 3,5—8 м, в средней части представлены пойменно-старичными фациями шмаковского похолодания (Q_2^2) мощностью до 2,5 м, а в верхах — покровными шлейфами следующей эпохи похолодания (Караулова, 1974).

Перечисленные особенности указывают на то, что в эпохи потепления в долинах рассматриваемых рек резко преобладали процессы врезания, и накапливался лишь маломощный инстративный аллювий. Только в начальной стадии эпох похолодания, когда климатически обусловленное изменение баланса обломочного материала замедлило врезание, реки приблизились в своем развитии к стадии динамического равновесия и получили возможность откладывать пойменные фации достаточной мощности. Возможно, этому благоприятствовало также увеличение высот паводков в связи с сокращением слоя сезонного протаивания. Таким образом, верхние горизонты «нормального» аллювия террас могут считаться

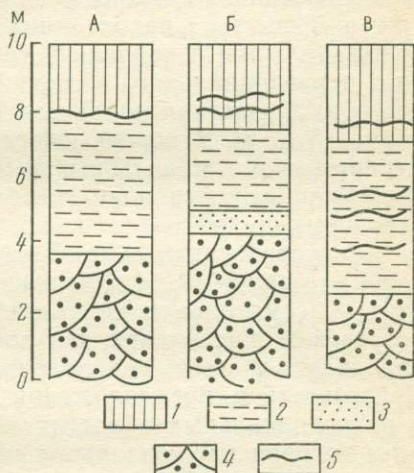


Рис. 25. Разрезы II террасы р. Енисея выше Красноярска (по Н. В. Кинд, 1974).

А — Забочка, Б — Киперный лог, В — Таштык. 1 — лёссовидные покровные отложения; 2 — облессованные пойменные супеси с чертами перигляциального аллювия; 3 — пески; 4 — русловые галечники; 5 — криогенные смятия

перигляциальными по климатическим условиям времени их образования. Вместе с тем их строение и состав (глинистость, иловатость, горизонтальная слоистость, четкое обособление горизонтов различного механического состава) большей частью отличны от таковых для типичного перигляциального аллювия. Основная причина этого — образование пойменного аллювия в интративную или в перстративную динамические фазы развития долин, а не в условиях констративного накопления. Лишь при смене холодного влажного климата холодным и сухим, т. е. во вторые фазы эпох похолодания баланс материала в долинах стал положительным и появились условия для накопления констративного перигляциального аллювия. Однако его мощности только на отдельных участках долин достигали 10—12 м, а в среднем равнялись 5—7 м. В первую очередь на это повлияли кратковременность перигляциального литогенеза и его развитие в условиях непрекращающихся поднятий бассейнов рек, а также ослабление склоновых процессов.

Следует отметить, что Т. Д. Боярская (1961), Н. А. Логачев (1965), а также Э. И. Равский в своих ранних работах (1961, 1964) рассматривали перигляциальный аллювий верхних частей разрезов террас Ангары как пойменный, обусловленный высокими паводками в эпохи похолодания и слабого протаивания грунтов. Действительно, предположения о малой зарегулированности стока в перигляциальных областях имеют основания, однако даже при этом условии наблюдаемые в разрезах отношения мощностей русловых и пойменных фаций 1:5 и даже 1:10 трудно объяснимы, поскольку подобные закономерности строения аллювиальных свит могут иметь место лишь в долинах мелких пересыхающих водотоков областей семиаридного климата (Лаврушин, 1963), либо на участках, обладающих специфическим гидрологическим режимом, например в зонах переменного подпора. Интерпретация разрезов аллювия Ангары как имеющих закономерную смену фаций от базальных до пойменных затруднена также и тем, что в этом случае аллювиальные свиты мощностью до 15—17 м следует считать перстративными. Относить подобные мощности к нормальным для Ангары нет оснований. Палеореки перигляциальных областей имели меньшую водность по сравнению с современными и «норма» аллювия для них не могла быть значительно больше, чем у современных рек (для Верхней и Средней Ангары до 10 м) несмотря на повышенные паводки в эпохи похолодания.

На примере аллювия террас Ангары можно видеть, что даже нормальный по строению сравнительно маломощный перстративный аллювий (без учета перигляциального, залегающего выше) может в нижних горизонтах иметь «теплые» спектры спор и пыльцы, а в верхних горизонтах, в пойменных фациях — относительно «холодные» спектры. На наш взгляд, это не противоречит принадлежности аллювия к одному эрозионно-аккумулятивному ритму в развитии долины, поскольку период образования аллювиальной толщи одного возрастного интервала может иметь длительность

в несколько тысяч лет, то есть охватывать этап значительных климатических изменений.

Тунгусский тип. В бассейне верхнего и среднего течения Нижней Тунгуски VI надпойменная терраса, синхронная эпохе максимального оледенения, имеет высоты до 50—60 м (Цейтлин, 1964), что свидетельствует о довольно значительных поднятиях за период среднего — позднего плейстоцена. В условиях активного восходящего развития рельефа в долине Нижней Тунгуски сформировалась серия цокольных террас, которые по особенностям строения четко делятся на ледниковые и межледниковые (рис. 26). Террасы, коррелируемые с эпохами оледенения — VI самаровская, V — тазовская и III — зырянская. Общее в строении этих уровней — повышенные суммарные мощности рыхлых отложений (до 25—30 м для VI—V и до 19—22 м для III террасы), формирование аллювиальных свит в процессе похолодания и изменения характера спорово-пыльцевых спектров от лесных до тундрово-степных, смена снизу вверх по разрезам базальных и русловых песчано-гравийно-галечных фаций песчано-глинистыми пылеватыми горизонтально или волнистослоистыми с прослоями щебнистых суглинков и включениями льда. Верхние горизонты аллювия ледниковых террас, нарушенные криотурбациями, интерпретируются С. М. Цейтлиным как мощные пойменные фации, однако, на наш взгляд, особенности этих горизонтов сближают их с перигляциальным аллювием, широко распространенным в бассейнах соседних рек — Енисея и Ангары. Значительные мощности аллювия свидетельствуют о том, что его верхние горизонты можно рассматривать как констративные, имея в виду относительную маловодность рек перигляциальных областей и уменьшенные нормальные мощности их аллювия — по сравнению с современными, которые для верхнего течения Нижней Тунгуски равны 9 м, а для среднего её течения до 17 м.

Террасы соответствующие эпохам потепления — IV казанцевская и II каргинская сложены существенно песчано-галечным материалом с подчиненными прослоями суглинков в верхах разрезов. Мощности аллювия достигают 15—20 м, что, по-видимому, примерно соответствует перстративным фазам или фазам медленного диагонального врезания относительно многоводных рек межледниковий.

Схема формирования террас Нижней Тунгуски, согласно которой все эпохи похолодания и потепления климата характеризуются преобладанием накопления аллювия, а переходные этапы врезами, аналогична схеме А. Яна (1955), установленной по исследованиям на площади Люблинской возвышенности (рис. 27). Вместе с тем подобная последовательность в развитии долин трудно объяснима с точки зрения только климатических ритмов, без привлечения тектонического фактора. В самом деле, по схеме А. Яна частота ритмов колебания температуры и влажности в два раза меньше частоты эрозионно-аккумулятивных ритмов. Поэтому прямой зависимости деятельности водотоков от осадков и обводненности

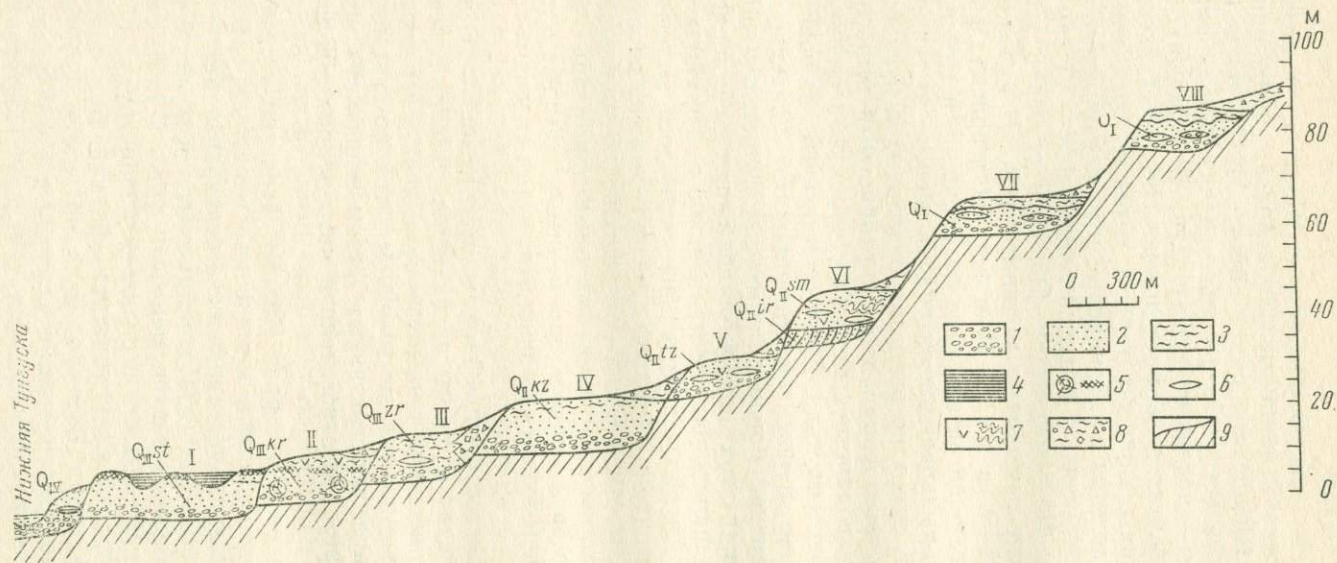


Рис. 26. Террасы среднего течения Нижней Тунгуски во внеледниковой зоне (по С. М. Цейтлину, 1964).
 1 — галечники; 2 — пески; 3 — суглинки; 4 — озерно-болотные отложения; 5 — погребенные почвы и остатки древесины; 6 — линзы льда; 7 — морозобойные клинья и криотурбации; 8 — суглинки со щебнем; 9 — коренные породы

не наблюдается. Если же считать, что развитие долин — функция двух переменных — изменений температуры и влажности (что вполне допустимо), то понятным становится механизм врезания в анагляциальную фазу, поскольку в это время понижение температуры и уменьшение испарения происходят гораздо скорее, чем сокращение влажности и количества осадков. Врезание же в катагляциальную фазу плохо объяснимо, так как период сокращения оледенения отличается малым увеличением осадков и значительным нарастанием температуры и испарения.

Если основываться на наиболее распространенной схеме зависимости динамики долин от климатических изменений (похолодание — преобладание накопления, потепление — преобладание врезания), то в развитии долины Нижней Тунгуски необъяснимы этапы врезания в конце казанцевского и каргинского межледниковий. На наш взгляд, эти врезания следует связывать с активизацией тектонических поднятий. Проявление тектонического фактора в межледниковые эпохи естественно, ибо многоводные водотоки, не перегруженные наносами, скорее будут реагировать на изменения базисов эрозии или уклонов. Важно также и то, что эпохи потепления были продолжительнее холодных периодов и, следовательно, должны отличаться более сложным тектоническим режимом.

Закономерности эрозионно-аккумулятивных ритмов, прослеженные в бассейне Нижней Тунгуски, характерны и для других перигляциальных областей, отличавшихся активными поднятиями в эпохи древних оледенений. В долине среднего течения Витима III надпойменная терраса синхронизируется с первым позднплейстоценовым оледенением, II с межледниковьем, а I — со вторым позднплейстоценовым оледенением. В бассейне верхнего течения Оби IV и II террасы сопоставляются соответственно с зырянским и сартанским оледенениями, а V и III считаются межледниковыми (Малолетко, 1972).

Долинообразование при относительно слабых поднятиях

Ледниковые области. В горноскладчатых областях на юге и северо-востоке СССР относительно слабые поднятия в ледниковые эпохи испытывали зоны сочленения хребтов и межгорных впадин, периклинальные окончания положительных структур, грабены, приразломные депрессии. Сюда же можно отнести и ледниковые районы в северо-западной части Сибирской платформы, где в от-

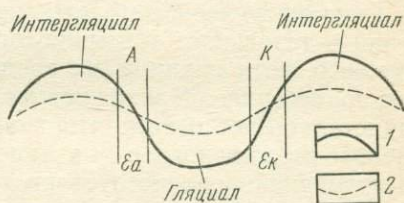


Рис. 27. Схема распределения эрозии в цикле гляциал — интергляциал (по А. Яну, 1955).

1 — температура; 2 — влажность (осадки);
Ea — эрозия анагляциальной фазы; A; Ek —
эрозия катагляциальной фазы K

личие от Русской платформы и Западно-Сибирской плиты стабильное воздымание имело место в течение всего среднего и позднего плейстоцена.

В бассейне Нижней Тунгуски и ее правых притоков — Тутончана, Виви, Тембенчи, а также в верховьях Котуя и Мойеро отложения ледникового комплекса максимального, самаровского, оледенения залегают в долинах вблизи современных урезов и, поднимаясь по склонам, выходят на междуречья. Помимо морены мощностью до 45—50 м, широко развиты водно-ледниковые отложения, а также пески, супеси и ленточные алевриты приледниковых подпорных бассейнов мощностью до 13—14 м (Архипов, 1959).

Гипсометрическое положение отложений более поздних оледенений — газовского и зырянского — примерно такое же как самаровского, хотя границы их распространения располагаются значительно севернее. Вложенное залегание ледниковых комплексов свидетельствует о том, что в эпохи разделяющих их межледниковий — мессовского и казанцевского — имело место не только восстановление речного стока и перемыв отложений ледниковых комплексов, но и углубление долин примерно до предледникового уровня, который был близок к современному. В итоге глубины долин мало изменялись с раннего плейстоцена до голоцена. Размыты межледниковий были недостаточными для полного уничтожения накопленных перед этим осадков, и на ряде участков долин наблюдается залегание в одном разрезе двух моренных горизонтов. Эта закономерность более характерна для прибортовых частей долин, участков локального прогибания или для депрессий рельефа на междуречьях. Вблизи русел основных рек типично прислонение ледниковых комплексов, их близкие высоты над урезами рек. Очевидно, подобное соотношение могло возникнуть в условиях тектонической стабилизации или слабого воздымания территории, покрывавшейся материковыми оледенениями. Прямых данных о колебательных движениях раннего — среднего плейстоцена в бассейне Нижней Тунгуски нет. Отмеченная ритмичность в развитии долин может быть связана с динамикой древних оледенений на фоне медленного поднятия территории.

Зандровые области. Выше отмечалось, что морфологические особенности остаются основными критериями при выделении в долинах рек зандровых участков. Так на территории приледниковых областей Русской равнины выделяются зандры в верховьях Волги, Тверцы, Днестра, Десны, Камы, а также в бассейнах Даугавы, Гауи, Немана, Венты, Няриса (Асеев, 1965, 1974, Цапенко и др., 1973). Поля зандров описаны также на северо-западе Сибирской платформы, на подгорной равнине западного Приверхоянья, в периферических частях межгорных депрессий горно-складчатых областей, таких, как Чуйская котловина на Алтае, северо-восток Тувы и Чарская впадина в Забайкалье. В указанных районах зандры формировались главным образом в эпохи оледенений среднего и позднего плейстоцена — днепровского (самаровского),

московского (тазовского) и валдайского (зырянского) и в условиях преобладающего поднятия, о чем свидетельствует вложенность более молодых зандров в более древние, террасированность зандровых участков долин.

Зандры днепровского оледенения Русской равнины обычно занимают наиболее высокое положение в долинах, распространяются на сниженные междуречья и вниз по течению сопрягаются с третьими надпойменными террасами высотой 30—40 м (Асеев, 1974). Занимающие более низкое гипсометрическое положение зандры позднего плейстоцена по времени образования синхронны вторым и первым надпойменным террасам. Помимо этого, в пределах зандровых полей каждого оледенения наблюдаются серии сближенных уровней, фиксирующих стадии деградации ледников.

Тектонические поднятия в областях развития зандров можно считать относительно слабыми, поскольку в периоды наибольшей интенсивности зандрового осадконакопления они не препятствовали площадной аккумуляции материала и образованию контрастных толщ отложений зандров. Так на территории Белоруссии ширина зандровых полей валдайского оледенения достигает 50 км, площади аккумуляции в бассейнах рек Оки, Москвы и Клязьмы измеряются многими тысячами квадратных километров. Мощности зандровых отложений часто достигают 15—20 м и даже 30—40 м. Эти величины значительно превышают нормальные мощности аллювия ледниковых потоков, которые весьма невелики и обычно даже при большой водности потоков измеряются первыми метрами, поскольку фуркация и интенсивная аккумуляция не создает в руслах больших глубин, а растянутый поводный режим обуславливает длительные, но невысокие подъемы уровней.

Тектоника и ритмика оледенений сложно взаимодействовали в процессе формирования зандрового пояса. Специфика зандров Русской равнины — увеличение относительных высот и расхождение уровней вверх по долинам, к проксимальным окончаниям. Это можно объяснить как увеличением уклонов ледниковых потоков вблизи конечных морен, так и нарастанием амплитуд гляциозвстатических поднятий по мере движения к ледниковым областям.

Характерная черта зандровых отложений — нарастание их мощности по мере движения к верховьям ледниковых долин и максимумы мощностей вблизи конечных морен. Эта закономерность связана с тем, что перегрузка ледниковых потоков наносами и их гидравлические уклоны максимальны вблизи ледников. Кроме того, заполнение верховьев долины льдом или мореной и резко обрывающиеся концы ледников или склоны моренных гряд способствуют образованию резкого перегиба или «входящего» угла в продольном профиле долины, который уничтожается как врезанием водотоков в морену, так и путем аккумуляции. Однако, на участках дифференцированных движений отмеченная выше закономерность может обуславливаться и тектоникой.

Формирование зандров в условиях наступания ледников (трансгрессивных, по А. А. Асееву) имеет место в обстановке господствующей роли экзогенных факторов. Мощная, нарастающая по интенсивности, аккумуляция в состоянии перекрыть значительные неровности рельефа подстилающих отложений и нейтрализовать влияние дифференцированных движений земной коры. Напротив, образование регрессивных зандров и их строение больше зависят от влияния «пассивной» и «активной» структур. В периоды деградации оледенений, когда развитие долин приледниковых областей идет по пути преобладающего врезания, значительные по мощности отложения зандров могут накопиться только в депрессиях ледникового рельефа, в зонах подпора или на участках локального опускания. С прогрессивным ослаблением живой силы водотоков, видимо, отчасти связано уменьшение крупности обломочного материала регрессивных зандров снизу вверх по разрезам (Асеев, 1973). В то же время при удалении ледников и ослаблении ледникового питания половодно-ледниковый режим рек постепенно меняется на перигляциальный, мало зарегулированный, с высокими паводками. Это влечет за собой появление в верхах аллювия тонкозернистых пойменных фаций.

В крупных приледниковых долинах (Волга, Днепр) изменения площадей бассейнов, объемов твердого и жидкого стока в связи с ритмичкой оледенения были относительно небольшими, а смена этапов аккумуляции и врезания — достаточно закономерными. Поэтому ритмы в развитии долинных зандров крупных долин прослеживаются довольно хорошо. Мелкие долины зандрового пояса (например, притоки Припяти в Полесье или Оки в Мещере) при миграции концов ледников могли менять объемы стока в десятки и сотни раз или отмирать в результате сложных перестроек гидро-сети зандровых равнин. Их развитие отражает изменения местных условий и не может служить основой для выводов, касающихся региональных закономерностей развития долин приледниковых областей.

Интерпретация фактического материала М. М. Цапенко и Е. П. Мандера (1968) долины Верхнего Днепра показывает, как в течение послеледникового времени сокращалось влияние ледников на развитие долины. Террасы Днепра на участке Орша — Рогачев переходят от поднятия к области прогибания и в связи с этим меняют свое строение и параметры. Однако эти изменения для разных террас неодинаковые (табл. 7).

Вторая надпойменная зандровая терраса, испытавшая наибольшие влияния оледенения, при переходе к области опускания сужается с 5—6 до 2—3 км несмотря на то, что ее высоты уменьшаются с 40 до 16 м. I надпойменная зандровая терраса увеличивает ширину в 4—15 раз, а пойма — в 10—50 раз. Увеличение мощности аллювия вниз по долине для II террасы максимум двукратное, для I — дву-трехкратное, а для поймы — пяти-десятикратное. Приведенные данные свидетельствуют о том, что в эпоху образования II террасы (первое позднеплейстоценовое оледенение)

Таблица 7

Терраса	Строение террас Днепра на участках Орши (1) и Рогачева (2)							
	ширина, км		высота, м		мощность аллювия, м		уклон, м/км	
	1	2	1	2	1	2	1	2
П н. т.	5-6	2,3-3,0	40	16-17	1,0-1,3	1,3-2,2	0,3	0,05
Г н. т.	0,2-1,0	3-4	15-17	7-8	5-15	16-30	0,14	0,06
Пойма	0,05-0,5	4-5	5-6	3,5-4,0	1-5	10-20	0,1	0,07

степень влияния экзогенных факторов была соразмерна с влиянием тектоники, а в голоцене их влияние не прослеживается.

Перигляциальные области. Эрозионно-аккумулятивные ритмы долин перигляциальных областей, развивавшихся в условиях относительно слабых поднятий, имеют много общего с охарактеризованными выше ритмами долины Ангары, однако отличаются и некоторыми особенностями.

В обстановке малой активности движений земной коры развивались долины позднеплейстоценовых Камы, Оки, Днепра, рек восточного склона Южного Урала, средне-позднеплейстоценовых Енисея и Нижнего Алдана, а также долины Приморья.

Сводка материалов, составленная по данным С. А. Архипова (1971), А. А. Асеева (1959), Ю. М. Васильева (1969), С. П. Горшкова (1960) и других авторов, показывает, что аллювиальные свиты указанных долин, синхронные эпохам потепления, имеют значительные мощности, которые при сравнении с параметрами современных рек должны считаться нормальными или несколько повышенными (табл. 8). Учитывая, что водность рек эпох потеп-

Таблица 8

Река	Эпохи потепления и мощность аллювия, м			
	Лихвинская, тобольская	Одинцовская, мессовско-ширтинская	Микулинская, казанцевская	Брянская, каргинская
Верхняя Кама	до 40-50	15-25	16-19	
Нижняя Кама, Белая	15-20	20		
Вятка		до 10-12	8,5	
Ока	15-20		до 20	
Дон	до 20		до 20-25	10-15
Нижний Днепр		15-20	до 20	
Мокша, Хопер			6-10	12
Средний Енисей	15-25	15-20	15-20	10-15
Средний Енисей	30-40		30-35	до 15
Долины восточного склона Южного Урала		2-5, до 8-15	6-8	2,5-8
Долины Приморья	5-10	—	2,5-4,0	3,5-4

ления среднего — позднего плейстоцена могла быть несколько больше современной, эти мощности можно считать весьма близкими к нормальным для соответствующих рек.

Структура аллювия эпох потепления в большинстве случаев характеризуется хорошим развитием всех основных фаций и, что очень важно, присутствием старичных и пойменных фаций, а также горизонтов погребенных почв. В верхах разрезов аллювиальных отложений на Верхней Каме широко развиты озерно-аллювиальные фации, на Оке — старичные фации (Асеев, 1959), на Дону — пойменные фации с илами и лигнитами (Васильев, 1969). Для отложений микулинского (казанцевского) времени долины Вятки характерны пойменные фации с торфом, синхронная этому времени III н. т. Дона содержит в верхах разрезов пойменные и старичные суглинистые разности, в осадках II погребенной террасы Оки фиксируются мощные пойменные фации с торфом. В долинах восточного склона Южного Урала (Яхимович и др., 1965) нижние горизонты комплексов III и II надпойменных террас (соответственно одинцовского и микулинского возрастов) в своих верхних частях сложены тяжелыми темно-бурыми или серыми суглинками и глинами озерно-болотного происхождения с растительными остатками. Аналогичное положение наблюдается и на реках перигляциальных областей Восточной Сибири, хотя там мощности и гумусированность пойменно-старичных горизонтов меньше. В большинстве опорных разрезов горизонт лихвинского (тобольского) межледникового представлен аллювием, хорошо дифференцированным на основные фации. Горизонты размыва имеют мощности 1,5—3 м, русловые фации 10—15 м, а пойменные 2—5 м (Шацкий, 1975).

В малых долинах Приморья (рр. Болотная, Опасная, Киевка, Суходол, Черная, Зеркальная) горизонты эпох потепления среднего и верхнего плейстоцена: ханкайский (Q^1_2), сунгацкий (Q^2_2), тихангоузский (Q^1_3) и черноручьинский (Q^3_3) залегают в нижних частях разрезов террас и всюду помимо песчано-галечных русловых фаций имеют хорошо развитые пойменные и старичные суглинки, глинистые пески, торфянистые алевриты, горизонты погребенных почв. Погребенные почвы венчают нижние горизонты аллювия в разрезах террас Чешского массива (Шибрава, 1969).

Полный набор фаций в свитах аллювия эпох потепления наблюдается, естественно, не повсеместно, в связи с последующими размывами верхних горизонтов и их сокращенными мощностями на участках сужений долин. Вместе с тем частое присутствие в разрезах всех основных фаций при их значительных мощностях свидетельствует о том, что в конце каждой эпохи потепления многие долины рек перигляциальных областей во всяком случае в нижних и средних течениях, на участках расширений достигали в своем развитии стадии динамического равновесия или были весьма близки к ней.

Для эпохи лихвинского или одинцовского межледникового в долинах европейской части СССР преобладающие опускания могли

существенно облегчить переход рек в стадию равновесия и даже повышенной аккумуляции, однако в эпохи потепления позднего плейстоцена решающим фактором, видимо, было усиленное врезание рек в связи с благоприятными климатическими условиями и выработка равновесных профилей на фоне медленных поднятий бассейнов. Очевидно, здесь четко проявилась закономерность развития речной сети, отмеченная И. П. Карташовым и заключающаяся в том, что в условиях медленных равномерных поднятий реки в состоянии неоднократно достигают стадий динамического равновесия или приближаться к ним, не прекращая врезания. Длительность эпох потепления плейстоцена, которая в 2—3 раза превышала продолжительность эпох похолодания (Величко, 1973), также способствовала выравниванию продольных профилей рек и накоплению фациально хорошо развитого аллювия.

В отличие от районов активных поднятий, где динамическое равновесие в долинах устанавливалось под влиянием внешнего фактора — похолодание климата, в условиях относительно слабых поднятий равновесие наступило главным образом как следствие саморазвития долин. Так обстоит дело в долинах Европейской части СССР, где и русловые, и пойменные фации межледникового аллювия имеют «теплые» спорово-пыльцевые спектры. В долинах Западной Сибири пойменные фации разрезов тобольского горизонта отлагались в обстановке заметного похолодания конца межледниковой — начала ледниковой эпохи (Шацкий, 1975). Роль климата как фактора достижения равновесия здесь отрицать нельзя, хотя она была не столь значительной, как в областях относительно активных поднятий.

Положение о достижении реками динамического равновесия в конце эпох потепления заслуживает внимания само по себе и принципиально важно для изучения механизма накопления выше залегающих толщ перигляциального аллювия. Оно показывает, что при относительно слабых поднятиях для перехода рек в стадию преобладающего накопления не требовались многократные изменения водности или объемов поступающего в русла материала. Статьи приходно-расходного баланса материала в долинах и, следовательно, определяющие их факторы (осадки, испарение, норма стока, интенсивность выветривания и склоновых перемещений) могли меняться в сравнительно небольших пределах, и этого уже было достаточно для изменения динамической фазы в долинах.

Верхние части разрезов террас в рассмотренных долинах сложены перигляциальным аллювием, мощность которого в отличие от областей активного поднятия, по долинам малых рек равна 4—5 м, в большинстве средних и крупных долин достигают 10 м, а местами 15—20 м (табл. 9).

Если не считать различий в мощностях, то перигляциальные отложения, формировавшиеся в обстановке активных и слабых поднятий, принципиально не отличаются друг от друга. В обоих случаях это констративные аллювиальные толщи, отложенные

Таблица 9

Река	Эпохи похолодания позднего плейстоцена, мощность перигляциального аллювия, м	
	Калининская, зырянская	Осташковская, сартанская
Нижний Днепр	15—20	7—15
Дон	до 15—17	6
Ока	20	12—14
Вятка	12	до 10
Мокша, Хопер	4—5	5
Средняя Обь	10—15	9—12
Средний Енисей	15—20	10—15
Средний Енисей	15—20	5—10
Долины Восточного склона Южного Урала	5—8	1,7—3
Долины Приморья	2—3	2—5

в эпохи похолодания и положительного баланса обломочного материала в долинах. Можно лишь отметить, что при слабых поднятиях накопление перигляциального аллювия начиналось раньше и совпадало с начальными стадиями эпох похолодания, охватывая, таким образом, большие отрезки времени, нежели в условиях активных поднятий.

В верхних звеньях гидросети и в долинах маловодных рек перигляциальные комплексы из аллювиальных становятся делювиальными. В малых долинах Южного Урала — Большой и Малый Сурень, Большой и Малый Ик, Большой Инзер и др. (Яхимович и др., 1965) перигляциальные комплексы московского, калининского и осташковского оледенений представлены только делювиальными супесями и суглинками желто-бурых тонов со щебнем и мелкой галькой. Сухолюбивые степные спектры спор и пыльцы свидетельствуют о значительной деградации речной сети, прекращении постоянного стока в небольших долинах, о замещении флювиального осадконакопления субаэральным.

В долинах малых рек Приморья горизонты эпох похолодания верхнего плейстоцена (лозовский Q^2_3 и партизанский Q^4_3) более грубые по сравнению с подстилающими их пойменными фациями эпох потепления, содержат большое количество местного материала, в верховьях представлены овражно-балочным аллювием.

Внеледниковые области. Территории, наиболее удаленные от границ распространения древних оледенений — южные районы Украины, Донбасс, Предкавказье, юг Западной Сибири, предгорья Средней Азии — характеризовались относительно небольшими колебаниями климата в ледниковую эпоху. Влияние климатических факторов на развитие долин было здесь минимальным, однако проблемы изучения долин взаимодействия различных факторов в процессе развития долин остаются и для этих территорий.

На примере долин Центрального Казахстана в бассейнах Ишима, Нуры и Сарысу рассмотрим развитие гидросети в обста-

новке замедленных поднятий и относительно слабого влияния климатических изменений. На протяжении среднего — позднего плейстоцена в долинах указанных рек сформировались две пойменные и две-три надпойменные террасы, высоты которых сильно меняются в зависимости от размера реки и участков долин. Превышения III надпойменной (рисской террасы) колеблется от 10—12 до 20—25 м, II и I надпойменных (вюрмских) соответственно от 5—7 до 17—18 м и от 3—4 до 12 м.

Наибольшее распространение и мощности (до 10—15 м) имеют отложения III надпойменной террасы и сопряженных с ней аллювиальных равнин, представленные главным образом разнозернистыми песками с подчиненными прослоями супесей, суглинков, а в основании — илов или иловатых песков. В разрезах аллювиальных равнин не наблюдается отчетливого измельчения материала снизу вверх и четкого деления фаций на русловые и пойменные. Активную аккумуляцию в долинах Центрального Казахстана можно связывать с повышенной обводненностью территории и увеличением транспортирующей способности рек в эпоху максимального оледенения. Не отрицая наличия в это время хорошо развитых долин, следует отметить, что повышенные мощности и господство русловых фаций свидетельствуют о констративном накоплении материала в долинах. В условиях значительного стока и ничтожной роли процессов перигляциального литогенеза активное выполнение долин осадками можно объяснить только значительными площадями относительно прогибающихся участков на фоне медленных поднятий всего района. К подобным участкам относятся Тенизская, Карагандинская, Сарысуйская и некоторые другие депрессии, в пределах которых широко развиты аллювиальные равнины среднего плейстоцена.

Следует отметить, что данные о глубоких колебаниях климата и связанных с ними изменениях водности рек Центрального Казахстана в десятки раз (Волков, 1967) являются преувеличенными. Основанием для подобных выводов послужило сравнение радиусов излучин древних и современных русел, причем в современных долинах измерялись свободные излучины, а в древних — радиусы амфитеатров, вдающихся в коренные склоны долин выше площадок II и I надпойменных террас Ишима. На наш взгляд, ошибочно считать дугообразные амфитеатры фрагментами свободных излучин и по их радиусу определять параметры древних русел. В природе известны лишь единичные случаи сохранения излучинами первоначальной формы при образовании врезанных меандр путем их наложения на коренное ложе долины. При боковом же подмыве коренных склонов долины меандры должны обязательно отклоняться от формы свободных излучин. При этом одновременное боковое и продольное смещения излучин приводит к тому, что радиус амфитеатра в коренном склоне оказывается значительно больше радиуса излучин.

Кроме того сравнительный анализ параметров излучин не дает надежных сведений об изменении средних многолетних расходов,

поскольку эти параметры во многом зависят от руслоформирующих расходов. Последние же могут значительно меняться при увеличении неравномерности внутригодового стока, т. е. при неизменных многолетних объемах стока.

И. А. Волков указывает на существенную переработку поверхности II надпойменной террасы Ишима субаэральными процессами, которые связываются с эпохой резкого сокращения стока между этапами образования II и I террас. Но, во-первых, образование субаэральных лёссовидных отложений происходило в надпойменную стадию развития террасы и не имело прямой связи со стоком. В обстановке семиаридного климата эрозионно-аккумулятивные процессы в долинах протекают одновременно с процессами субаэрального литогенеза междуречий. Во-вторых, нелогично связывать время углубления долин и образования уступов террас с усыханием и почти полным прекращением стока, а время значительных боковых миграций рек с этапами обводнения.

II и I надпойменные террасы на реках Северного Казахстана и юга Западной Сибири вытянуты вдоль современных долин и сложены маломощными (в среднем 4—5 м) аллювиальными отложениями, часто подразделяемыми на русловые и пойменные фации. Последние на более высокой террасе мощнее (до 2—4 м) и содержат больше глинистого материала. Общая палеографическая реконструкция свидетельствует об усыхании климата и сокращении расходов рек в позднем плейстоцене, что само по себе не должно стимулировать врезание. Локализацию эрозионно-аккумулятивных процессов следует объяснить усилением поднятий территории, в которые были вовлечены и многие впадины. Определяющим фактором четкой фациальной дифференциации аллювия II и I надпойменных террас была смена динамических фаз в развитии долин. Климатически обусловленные изменения режима стока, в частности увеличение высот паводков, повлияли лишь на соотношение мощностей основных фаций аллювия.

Развитие долин в областях опускания

Ледниковые области. Области древних оледенений, испытавшие в конце раннего и в среднем плейстоцене преобладающие опускания (Русская платформа, Западно-Сибирская плита, отдельные районы Восточной Сибири и Северо-Востока СССР), характеризуются развитием погребенных долин, которые наиболее детально изучены на Русской равнине в пределах границ московского и валдайского оледенений.

Наиболее характерные особенности этих долин следующие: значительные глубины — до 150—200 м, небольшая ширина — в среднем 0,5—2 км, крутые слабо террасированные склоны — до 30—35°, ступенчатые продольные профили с частыми переуглублениями.

Разрезы долин представлены отложениями ледникового комплекса — чередованием одного — четырех горизонтов морены, водно-ледниковых и озерно-ледниковых осадков общей мощностью до 100—150 м (рис. 28). Наиболее древние морены нижнего плейстоцена (главным образом, окская, а в пределах Белоруссии — белорусская), залегающие в основании разрезов погребенных долин, не всегда ложатся непосредственно на коренное ложе и часто подстилаются грубозернистыми песками с гравием, галькой, валунами или безвалунными песками и суглинками. Мощности «доледникового» аллювия весьма различны. Для долин Костромской области они оцениваются от 7—3 до 30—35 м, для территории Смоленской области в 10—15 м (Шевченко, 1962), в долине пра-Упы 3—10 м, для бассейна Верхнего Днепра от 1—5 до 30—40 м (Исаченко, 1967). В целом отмечено нарастание мощностей «доледникового» аллювия к северо-западу, где большая часть древних долин имела средние и нижние по течению участки и где смена поднятий опусканиями произошла раньше (Асеев, 1974).

Общие черты строения погребенных долин (узость, крутосклонность, слабая разработка, значительные уклоны — 0,5—1 м/км) свидетельствуют о том, что в доледниковый этап развития они не достигали стадии равновесия и не имели нормальный по строению и мощностям аллювий. Это подтверждается грубозернистостью подморенного материала, отсутствием в нем пойменных и старичных фаций. Повышенные же мощности отложений, залегающих в тальвегах долин, видимо, связаны уже с этапами выполнения долин под влиянием оледенения. Подморенные отложения большей частью являются осадками приледниковых или подледниковых потоков и лишь в единичных случаях имеет «теплые» спорово-пыльцевые спектры и могут рассматриваться как аллювиальные, не связанные с оледенением.

Отложения окского оледенения — первого на Русской равнине, оставившего значительные следы своей деятельности — в пределах древних долин имеют весьма неравномерное распространение, то исчезая, то увеличиваясь в мощности до 50—30 м. Для центральной Белоруссии неровности кровли окской морены достигают 113 м. После отступления окского ледника несмотря на некоторую нивелировку эрозионного рельефа продольные профили долин

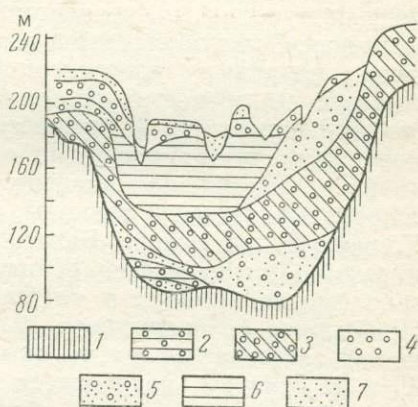


Рис. 28. Геологический разрез погребенной долины в районе г. Рославля (по В. А. Исаченко, 1963).

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

были очень неровными, изобиловали высокими перемычками и глубокими замкнутыми углублениями. Это не позволяло рекам лихвинского межледниковья повсеместно врезаться и формировать закономерно построенные аллювиальные горизонты. Специфика лихвинских отложений в разрезах погребенных долин — широкое распространение мощных (до 30—40 м) озерно-ледниковых отложений, а также продуктов перемыва окской морены.

Благодаря выполнению депрессий моренного рельефа и размыву местных базисов эрозии рельеф днищ древних долин ко времени наступания среднеплейстоценового ледника был значительно выровнен. Этим объясняется главная особенность днепровской морены — покровное залегание и сплошное распространение с относительно малыми амплитудами высот подошвы. Мощности отложений днепровского ледникового комплекса (морены вместе с подморенными и надморенными водно-ледниковыми отложениями) имеют максимальные значения — до 30—40 м — вблизи главного водораздела Русской равнины, в пределах Смоленско-Московской, Клинско-Дмитровской, Бежецкой, Галичской, Чухломской, Угличской возвышенностей. К югу и северу от этой полосы мощности закономерно убывают и на Валдае, Карельском перешейке и в Прибалтике не превышают 10 м. Аналогичное изменение мощностей наблюдается и у морены московского оледенения — до 30—40 м на главном водоразделе и несколько севернее и до 20 м в краевой зоне и в пределах области последнего (валдайского) оледенения.

Несмотря на неровности подошвы и кровли морен среднеплейстоценовых оледенений преобладающее их залегание, в том числе и в древних долинах, — выдержанное по простиранию, согласное и покровное. Это свидетельствует о незначительных размывах в эпохи отступления ледниковых покровов. Преобладание среди межморенных комплексов не аллювиальных, а водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений указывает на то, что восстановление системы долин было фрагментарным, а участки врезов — локальными.

Длительный и многоэтапный процесс погребения долин ледниковых областей Русской равнины протекал на фоне преобладающего опускания, что ослабляло межледниковые врезы, благоприятствовало общему выравниванию рельефа. Вместе с тем воздействие оледенений на процесс погребения долин в целом было аналогичным по направленности и не менее значительным по интенсивности. Можно сказать, что влияние тектоники и ледников как факторов выполнения долин было однозначным, однонаправленным и поэтому разграничение этих факторов весьма затруднительно. Столь же трудно разграничить влияние этих факторов на ритмичность процесса погребения долин. В настоящее время отсутствуют прямые доказательства связи опусканий с оледенениями и поднятий с межледниковьями (даже если считать действенным механизм гляционизостази); в то же время очевидна тесная зави-

симость ритмики осадконакопления в долинах от динамики оледенений.

Локальные участки относительного прогибания в границах древних оледенений Сибирской платформы и горно-складчатых областей: долины — грабены Путорана, Муруктинская котловина, Малык-Сиенская впадина бассейна Колымы, локальные тектонические опускания на Кавказе в долинах Терека, Зеленчука и Кубани — также характеризуются наличием в разрезах двух-трех моренных горизонтов, разделенных толщами водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений.

Зандровые и перигляциальные области. В условиях преобладающего опускания, а затем при относительно стабильном тектоническом режиме развивались долины зандровых и перегляциальных областей Русской платформы (Волги, Камы, Днепра и их притоков) в эпоху днепровского оледенения и предшествовавшего ему лихвинского межледниковья среднего плейстоцена. В связи с тем, что этап опускания и погребения долей начался задолго до наступления максимального оледенения, к началу последнего долины были выполнены значительными по мощности осадочными толщами, которые в верхних частях были представлены лихвинскими межледниковыми отложениями.

В долинах рек Белой и Камы доднепровские осадки, представленные кривичской аллювиальной свитой, выполняют широкие до 9 км древние понижения и имеют значительные мощности — 6—13 м на Каме и 12—26,5 м на Белой. Кривичский аллювий отличается повышенными мощностями базальной и старичной фаций (соответственно до 7—10 и 4—10 м). Пойменные фации, редко сохранившиеся от размыва, имеют мощности до 3—4 м. Реки, отложившие подобные отложения, могут рассматриваться как многоводные, с незначительными уклонами, широкими и хорошо разработанными долинами и руслами, а кроме того, с широко развитыми зонами приустьевого подпора и пойменных разливов. В долине средней пра-Волги кривичские аллювиальные свиты также представлены всеми основными фациями, в том числе старичными (4—11 м) и пойменными (до 5 м) при общих мощностях до 20—35 м. Формирование верхних горизонтов аллювия происходило в условиях подпора и повышенной старичности (Горецкий, 1966).

Доднепровский аллювий древней долины Оки представлен русловыми песками от тонкозернистых до крупнозернистых мощностью до 15 м и более, а также пойменными песчано-суглинистыми фациями мощностью до 9 м. На ряде участков смена фаций свиты позволяет предполагать ее констративное строение.

Развитие верхнекривичского пра-Днепра сопровождалось активной боковой эрозией, расширением долины. С длительными высокими паводками связано широкое распространение и повышенные мощности старичных, озерных, болотных и пойменных фаций.

Отмеченные закономерности строения аллювиальных свит лихвинского межледниковья позволяют полагать, что к началу днепровского оледенения и формирования перигляциального аллювия

долины основных рек находились в стадии динамического равновесия или близко к ней, а на ряде участков развивались в условиях небольшого прогибания и накопления аллювия повышенных мощностей.

Сделанный вывод имеет принципиальное значение, так как из него следует, что для перехода долин в стадию аккумуляции констративного перигляциального аллювия не требовались чрезвычайно резкие изменения баланса обломочного материала. Эти изменения, так же как и определяющие их факторы — тектонические и климатические — могли быть сравнительно небольшими и в то же время достаточными для начальных стадий накопления перигляциальной формации.

Перигляциальная формация бассейнов Волги, Камы, Днепра и их притоков формировалась в условиях сложного взаимодействия тектонических движений и климатических условий. На участках наилучшей сохранности разрезы формации общей мощностью до 35—40 м состоят из трех пачек, каждая из которых характерна особым спорово-пыльцевым спектром. Обычно спектры нижней пачки лесные, а верхние — холодные степные, соответствующие максимуму днепровского оледенения и стадиям его отступления. Горизонты половодно-ледниковых осадков в разрезах чередуются со слоями торфа, русловых и старичных фаций, соответствующих эпохам потепления. Непрерывное, без значительных размывов, накопление констративного аллювия в условиях меняющихся климатических условий может иметь место лишь в благоприятной тектонической обстановке, при господстве медленных прогибаний.

С другой стороны, площадное распространение перигляциальной формации, смена флювиальных фаций долинной зоны субазральными склоновой зоны, а также нарастание мощностей перигляциальных отложений от центральных частей долин к склонам (в среднем от 5—20 до 15—40 м) обусловлены тем, что перигляциальная формация — продукт своеобразных климатических условий. Сочетание факторов привело к тому, что погребение сложной сети долин в эпоху максимального оледенения явилось наиболее отличительной особенностью их плейстоценовой истории.

По мере движения от основных долин к междуречьям абсолютная и относительная роль тектоники в накоплении осадков перигляциальной формации уменьшалась, а роль климата возрастала. Изменения баланса обломочного материала в логах и балках приводораздельных частей бассейнов были наиболее значительными в связи с тем, что модули стока здесь менялись в десятки и сотни раз. Это было основной причиной того, что мощности перигляциальных отложений в балках и мелких долинах были несоразмерно большими и достигали 20—40 м и более.

В долинах Волги и Камы относительное повышение базиса эрозии в эпоху перигляциального осадконакопления было большим, что привело к затрудненному стоку и накоплению верхних горизонтов перигляциального аллювия при очень малых уклонах — 1,4—2,5 см/км. В долине Днепра формирование уровня перигля-

циальной террасы шло при относительно низком оазисе эрозии и свободном оттоке вод. Это совместно с повышенной аккумуляцией в верхьях явилось причиной более значительных уклонов кровли перигляциальных осадков — 3—10 см/км.

В перигляциальных районах Западной Сибири, где накопление перигляциальной формации среднего плейстоцена шло в обстановке преобладающего опускания, мощности ее отложений и их роль в развитии долин аналогичны тому, что мы имеем для бассейнов Волги и Днепра. Так же как и на Русской равнине, перигляциальная формация южных районов Западной Сибири начала образовываться после того, как наиболее крупные долины раннего — начала среднего плейстоцена (тобольского времени) приблизились в своем развитии к стадии динамического равновесия или находились в условиях преобладающего выполнения осадками. Об этом свидетельствуют значительные мощности тобольского горизонта и его аналогов — обычно более 15—20 м, а на ряде участков до 50—55 м. Диагональные пески русловых фаций тобольского аллювия во многих местах перекрыты суглинистыми старично-пойменными осадками с торфом мощностью до 5 м. В Бийско-Барнаульской впадине монастырская аллювиальная свита, коррелируемая с тобольской, венчается песчанистыми глинами, суглинками, а в депрессиях палеорельефа — озерно-аллювиальными фациями (Архипов, 1971). Значительные врезы долин тобольского времени (до 100 м и более) были связаны с активизацией тектонических движений на рубеже раннего и среднего плейстоцена, а их хорошая разработка и выполнение мощными аллювиальными толщами — с постепенным ослаблением поднятий и сменой их медленными опусканиями.

Перигляциальная формация, залегающая почти без размыва на тобольском горизонте, в депрессиях древнего рельефа юга Западной Сибири (впадины Бийско-Барнаульская, Кулундинская, Кузнецкая) представлена субэральными фациями междуречий и перигляциально-аллювиальными фациями долин, а севернее, в приледниковых районах половодно-ледниковыми отложениями обширных периодических разливов. Мощности формации, сильно варьирующие в зависимости от конкретных условий, достигают 20—30 м, а в бассейне Верхней Оби до 100 м (большереченская и красnodубровская свиты).

Своеобразные черты строения перигляциального аллювия большереченской свиты — однообразие фациального и механического состава, преобладание субгоризонтальной слоистости облекающего типа, мелкоземистость, пылеватость — следствие специфического режима водотоков перигляциальных областей. Вместе с тем связывать все особенности подобных отложений с «типично-ледниковым питанием в условиях стабильных уровней и расходов» (Архипов, 1971, с. 179) нет достаточных оснований. Характерные черты перигляциального аллювия, с одной стороны, можно объяснить слабой дифференцированностью перстративного «исходного» аллювия на реках с суровым континентальным климатом, а с дру-

гой — отсутствием условий для дифференциации фаций при констративном накоплении осадков.

В пределах горно-складчатых областей южной части Сибири выполнение долин мощными толщами флювиогляциальных и перигляциальных накоплений было связано с локальными прогибами или впадинами. На Алтае примером такого рода служит Яломанская впадина при слиянии Катунь и Чуи. В среднем плейстоцене впадина испытывала прогибание, в условиях которого шло накопление валунно-галечной толщи мощностью до 100 м. Сопряженность толщи с конечными моренами в долине Чуи и насыщенность ее белесым алевропелитовым материалом (ледниковая мука) свидетельствуют о ее водно-ледниковом происхождении. Вместе с тем в строении толщи никак не отражена ритмика развития древнего оледенения; ее распространение и мощности, видимо, главным образом зависели от тектоники Яломанской впадины в среднем плейстоцене.

Внеледниковые области. Внеледниковые области преобладающего опускания характеризовались накоплением толщ констративного аллювия, общие мощности которого в большинстве случаев отражают амплитуды прогибания. Вместе с тем влияние тектоники на ярусность и фациальную структуру аллювиальных толщ не всегда является очевидным и определяющим.

Древние долины Волги, Камы, Оки, Днепра и ряда их крупных притоков на протяжении раннего — начала среднего плейстоцена развивались в условиях преобладающего опускания бассейнов и накопления сложнопостроенных толщ констративного аллювия. Толщи аллювия подразделяются на несколько свит, среди которых наиболее распространены венедская, нижнекривичская и верхнекривичская погребенные свиты (Горецкий, 1964, 1966). Все погребенные свиты имеют хорошо развитые базальные горизонты или горизонты размыва мощностью от 0,5 до 6 м, изредка до 10—11 м, состоящие из плохо сортированных песчано-гравийно-галечных отложений часто с валунами, щебнем и глыбами. Выдержанность по простиранию базальных горизонтов позволила проследить свиты на большие расстояния и четко определить соотношения между ними. Большие части свит сложены русловыми песчаными фациями, мощности которых при полной сохранности варьируют от 10 до 25 м. На участках слабого перебива свиты венчаются пойменными фациями мощностью от 2 до 6 м, в зонах подпора имеют повышенные — до 3—11 м мощности старичных фаций. Общие мощности погребенных свит от 10—15 м в верховьях долин до 35—40 м в низовьях (табл. 10).

Судя по палеогеографическим реконструкциям, свиты древнего аллювия формировались в эпохи низкого положения базисов эрозии, повышенных по сравнению с современными уклонами русел и теплого климата межледниковий. Максимумы увлажнения, проходящиеся на окончание межледниковий и начальные стадии оледенений, совпадали с заключительными этапами накопления древнего аллювия. Учитывая общую тенденцию нарастания суровости

Свита	Мощности свит, м			
	Средний Днепр	Средняя Ока	Нижняя Кама	Средняя Волга
Верхнекривичская	5—10	15—20		30—35
Нижнекривичская	12—17	15—20	20—30	30—35
Венедская	10—15	15—20	20—30	30—40

и континентальности климата от раннего плейстоцена к верхнему, надо считать, что нормы стока и водность ранне-среднеплейстоценовых рек Русской равнины были большими, нежели современных. Сравнительная узость древних долин, видимо, обуславливала значительные высоты паводков, что помимо того, подтверждается достаточными мощностями пойменных фаций древнего аллювия (до 5—6 м). Указанные особенности древних рек очевидно должны были обуславливать несколько большие нормальные мощности древнего аллювия по сравнению с современными.

Рассчитывая «норму» аллювиальных отложений с учетом подруслового «сезонно-активного» аллювия, мощности которого для рек типа Днепра, Волги или Камы приближенно равны 3—5 м, можно полагать, что для современных Среднего Днепра и Средней Оки нормальная мощность аллювия будет равна 14—20 м, а для Нижней Камы и Средней Волги 20—25 м. Эти цифры либо близки, либо только в 1,5 раза меньше мощностей аллювия древних рек Русской равнины. С учетом того, что нормальная мощность древнего аллювия могла быть несколько больше нежели современного, можно сделать вывод о том, что мощности древнеаллювиальных свит раннего и среднего плейстоцена — венедской, нижнекривичской и верхнекривичской — нормальные или близки к нормальным для древних рек Русской равнины.

Несколько повышенные в ряде случаев мощности свит или их отдельных фаций могут быть связаны с влиянием местных условий. Так увеличение мощности базальных горизонтов до 3—11 м вероятно объясняется близостью источников крупнообломочного материала. Повышение мощности старичных отложений в долине Нижней Камы объяснимы влиянием подпорных явлений. Близость мощностей древнего аллювия к нормальным отражает закономерность его строения, в частности, широкое распространение мощных русловых песчаных отложений, не разделенных горизонтами размыва, а кроме того, венчание разрезов хорошо развитыми пойменными фациями.

О характере тектонических опусканий в период погребения долин раннего — среднего плейстоцена можно судить по условиям залегания базальных горизонтов аллювия. Подошва каждой свиты занимает определенное гипсометрическое положение относительно меженных уровней современных русел (табл. 11).

Таблица 11

Отложения, свита	Положение подошвы свит относительно межи, м			
	Средний Днепр	Средняя Ока	Нижняя Кама	Средняя Волга
Аллювий поймы	-7-9	-10-12	-12-13	-11-13
Аллювий I н. т.	-10-13	-4-6	-9-11	-10-12
Перигляциальный аллювий	-3-10 (10)*	+4-5 (16-20)	+16-18 (20-24)	+5-7 (10-12)
Верхнекривичская	-18-21 (8)	-12-15 (7-8)	-4-6 (12-14)	-4-6 (12)
Нижнекривичская	-26-29 (10)	-20-22 (8)	-16-20 (14-16)	-16-18 (17)
Венедская	-37-39	-23-30	-32-34	-33-35

* В скобках — разница высот соседних свит.

Русловые фации отдельных свит очень редко включают про- слон или линзы фаций размыва, которые являются следами диа- гональных смещений русел. Подобные примеры описаны главным образом в нижних частях долин (Волга у Жигулей), где мощности древнего аллювия максимальны. Горизонтальные поверхности по- дошвы свит и почти повсеместное развитие горизонтов размыва свидетельствует о том, что погружение и накопление аллювия не было равномерным, и в определенные этапы древние русла сме- щались по днищам долин в узких интервалах высот. Видимо, опускания многократно сменялись периодами тектонической ста- билизации, когда долины находились в состоянии динамического равновесия. Предполагать смену опусканий поднятиями, т. е. коле- бательный характер движений, нет оснований, так как узкие и глу- бокие врезы в кровлю аллювиальных свит не наблюдаются, а вло- женность более молодых толщ в более древние имеет сугубо подчи- ненное значение по сравнению с наложенностью. Частичное при- слонение вышележащих толщ к нижележащим объясняется тем, что импульсы опускания имели значительно меньшие амплитуды, чем мощности свит. Величины расхождения базальных горизонтов смежных свит примерно в два раза меньше мощностей аллювия каждой свиты в отдельности. Следовательно, в период формиро- вания каждой последующей толщи аллювия верхняя половина бо- лее древней толщи оказывалась в интервале боковых смещений русел и активного размыва. С последним обстоятельством связана плохая сохранность пойменных и верхних горизонтов русловых фаций каждой аллювиальной свиты.

Рассматривая вопрос о влиянии на ритмику осадконакопления в долинах климатически обусловленных колебаний баланса мате- риала, прежде всего укажем на важный вывод Г. И. Горецкого о том, что все древнеаллювиальные свиты связаны с межледнико- выми эпохами. Несмотря на то что такая закономерность не ока-

зала решающего влияния на ритмы осадконакопления в древних долинах, исключать влияние климатических колебаний на фациальную структуру аллювия не следует. Базальные горизонты погребенных свит в большинстве случаев мало сортированы, обогащены слабоокатанными обломками как местных пород, так и принесенных ледниками с северо-запада гранитов, кристаллических сланцев, кварцитов, яшмовидных пород. Продукты перемыва морен раннеплейстоценовых оледенений (для венедской свиты — березинского, камского или пахринского, для кривичских — окского), залегающие в основании аллювиальных свит, в значительной мере явились перлювием для древних водотоков. Этим можно объяснить повышенные мощности базальных горизонтов и их слабую сортировку. Устойчивость базальных горизонтов к размыву, возможно, стимулировала горизонтальную миграцию русел и в конечном счете способствовала четкой стратификации свит в разрезах погребенных долин. В данном случае можно говорить о роли базальных фаций как экранирующих горизонтов в разрезах аллювия.

В настоящее время нет данных, указывающих на то, что развитие долин в приледниковых областях раннего — начала среднего плейстоцена ощутимо зависело от климатических факторов, как это имеет место для второй половины среднего — позднего плейстоцена. Очевидно, причина этого не только в недостаточной изученности погребенных долин того времени, но и в меньшей суровости более ранних ледниковых эпох, которая была недостаточна для резких колебаний баланса материала в долинах. Оставляя этот вопрос открытым, можно сказать, что накопление аллювиальных толщ венедской и кривичских свит в межледниковья явилось дополнительным фактором того, что осадки этих свит по мощности близки к нормальным для соответствующих прарек, венчаются пойменными фациями, характерными для аллювиальных свит внеледниковых областей и имеют полный набор четко обособленных друг от друга основных фаций.

Развитие долин северо-восточной окраины Чуйской впадины на юге Казахстана происходило на фоне преобладающего прогибания. На протяжении среднего — позднего плейстоцена накопились аллювиальные осадки шошкаульгенской и сарайской свит общей мощностью около 300 м. Нижние части каждой свиты, представленные главным образом песчано-гравийно-галечными фациями мощностью до 20—25 м, отлагались в условиях повышенной увлажненности и водности водотоков. Вышележащие слабо дифференцированные на фации супесчано-алевритовые отложения мощностью от 90 до 150 м отложены водотоками в эпохи усыхания (Елисеев, 1961). Если считать, что в течение всего периода накопления осадков движения были равномерными, а компенсация прогибания впадины аккумуляцией была полной, то соотношение мощностей нижних и верхних частей свит (1:3—4) будет соответствовать соотношению по времени эпох увлажнения и усыхания климата. При этом уклоны водотоков не должны значительно

меняться, и размеры наиболее крупных фракций аллювия будут определяться только водностью и соответствующей ей скоростью потока. Смена гравийно-галечных фаций размером 0,3—1,6 см алевритовыми — 0,05—0,01 мм или уменьшение диаметра обломков в 500—1000 раз должны обуславливаться при постоянных уклонах примерно пятикратным уменьшением скоростей и примерно десятикратным сокращением расходов водотоков. Подобные соотношения связаны с законами гидравлики, согласно которым диаметр обломков пропорционален скорости в четвертой степени ($5^4=725$), а уменьшение скорости обычно происходит в два раза медленнее, чем уменьшение расходов воды. Имеющиеся данные о палеоклиматах и режиме стока рек южного Казахстана не позволяют определенно судить о десятикратных изменениях водности водотоков. Возможно, что изменчивость фациального состава отложений связана также и с колебаниями уклонов русел. Уклоны рек в эпохи увлажнения могли значительно возрастать, а это было возможно лишь в том случае, если аккумуляция опережала прогибание. В периоды усыхания климата и ослабления аккумуляции продолжавшееся опускание вновь приводило к уменьшению уклонов. Таким образом, фациальную изменчивость аллювиальных толщ Чуйской впадины можно рассматривать как следствие изменения водности рек и уклонов водотоков. Ритмичность осадконакопления может быть объяснена не движениями земной коры, хотя последние и могли быть неравномерными, а климатически обусловленными изменениями транспортирующей способности рек. Степень компенсированности прогибания осадконакоплением в этом случае менялась от минимальной в конце эпох увлажнения до максимальной при усыхании климата.

Некоторые особенности эрозионно-аккумулятивных ритмов плейстоцена и формирования перигляциального аллювия

Широко распространенные разновидности аллювия эпох древних оледенений — зандровый и перигляциальный по ряду признаков сходны между собой. Имеется в виду их монофациальность, отсутствие старичных и хорошо развитых пойменных фаций, волнистая часто облекающая слонистость. Однако отмеченное сходство — следствие различных причин. Фациальная однородность зандровых отложений — в первую очередь результат половодного режима рек с ледниковым питанием. Поэтому отсутствие старичных и пойменных фаций характерно для инстративного и перстративного аллювия ледниковых потоков. Переход к констративной фазе накопления не вносит принципиальных изменений в строение этих осадков.

Режим перигляциальных рек в отдельных районах также приближался к половодно-ледниковому. Об этом можно судить по строению современного аллювия рек Северо-Востока СССР (Лав-

рушин, 1963) и Якутии, где русловые фации занимают господствующее положение. Вместе с тем для юга Восточной Сибири, Западной Сибири и юго-востока европейской части СССР можно предполагать относительно небольшую зарегулированность стока перигляциальных областей. В этих условиях специфика перигляциального аллювия не объяснима только гидрологическим режимом.

Показательно, что во всех случаях, даже при активных поднятиях бассейнов, перигляциальный аллювий залегает на нормальной аллювии эпох потепления, связан с перегрузкой русел обломочным материалом, с их непрерывным повышением и сменой мандрирования фуркацией. Это независимо от режима уровней приводит к тому, что руслоформирующими в равной степени становятся любые расходы и, следовательно, основные фации аллювия теряют свою самостоятельность. Обособление русел от коренных пород и ослабленность процессов перемыва древнего аллювия не создают условий для образования четко выраженных базальных горизонтов. Равномерное затопление паводками днища долин при их значительных скоростях не способствует образованию в долинах застойных водоемов и отложению типично пойменных фаций. С этим же обстоятельством связано и преобладание субгоризонтальной слоистости в разрезах перигляциального аллювия.

Таким образом, климатические условия через изменение баланса обломочного материала создавали предпосылки для смены вреза аккумуляцией. Тектонические движения создавали различные условия для подобной смены и, следовательно, влияли на мощности перигляциального аллювия. Однако непосредственным прямым фактором образования перигляциальных отложений долин и их специфического строения следует считать констративную динамическую фазу в развитии долин. Можно сказать, что перигляциальный аллювий в первую очередь связан с динамикой развития долин, затем с климатом и в последнюю очередь с тектоническим режимом.

Слабая в целом дифференциация перигляциального аллювия на фации в разных районах неодинакова и в ряде случаев проявляется довольно отчетливо. В разрезах перигляциальных осадков III надпойменной террасы Дона хорошо различимы русловые и пойменные фации. Первые представлены песками глинистыми мелко- и тонкозернистыми мощностью от 3—5 до 15—19 м, вторые — коричневато-желтыми супесями с прослоями песка мощностью 2—11 м (Васильев, 1969). Можно полагать, что динамические условия накопления не всегда играют решающую роль в образовании фациальной структуры перигляциального аллювия. С одной стороны, незарегулированность стока перигляциальных районов (если таковая имела место) постоянно стимулировала обособление основных фаций в противовес динамическому фактору. С другой стороны, в конечные этапы констративной аккумуляции реки иногда находились в состоянии близком к равновесию, при котором процессы дифференциации аллювиальных фаций должны

были получить достаточное развитие. В условиях слабых тектонических поднятий равновесные фазы между эпохами перигляциального осадконакопления и межледникового врезания выражены более полно. Очевидно, при этом обособление пойменных и русловых фаций в разрезах эпох похолодания должно иметь большее распространение по сравнению с бассейнами рек в областях активных поднятий.

Особенность механического состава перигляциального аллювия — его пылеватость, высокое содержание алевритовых фракций 0,05—0,25 мм. Фракции подобного размера для большинства современных рек образуют рубеж между влекомыми и взвешенными наносами. В паводки они легко переходят во взвешенные наносы и могут составлять до 50% всего их объема. На спаде половодья они интенсивно осаждаются и в меженном русле находятся в состоянии влекомых. Большая подвижность этих наносов в отличие от песчано-галечных и в то же время малая транзитность по сравнению с глинистыми частицами могут объяснить их большую роль в разрезах перигляциального аллювия. В связи с этим суждения исследователей о том, что в перигляциальном аллювии преобладают взвешенные наносы (Васильев, 1969) или влекомые (Архипов, 1971), неправомерны. Фракции алевритов, пылеватых и тонкозернистых песков поступают в русла и проходят по ним значительные расстояния в качестве взвешенных, с другой стороны — волнистая или субгоризонтальная слоистость указывает на их волочение по дну перед окончательной фиксацией в разрезе.

В долинах Волги, Камы, Дона, Оби, Енисея, бассейны которых в раннем и среднем плейстоцене развивались в условиях прогибания или замедленных поднятий, а позже были вовлечены в более активное воздымание, мощности перигляциального аллювия последовательно сокращаются от более древних террас к более молодым (Васильев, 1973; Величко, 1974). В то же время в долинах Ангары и Нижней Тунгуски, формировавшихся в условиях более активного и равномерного во времени поднятия подобной закономерности не наблюдается, и мощности перигляциального аллювия примерно равны на всех уровнях среднего и позднего плейстоцена. Влияние на распределение мощностей аллювия прочих факторов, таких, как сокращение продолжительности эпох похолодания от среднего плейстоцена к позднему или уменьшение водности рек в условиях сурового климата позднего плейстоцена, отрицать полностью нельзя. Однако, действуя однонаправленно с тектоникой, они, видимо, лишь подчеркивали изменение масштабов перигляциального литогенеза, которые в основном зависели от направленности тектонических движений.

Как отмечалось выше, характерная особенность разрезов террас среднего — позднего плейстоцена — образование их нижних частей в условиях теплого климата, а верхних — в обстановке похолодания. Подобная закономерность, фиксируемая в большинстве долин, в том числе на реках Восточной Сибири — Енисее, Ангаре, Лене, Алдане является доминирующей.

Река	Высоты террас, м	
	Холодные спектры в низах и теплые в верхах разреза	Холодные спектры в верхах и теплые в низах разреза
Средний Енисей	15—22	9—14 и 23—25
Уда	16—18	8—10 и 18—22
Средняя Лена	10—15 (до 12—20)	6—8 (до 10—18) и 20—30

Вместе с тем наблюдаются и отклонения от указанной схемы или нарушения ее, что дает основание отдельным авторам сомневаться в решающей роли климатических колебаний как фактора ритмичного развития долин и образования террас (Воскресенский, 1962). Отклонение от схемы проанализированы нами на примере сибирских рек, однако они имеют место и в других перигляциальных областях (Шибрава, 1969).

1. Нижние горизонты разрезов террас имеют относительно холодные спектры, а верхние — более теплые (табл. 12). Подобная картина наблюдается в долине Среднего Енисея, где красноярская терраса (15—22 м) имеет холодный спектр в основании и теплый в верхних горизонтах аллювия, в то время как более древняя березовская терраса и более молодая ладейская характеризуются закономерной сменой спектров (Зубаков, 1965). В долине р. Уды «обратную» смену спектров имеет терраса 16—18 м, а в среднем течении Лены — терраса, имеющая высоты от 10—12 до 15—20 м (Коржуев, 1969). Работы Ю. П. Барановой, И. Ю. Долгушина, А. П. Пуминова и Ю. И. Мешковой показывают, что террасы с «теплеющими» снизу вверх по разрезам спектрами известны в долинах Мархи, Арга-Сале, Верхнего Алдана, Вилюя, а также на притоках Нижней и Подкаменной Тунгусок.

2. Нижние и верхние горизонты разрезов имеют относительно холодные спектры, а средние — более теплые. Такая последовательность наблюдается в долине р. Чадобец в разрезах I надпойменной террасы (Лаухин, 1966) и в бассейне р. Куды, где III надпойменная терраса высотой 20—25 м имеет холодные спектры в русловых фациях, теплые в старичных и снова холодные в верхах разреза (Адаменко, 1969).

3. Нижние и верхние горизонты разрезов имеют относительно теплые спектры, а средние — более холодные. Примеры подобного строения описаны в разрезах II надпойменной террасы долин Анабара и Оленека В. В. Жуковым и др. (1966).

Переходя к рассмотрению причин отмеченных отклонений от общей схемы строения террас, следует прежде всего выделить области наиболее активного плейстоценового поднятия (такие, как верховья Алдана) или локальных опусканий (долина Лены выше г. Олекминска, локальные депрессии на среднем Енисее), где роль тектонического фактора в образовании террас, по крайней мере,

в определенные отрезки времени была решающей, а колебания климата лишь осложняли тектонические ритмы и сложно с ними взаимодействовали. Затем необходимо особо рассматривать террасы в низовьях Енисея, Лены, Анабара, Оленека и Котуя, формирование которых происходило под сильным влиянием трансгрессий и регрессий Полярного бассейна, имеющих сложные временные соотношения с эпохами похолодания и потепления.

Что же касается долин среднего Енисея, Ангары, Средней Лены, нижнего Алдана и Вилюя, где климатические ритмы в развитии долин выражены наиболее ярко, то здесь причины перечисленных выше отклонений следует искать в особенностях самих ритмов.

Процесс врезания реки в аккумулятивную поверхность террасы, начавшийся в результате потепления и увлажнения климата, смелы перигляциальной растительности лесной и положительного баланса наносов отрицательными, не может сразу привести к превращению пойменной террасы в надпойменную. Для этого врезы должны превысить глубины заливания поймы высокими паводками, которые на крупных реках Сибири достигают нескольких метров. Следует также иметь в виду, что в периоды врезания и сужения русла паводки возрастают и это задерживает выход террасы за пределы высоких уровней. В настоящее время мы почти не имеем данных о темпах врезания рек в различные этапы плейстоцена. Однако приближенные оценки О. А. Борсука и А. С. Чалова (1973) показывают, что скорости врезания Лены за период от верхнего плейстоцена могли варьировать в пределах 0,5—2,0 мм/год. По материалам А. П. Окладникова и А. П. Пуминова (1958), скорости врезания р. Оленек в голоцене можно оценить примерно в 1 мм/год. Беря максимальные значения врезания, получим, что для углубления русла на 3—5 м потребуется время в 1,5—2,5 тыс. лет.

Единичные для Сибири данные о скорости накопления осадков верхних горизонтов аллювия дают тот же порядок величин — 1,5 мм/год. Следовательно, за время с начала потепления климата и врезания до выхода поверхности террасы из пределов влияния паводковых уровней, т. е. за несколько тысяч лет, мощность аллювия может увеличиться на несколько метров. Естественно, что в этом случае его верхние горизонты мощностью до 3—5 м будут иметь более теплые спектры пыльцы и спор нежели нижележащие. Средние мощности перигляциального аллювия в долинах крупных рек Восточной Сибири варьируют в пределах 5—15 м. Таким образом, нарушенная последовательность спектров может наблюдаться в пределах верхней трети разрезов.

Климатические оптимумы эпох потепления плейстоцена примерно синхронизируются с завершением этапов врезания и накопления основных (нижних и средних) частей разрезов аллювия. Мощности аллювия теплых эпох в большинстве случаев равны 5—10 м, а зачастую увеличиваются до первых десятков метров. Таким образом, к началу следующего похолодания и смены отрицательного баланса наносов положительным в долинах накопи-

вается примерно половина всей толщи аллювия данного климатического ритма, причем накопление его идет в обстановке непрерывного потепления. Имея в виду, что возраст базальных горизонтов аллювия может быть на несколько тысяч лет древнее, чем возраст средней части, можно полагать, что и спектры в основании разрезов будут значительно «прохладнее» по сравнению со спектрами средних частей аллювиальных толщ. Так, в долине р. Чадобца в условиях наибольшей суровости и сухости климата отлагались средние части перигляциального аллювия I надпойменной террасы, а верхние горизонты образовались при деградации мерзлоты, в условиях потепления и увлажнения, приведших к врезанию (Лаухин, 1967). По данным Н. В. Кинд (1972), в приенисейской части Сибири нижние горизонты каргинского аллювия отлагались в первую фазу потепления (50—42 тыс. лет назад), а оптимум эпохи потепления датируется возрастом 42—35 тыс. лет, т. е. наступил на несколько тысяч лет позже.

Колебания климата в эпоху материковых оледенений плейстоцена создавали предпосылки для многократных переходов баланса обломочного материала в долинах от положительного к нулевому и далее к отрицательному или наоборот, а также для перехода долин от одной динамической фазы к другой. Протекая на фоне различных по направленности и интенсивности тектонических движений, эти изменения привели к образованию многочисленных типов развития долин. Схемы основных динамических типов развития долин, показанные на рис. 29, могут рассматриваться как наиболее распространенные и интересные с точки зрения оценки влияния основных факторов долинообразования — тектоники и климата.

Для каждой группы областей (ледниковых, приледниковых и т. д.), имеющих свои особенности климатических изменений и связанных с ними эрозионно-аккумулятивных процессов, намечается серия динамических типов развития долин, которые зависят в основном от интенсивности и направленности тектонических движений. Например, рассмотренные выше динамические типы климатических ритмов долин перигляциальных областей (рис. 30) отличаются относительной ролью фаз врезания, равновесия и накопления, соотношением этих фаз с климатическими эпохами, а также временем и масштабами накопления перигляциального аллювия.

Заключением к первой части работы может служить анализ схемы, где показана роль тектоники и климата в развитии долин на трех основных этапах их новейшей истории (рис. 31). Влияние тектоники как агента образования долинных форм или морфо-структурное начало долинообразования были особенно велики в олигоцене — плиоцене и значительно сократились на втором и третьем этапах развития долин. Влияние тектоники как прямого фактора углубления долин или морфоскульптурное начало долинообразования на первом этапе были несколько снижены, вследствие активности морфо-структурного начала и относительно слабой тектонической активизации. На втором этапе они стали максимальными, а на третьем резко сократились из-за возросшего влия-

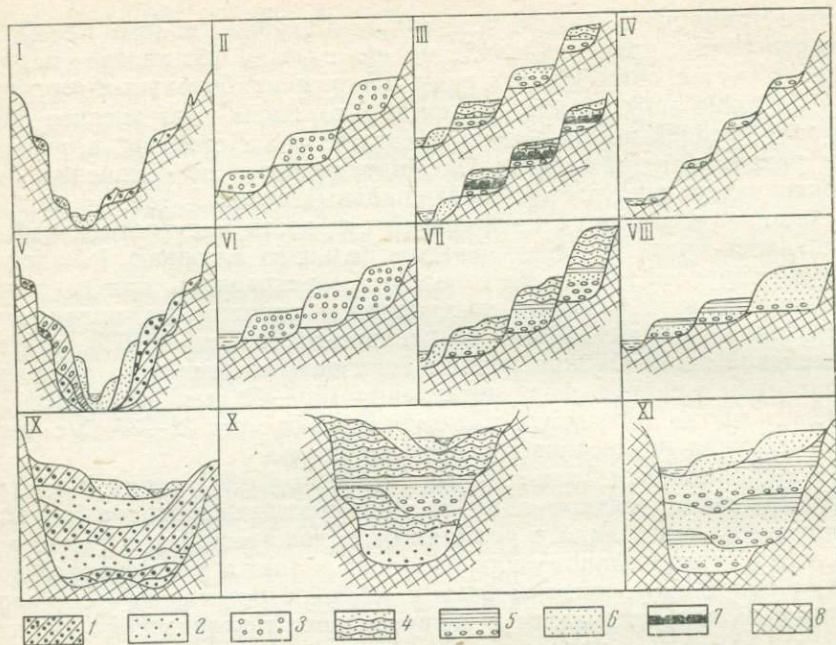


Рис. 29. Развитие долин плейстоцена как результат взаимодействия движений земной коры и изменения климата.

Области активных поднятий: I — ледниковые, II — зандровые, III — перигляциальные, IV — внеледниковые; области относительно слабых поднятий: V — ледниковые, VI — зандровые, VII — перигляциальные, VIII — внеледниковые; области опусканий: IX — ледниковые, X — зандровые и перигляциальные, XI — внеледниковые; 1 — разновозрастная морена; аллювий: 2 — доледниковый, 3 — приледниковый (зандровый); 4 — перигляциальный, 5 — межледниковый и внеледниковый, 6 — послеледниковый; 7 — верхние (пойменные) горизонты межледникового аллювия начальных стадий эпох похолодания; 8 — коренные породы



Рис. 30. Динамические типы климатических ритмов в развитии долин перигляциальных областей Северной Евразии.

1 — весьма активные поднятия — горные области, сужения долин на плато и возвышенных равнинах, 2 — активные поднятия — плато и возвышенные равнины; 3 — слабые поднятия — низменные равнины и котловины позднего плейстоцена; 4 — опускания — низменные равнины и котловины раннего — среднего плейстоцена

ния тектоники как косвенного фактора углубления долин. В роли последнего движения земной коры выступали отчетливо в плиоцене, когда они предопределяли (а не обуславливали непосредственно) врезы рек, связанные с увлажнением климата и восстановлением речных систем. В плейстоцене эта роль возросла и проявлялась во многих районах в процессе развития климатических ритмов долин.

Погребение долин на первом и втором этапах их новейшей истории в большей части было прямым следствием прогибания, а на

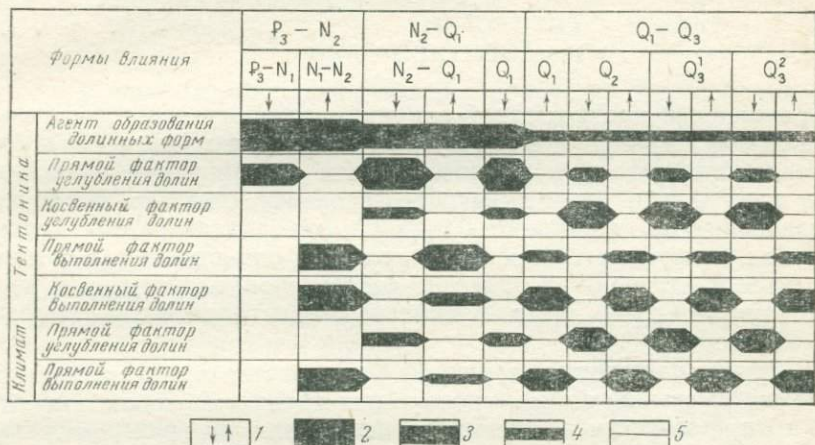


Рис. 31. Роль тектоники и климата в развитии долин на разных этапах новейшей истории

1 — преобладание углубления или выполаживания долин; степень влияния факторов: 2 — сильное, 3 — среднее, 4 — слабое, 5 — весьма слабое

третьем этапе подобных случаев стало меньше в связи с нарастанием тенденции к поднятию большинства морфоструктур. Таким образом, влияние тектоники как прямого фактора выполаживания долин уменьшилось во времени. Косвенная роль тектоники в погребении долин была значительная в течение всех основных этапов мощного осадконакопления в эрозионных формах рельефа.

Климат как прямой фактор углубления долин, по-видимому, выступал и в эпоху расчленения рельефа олигоцена, однако прямые доказательства пока отсутствуют. Более надежные признаки роли климатических изменений наблюдаются в начале второго этапа, когда в ряде районов увлажнение стимулировало врезание рек. На третьем этапе климатически обусловленные врезы фиксируются на огромных территориях древнеледниковых и перигляциальных областей. Наконец, роль климата как прямого фактора погребения долин отчетливо проявляется на всех трех этапах, хотя в одних случаях причиной были аридизация и распад речных систем, в других — прямое воздействие оледенений, а в третьих — изменение баланса обломочного материала в условиях перигляциального климата.

Часть II ЛИТОЛОГИЯ, ГИДРОЛОГИЯ И ПРОЦЕССЫ САМОРАЗВИТИЯ В ФОРМИРОВАНИИ ДОЛИН

Глава 4. ЛИТОЛОГИЯ И РАЗВИТИЕ ДОЛИН

Важнейшей предпосылкой влияния литологического фактора на развитие рельефа, и в частности речных долин, является неодинаковая устойчивость пород к процессам выветривания и размыва. Так, допускаемые неразмывающие скорости рыхлых осадочных образований не превышают 0,5—1,0 м/сек, для щебнистых, галечниковых и плотных глинистых отложений они равны 1—2 м/сек, мергелей и сланцев — 2—3 м/сек, известняков, песчаников и мерзлых грунтов — 3—6 м/сек, а скальных кристаллических пород — 16—25 м/сек.

В случае нарушения структуры большинства пород скорости их размыва уменьшаются в несколько раз. Поэтому в зонах повышенной трещиноватости на разломах, флексурах, по границам разнородных структур различия в устойчивости пород к размыву возрастают.

Протяженные контакты пород с резко различной сопротивляемостью к размыву наблюдаются в областях сочленения крупных тектонических структур таких, как Украинский кристаллический массив и Днепровская впадина, складчатые сооружения Урала и Казахстана и Западно-Сибирская плита, Анабарский массив и Тунгусская синеклиза.

Многообразное в качественном и количественном отношении влияние литологических особенностей междуречий, склонов и русел на развитие долин имеет несколько аспектов. Неоднородные по строению и различные по устойчивости к выветриванию и размыву породы ложа долин накладывают отпечаток на рельефообразование главным образом в периоды преобладающего углубления и разработки долин. С другой стороны, в периоды преобладающего накопления аллювия, выполнения долин осадками или их погребения литология обломочного материала бассейнов в определенной мере влияет на состав и фациальные особенности аллювия. Наконец, совершенно не изученным остается вопрос о влиянии литологии на ритмы в развитии долин.

Литологический фактор оказывает практически повсеместное влияние на детали строения долин и на местные, частные изменения состава аллювиальных отложений (перегибы склонов, шиверы и перекаты в руслах, аномальные по глубине плесы в местах

выщелачивания пород, скопления грубообломочного материала у основания склонов и т. д.). Менее изучено, но более важно для развития долин влияние литологии на основные закономерности эрозионно-аккумулятивных процессов и на формирование значительных участков долин в течение длительных этапов их геологической истории.

Цоколи террас — результат взаимодействия тектоники и литологии

Понятия «цоколь» и «цокольная терраса» не имеют определенного смыслового значения. В настоящее время широко распространен «визуальный» подход к этому понятию, т. е. терраса считается цокольной, если обнажения вскрывают подошву ее аллювия. Согласно определению И. С. Шуккина (1960), к цокольным относятся террасы, у которых подошва аллювия выше уреза реки. Указанный подход во многих случаях себя оправдывает в практической деятельности, но с методической точки зрения он недостаточно обоснован. Во-первых, в этом случае положение подошвы аллювия определяется относительно уреза реки, т. е. сравнивается с весьма непостоянным уровнем. Во-вторых, обнаженность цоколя зависит от характера боковой подработки террасы, от распространения в долине более молодых уровней и планового положения древней долины по отношению к современной.

С учетом изложенного, мы полагаем, что цокольной можно считать такую террасу, или ее участок (выраженные в рельефе или погребенные), у которых основание уступа ниже подошвы аллювия. Поскольку уступы террас обычно опускаются ниже урезом и заканчиваются на уровне подошвы современного аллювия, а не на уровне плесов, высоту цоколя правильнее определять как сумму его видимой, подводной и подрусловой части (рис. 32, $\Sigma_{I} = a + b + \theta$). Для погребенных террас, уступы которых прослеживаются ниже подошвы современного аллювия, высоты цоколей будут равны интервалу между подошвой аллювия данной террасы и следующей более молодой по возрасту (Σ_{IV}). Терраса может считаться аккумулятивной лишь в том случае, если ни один из последующих врезом не достиг подошвы ее аллювия. Надо отметить,

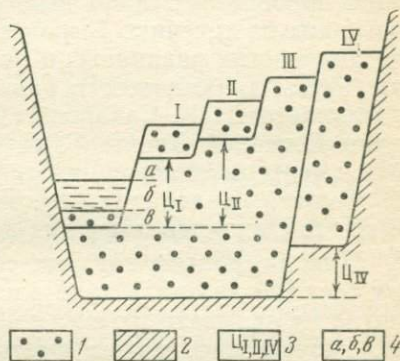


Рис. 32. К определению понятия «цокольная терраса».

1 — аллювий русла и террас; 2 — коренные породы долины; 3 — высоты цоколей I, II и IV террас; 4 — составляющие цоколя I террасы: видимая (a), подводная (b) и прирусловая (θ)

что цоколи тех террас, уступы которых не прослеживаются ниже подошвы современного аллювия, целесообразно измерять относительно этого уровня, независимо от того, сколько этапов врезания имело место с момента «появления» цоколя террасы, т. е. с момента, когда основание уступа террасы вскрыло подошву ее аллювия (ЦП). Необходимость этого связана с тем, что терраса, имеющая цоколь выше подошвы современного аллювия, в будущем может оказаться около русла, ее уступ вступит в новую стадию своего развития, а цоколь окажется вскрытым боковой эрозией.

Особенности формирования первичного рельефа эрозионных цоколей дают возможность выделить две основные категории и 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 днища долины приобретают облик выровненной поверхности, слабонаклоненной вниз по течению. Выровненность подошвы аллювия характерна для многих равнинных и полугорных рек, переживших длительные фазы динамического равновесия. На этом, в частности, останавливается Е. И. Сахарова (1960) при рассмотрении строения долины Северной Двины. Г. И. Горецкий (1948) пишет об устойчивом высотном положении подошвы аллювия на пойме и террасах р. Чусовой. Колебания отметок цоколей здесь не превышают 1—3 м, что очень невелико для долины такого типа и размера.

Цоколи, рельеф которых создан главным образом процессами боковой эрозии в ходе расширения рекой своей 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 под этим 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 «врезывания». Достаточная выровненность подошвы аллювия здесь возможна при врезании реки в толщу рыхлых коренных пород или

древних отложений долины. В процессе погребения долин под осадками повышенной мощности реки не только перебивают отложения, но и подрабатывают коренные склоны, образуя террасы «подрезывания» или «подземные» террасы. Наконец, в процессе аккумуляции и накопления повышенных мощностей аллювия может появиться цокольная пойма, 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. Перечисленные разновидности цоколей срезания показаны на рис. 33.

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 подшовой для более поздних аллювиальных отложений, влияя 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, перебивая мощную толщу аллювия, то там, то здесь вскрывает коренные породы погребенного ложа долины, смещается по их поверхности, приспособляется к их рельефу. В результате террасы врезывания могут иметь очень плоские выдержанные поверхности, сравнительно однообразный по механическому составу аллювий и сложный рельеф цоколей с незакономерно меняющимися высотами над современным урезом.

Неровные цоколи террас, образовавшиеся на более ранних этапах интенсивного врезания долины, прошедшие затем стадию погребения (стадию облекания аллювием) и вновь вскрытые эрозией, предлагаются называть цоколями облекания. Основные отличия их от рассмотренных выше 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 вообще отсутствует, либо проявляется

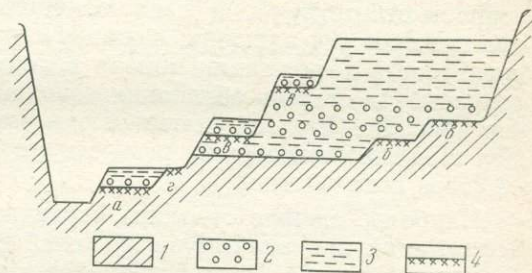


Рис. 33. Разновидности цоколей срезания.

1 — коренные породы; 2 — русловой аллювий; 3 — пойменный аллювий; 4 — цоколи срезания: а — эпохи динамического равновесия, б — эпохи констративной аккумуляции, в — эпохи боковой эрозии коренных пород на уровне поймы

в ослабленном виде. 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 цоколями срезания.

В отличие от сингенетичных цоколей срезания цоколи облекания можно считать реликтовыми, образованными в более ранний этап развития долины.

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 исключить 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.

Наиболее сложно отделить первичные неровности цоколей от их деформаций при значительных колебаниях высотных отметок поверхностей террас. Распространение в долинах цоколей облекания в ряде случаев приводит к странному, на первый взгляд, характеру изменения высот подошвы аллювия разновозрастных террас. Так, низкие террасы могут иметь более высокие цоколи, чем вышележащие уровни. Одна терраса может иметь неодинаковые по высотам цоколи на противоположных склонах долины. Цоколи низких террас могут иметь резкие колебания при их выдержанности в уступе более древнего уровня.

Наглядные примеры цоколей облекания известны в долинах Дона, Днепра и Волги, где надпойменные террасы сложены мощными комплексами перигляциальных отложений. В процессе выполнения долин осадконакопление распространялось на сниженные участки склонов и междуречий, которые могут иметь довольно расчлененный рельеф. Будучи впоследствии откопанным из-под рыхлых отложений последний и обуславливает резкую изменчивость высоты подошвы аллювия (Васильев, 1973).

Рассмотренные выше две основные 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» 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», распространение которых

является функцией литологии пород, скорости и ритмичности аккумуляции в долине.

Примеры изучения цоколей с целью определения относительной роли литологии и тектоники в их образовании могут быть подразделены на несколько групп (рис. 34).

К первой группе относятся примеры анализа строения речных долин, которые указывают на господствующую роль литологического фактора в изменении высот цоколей террас.

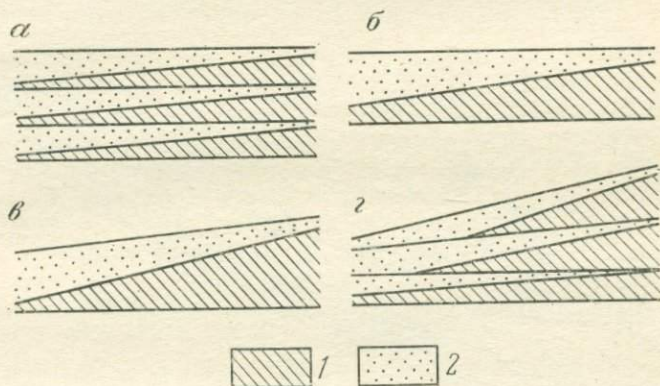


Рис. 34. Анализ изменения высот цоколей речных террас и определяющие его факторы: *а* — изменение высот цоколей при неизменных высотах нескольких террас, *б* — изменение высоты цоколя при неизменной высоте одной террасы, *в* — изменение высоты цоколя при деформации одной террасы, *г* — изменение высот цоколей при деформации нескольких террас
1 — цоколи террас; 2 — аллювий террас

Изменение строения террас Камы на участке пересечения долиной границы тектонических зон привело Н. В. Введенскую к выводу о значительных градиентах движений в зонах сопряжения структур. В частности, границы каледонид и герцинид, а также зона сочленения герцинских структур с Предуральским прогибом рассматриваются как активные в новейшее время зоны, и мотивируется это резким снижением высоты цоколей всех террас Чусовой при пересечении этих границ (рис. 35). 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 выглаживании продольных профилей поверхностей террас, а также большие перегибы молодых террас (нижне- и среднелейстоценовых) по сравнению с древними. Трудно объяснить указанные несоответствия и большим 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 Чусовой различия в устойчивости коренных

пород создали определенный перегиб продольных профилей русла и подошвы аллювия соответствующей террасы. Следующая за врезом стадия аккумуляции наступила 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

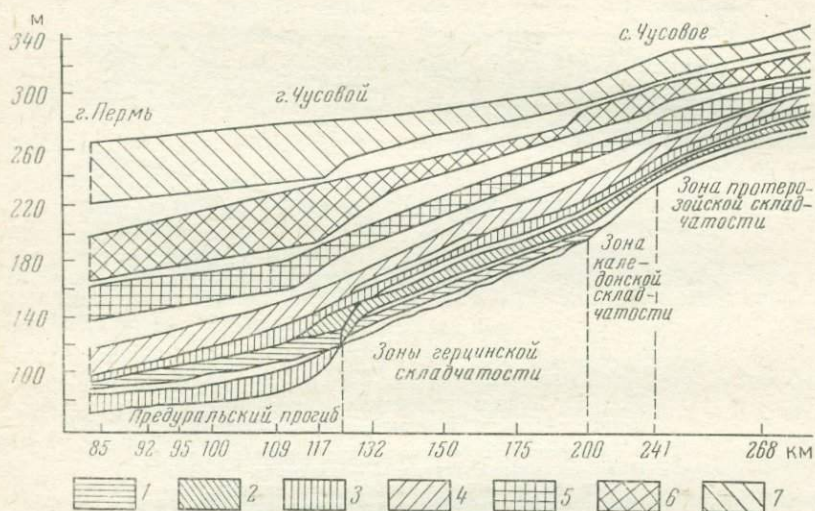


Рис. 35. Строение долины р. Чусовой (по Н. В. Введенской, 1967).

Надпойменные террасы: 1 — верхний плейстоцен, 2 — средний плейстоцен, 3 — нижний плейстоцен, 4 — верхний плиоцен, 5 — верхний миоцен, 6 — средний миоцен, 7 — олигоцен — миоцен

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 объяснить все перегибы поверхностей цоколей надпойменных террас влиянием литологии без привлечения тектонического фактора. Очевидно, резкость каждого перегиба зависела от литологических условий на соответствующем уровне врезания. Возможно, с этим связан и большая амплитуда перегиба цоколей низких террас Чусовой.

В работе Н. В. Введенской не придается большого значения роли литологии, но все же отмечается, что на границе герцинской и каледонской складчатых зон, где террасы меняют строение, имеет место контакт двух свит — ашинской и такатинской. Таким образом, отсутствие деформации террас, их выклинивание выше разломов наряду с резкими перегибами цоколей противоречат новейшей тектонической активности зон сочленения крупных структур-

ных элементов, пересекаемых долиной Чусовой, и свидетельствуют о пассивном выражении в рельефе древних структурных линий.

Сопряженные продольные профили террас р. Айювы на юге Печорской депрессии (рис. 36) показывают, что участок наибольших уклонов и повышенных высот цоколей террас совпадает с положительной тектонической структурой. Долина реки врезана в однородные породы и поэтому аномалии в строении террас скорее можно объяснить влиянием не литологии, а тектоники. Вместе с тем колебание высот цоколей в несколько раз больше, чем высот террас — соответственно до 10 м и 2—3 м. Цоколи местами

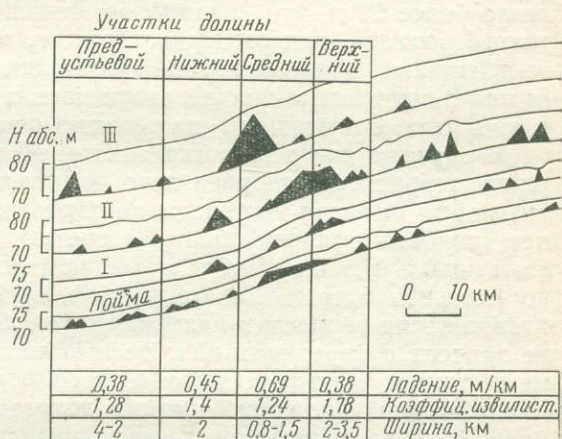


Рис. 36. Продольные профили I—III террас и их цоколей в долине р. Айювы (по В. Е. Останину, 1972).

высоки там, где террасы понижены. Последовательного нарастания деформаций террас с увеличением их возраста не наблюдается. Все это признаки малой активности структуры в период развития долины. Река пересекает уступ древнего рельефа, созданный более ранними движениями и мало активный в эпоху формирования террас. Колебания высот цоколей не связаны с деформацией террас, а обусловлены влиянием «пассивной структуры». Роль тектоники в развитии долины в данном случае не прямая, а косвенная, проявляющаяся через влияние литологии.

Редко встречающиеся примеры, отнесенные ко второй группе, характеризуются колебанием высоты цоколя на участке развития одной террасы. Данные о строении более древних террас при этом отсутствуют. Поэтому, несмотря на выдержанность высот террасы (или очень небольшие их изменения), о полной литологической обусловленности колебаний высот цоколя говорить нельзя. Эти колебания 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 сел. Маслянино до сел. Б. Заимка с 20 до 23 м, а цоколь на этом же участке увеличивает высоту с 1—2 до 12 м (Малолет-

ко, 1963). Следовательно, в момент превращения террасы в надпойменную 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 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, видимо, не меньше нормальной для реки такого размера, как р. Бердь. Поэтому можно предположить, что тектонические движения этапа аккумуляции сводились главным образом к опусканию нижней части рассматриваемого участка, а не к поднятию его верхнего по течению отрезка.

В случаях когда имеются данные об изменении высоты цоколя одной террасы, но терраса явно деформирована, сомнений в значительном влиянии тектоники на образование неровностей цоколя нет (подобные случаи образуют третью группу). 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 отличаются от рассмотренных выше (группы первая и вторая) наличием прямого доказательства деформаций цоколей, однако точное определение величины деформации затруднительно.

Как показал И. Ю. Долгушин (1961), в долине Алдана II надпойменная терраса меняет свои высоты от 25 до 45 м, колебания высот цоколя достигают 25—30 м, и при этом имеются участки, где разница в колебаниях поверхности террасы и цоколя равна 10—15 м. На Оршинском участке долины Днепра (Исаченков, 1964) пойменная терраса повышается с 1—3 м до 8 м, имея деформации с амплитудой до 5—7 м. Здесь же пойма из аккумулятивной становится цокольной, а колебания подошвы ее аллювия достигают 20—25 м и более. 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 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 очередь рассмотрим примеры долин, где тектонические деформации охватили ряд террас и их цоколи. Анализ изменения характера террас позволяет в этих случаях относительно полно восстановить историю формирования долины и «взаимоот-

ношения» тектонических и нетектонических факторов на различных этапах ее развития. Примеры этой группы дают возможность оценить результаты взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов на протяжении нескольких этапов развития рельефа долины.

В строении террас Енисея у Красноярска по Л. А. Рогозину (1960) прежде всего отметим, что изменения высот цоколей значительно больше, чем изменения высот террасовых поверхностей (табл. 13, рис. 37). Это обстоятельство, на первый взгляд, может быть объяснено тем, что поведение цоколей полнее отражает ам-

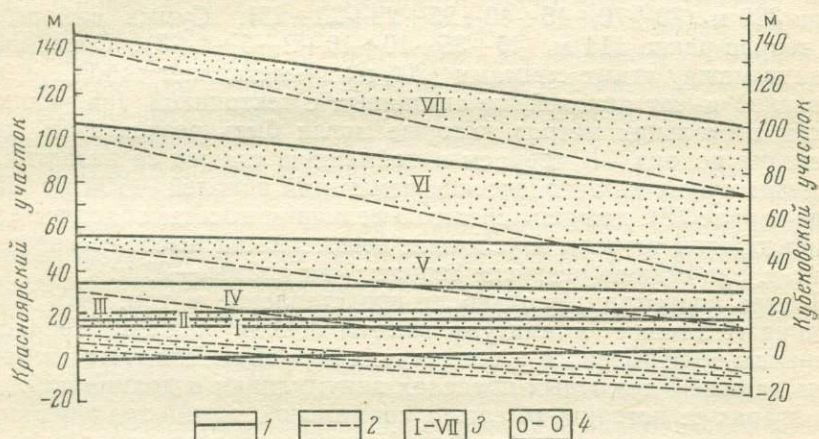


Рис. 37. Схема изменений в строении террас (I—VIII) долины Енисея.
1 — поверхности террас; 2 — подошва аллювия; 3 — номер террасы; 4 — урез реки

плитуды тектонических движений на соседних участках долин. Действительно, если поверхность террасы в стадию ее пойменного развития относительно мало деформируется в результате текто-

Таблица 13

Терраса	Участки, Н, м				Различия в мощности аллювия участков, м	Роль тектоники (Т) и литологии (Л) в развитии террас		
	Красноярский		Кудековский			Т	Л	Т/Л
	терраса	цоколь	терраса	цоколь				
VII	145	140	100	70				
VI	105	100	70	30	35	10	25	
V	55	50	45	5	35	25	10	
IV	35	30	25	-5—10	30	0	30	
III	20	10	18	-10—15	20	8	12	
II	17	7	12	-15	17	0	17	
I	12	2—3	8	-20	19	1	18	
Пойма	9	0	6	-25	22	—	—	

ники (до первых метров), то подошва аллювия, несмотря на эффект срезания и выравнивания, значительно изменяет свой рельеф и в момент перехода пойменной террасы в надпойменную может быть деформирована относительно первоначального положения на многие метры.

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. Подведем следующие несколько условные расчеты. Сумма изменений высот цоколей всех уровней долины Енисея равна 320 м ($70+70+45+40+25+22+23+25$). Сумма деформаций террас равна 114 м ($45+35+10+10+2+5+4+3$). Очевидно, разница между этими суммами (206 м) представляет собой сумму изменений высот цоколей, не связанных с тектоникой (за исключением нескольких метров, которые могли быть результатом деформации цоколя VII террасы в пойменную стадию ее развития). Разделив сумму нетектонических изменений цоколей (200 м) на число террас (8), получим среднюю величину высоты подошвы аллювия каждой террасы в условиях неизменности высот ее поверхности, т. е. в стадию развития террасы как поймы,—25 м.

Теперь посмотрим, реально ли представление о том, что без влияния тектоники амплитуды высоты цоколя каждой террасы в периоды ее пойменного развития достигли 25 м. Для этого необходимы данные о высотных пределах аккумуляции в долине на разных этапах ее истории, то есть 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 дает 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 до 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 ($30 \times 4 + 25 \times 4$) и весьма близка к приведенной сумме нетектонических изменений цоколей.

Для того чтобы судить об относительной роли тектоники (Т) и литологии (Л) в строении террас, воспользуемся различиями в мощности аллювия каждого уровня (см. табл. 13). Колебание мощности, с одной стороны, зависит от тектонических движений в период формирования террасы как поймы. При этом размах движений определяется как разница деформаций более высокой террасы и данной. Например, колебание высот VII террасы — 45 м, а VI — 35 м. Следовательно, в момент, когда VI терраса превращалась в надпойменную и еще не была деформирована, более древний уровень уже имел деформацию в 10 м. Последняя, не по-

влияв на высоту VI террасы, обусловила изгиб цоколя террасы и разницу в мощности ее аллювия, равную 10 м. Деформации террасы в надпойменную стадию ее развития уже не должны влиять на мощность аллювия. Следовательно, оставшиеся 25 м мощности отложений VI террасы не связаны с тектоникой, а обусловлены влиянием литологии.

Показатель Т/Л дает представление об относительной роли двух ведущих факторов рельефообразования в развитии каждой террасы на стадии поймы. Можно видеть, что для высоких террас, за исключением IV, роль тектоники значительна, а строение низких террас (II н. т.—пойма) почти полностью определено влиянием литологического фактора. Для IV и II террас различия в мощностях аллювия всецело связаны с влиянием литологии.

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.

В долинах Южного Полесья (реки Горынь, Уж, Тетерев) при переходе их из области Украинского кристаллического щита в Припятский прогиб Днепроовско-Донецкой впадины наблюдаются интересные закономерности в изменении высот террас и их цоколей (Маринич, 1960). Террасовые уровни, даже наиболее высокие, меняют высоты на границе структурных областей в среднем на 2—5 м, а в ряде случаев их превышения над руслами остаются неизменными (табл. 14). В то же время подошва аллювия (цоколь) всех 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.

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 ровным, 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 ровным продоль-

Река	Высоты террас (Н) и мощности аллювия (М), м						
	Пойма		I п. т.		II п. т.		
	Н	М	Н	М	Н	М	
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

а* — участки долины на Украинском кристаллическом щите
 б** — то же, в Припятском прогибе.

ным 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, 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.

Следует подчеркнуть, что в зонах сочленения активных новейших структур, где уступы рельефа и перегибы продольных профилей террас и русел рек обусловлены тектоникой, влияние литологического фактора может не проследиваться даже на контактах

пород с резко различной устойчивостью к размыву. В этих случаях оба фактора (тектоника и литология) действуют однонаправленно, но роль первого обычно преобладает. В зонах сочленения структур с близким режимом движений, где влияние тектоники на строение долин ослаблено, значение литологии проявляется более отчетливо. Так в зоне Саяно-Минусинских разломов, разделяющих Западный Саян и Минусинскую котловину, изменения падений рек различны в зависимости от движений сочленяющихся блоков

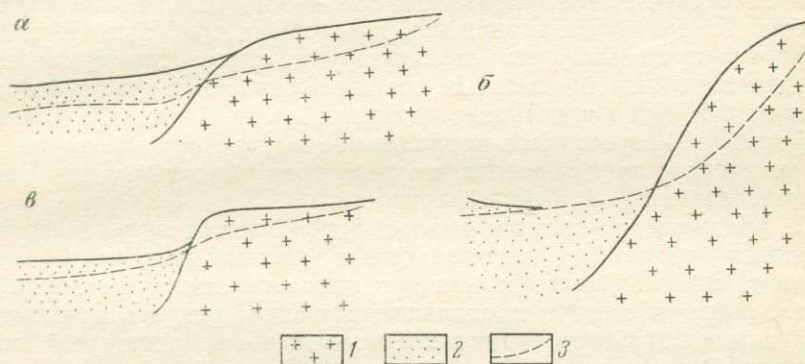


Рис. 38. Принципиальные схемы влияния тектоники и литологии на продольные профили долин:

а — влияние тектоники минимальное; литология — определяющая, *б* — тектоника определяющая; влияние литологии отсутствует, *в* — тектоника и литология однонаправлены и равнозначны. 1 — кристаллические породы областей поднятия; 2 — осадочные породы областей опускания; 3 — продольные профили современных рек

(Зяткова, 1973). Там, где долины переходят в котловину из активно поднимающихся блоков (Приабаканский и Приенисейский участки), падения рек максимальные в верхних течениях, меньшие в зоне разломов и минимальные в котловине. На Приойском участке с наименьшими восходящими движениями падения рек Малая Шушь и Кебеж максимальны в зоне разломов, а ниже и выше по течению уменьшаются. По всей видимости, на последнем участке помимо тектоники на аномальные падения рек влияет и контакт гранитоидов среднего кембрия Западного Саяна с алевролитами и известняками верхнего девона в пределах Минусинской котловины.

Имея в виду результирующее влияние тектонического и литологического факторов на формирование продольных профилей долин, можно выделить следующие основные разновидности зон сочленения крупных морфоструктур (рис. 38).

1. Литологические или тектонические контакты пород различной устойчивости в областях сильно денудированного рельефа щитов и платформ — Балтийский щит и Русская платформа, Украинский кристаллический массив и Днепровская впадина, Анабарский массив и Тунгусская синеклиза, предгорья Южного Урала и

плато Предуралья и Зауралья. Перегибы денудационно-тектонического рельефа («входящие углы» сочленения) незначительные, имеют меньшие величины нежели возможные изломы продольных профилей рек. Препарировка долинами склонов поднятий с образованием литологически обусловленных перегибов продольных профилей не компенсируется аккумуляцией во внутренних дельтах и заполнением входящих углов.

2. Тектонические контакты в областях резко дифференцированного рельефа складчатых областей — зоны сочленения горных хребтов и межгорных впадин или предгорных прогибов. Перегибы «первичного» рельефа, его входящие углы здесь больше, чем возможные переломы продольных профилей рек. Последние стремятся их сгладить путем врезания в поднятия и аккумуляции на окраинах впадин. Регрессивное продвижение внутренних дельт по долинам препятствует образованию перегибов продольных профилей на контактах пород разной плотности.

3. Контакты скальных и рыхлых пород в зонах сочленения мало активных поднятий и денудационных равнин — промежуточный вариант. Влияния тектонического и литологического факторов на образование переломов продольных профилей рек здесь однонаправленны и близки по величине. Определение относительной роли каждого фактора в подобных случаях затруднено.

Рассмотренные примеры показывают, что при изучении высот цоколей террас могут возникнуть достаточно сложные проблемы, касающиеся определения и разграничения влияния тектонического и литологического факторов. Ряд подобных вопросов встал перед автором при изучении цоколей террас в бассейнах Катунь и Чуи на Алтае.

Подшоша четвертичных отложений, выполняющих долины Катунь и Чуи, на различных участках имеет неодинаковые высоты (рис. 39). В центральных частях крупных расширений долин (таких, как Яломанская и Куюсская котловины) она залегает на 40—60 м ниже современного уреза рек, а в сужениях долин поднимается до высоты 100 м и более над руслом. Поскольку в ущельях террасовые уровни прослеживаются очень плохо, высоко поднятые коренные цоколи древних террас удобнее всего наблюдать на участках перехода от расширений долин к сужениям.

К таким участкам, в частности, относится долина Катунь между устьями рек Казнахты и Инегень, около устья р. Большой Ильгумень и вблизи устьев рек Улюты и Еланды, а кроме того, отдельные отрезки долины реки Чуи в 20—50 км от ее впадения в Катунь.

Прежде всего следует отметить что почти всюду коренное ложе отложений высоких террас представляет собой сложное сочетание участков срезания и облекания, т. е. чередование локальных относительно плоских ступеней и крутых склонов, уступов и останцов. В большинстве случаев рельеф палеозойского цоколя террас гораздо сложнее, чем их поверхностей. Например, в 1—3 км выше устья р. Казнахты при выдержанности высот террас (здесь наблю-

даются уровни с высотами примерно 150 и 250 м), коренные породы то образуют ригели с высотами до 150—250 м, то погружаются почти до уреза. Правильнее сказать, что материал террас как бы прислонен к коренным породам долины и 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. Тутуй выступы коренного склона с одной стороны облекаются аллювием террас с высотами до 150—170 м, а с другой

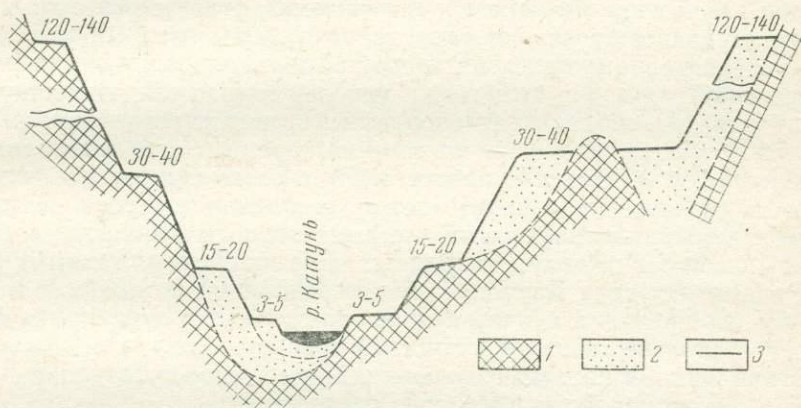


Рис. 39. Схема строения долины Катунь на участке устье р. Улюты — с. Куюс. 1 — коренное ложе долины; 2 — рыхлый материал террас; 3 — основные террасовые уровни

стороны срезаны примерно на уровне поверхности террас. В устье Чуи в основном развит аккумулятивный уровень высотой 60—70 м над руслом, который облекает выступы палеозоя. Последние имеют вид ступенчатых останцов со следами срезания главным образом на высотах от 70—80 до 100—120 м.

Наиболее высокий уровень, наблюдавшийся нами в долине Катунь около устья р. Улюты, имеет высоту 120—140 м. Разлит он спорадически и прослежен либо по фрагментам аккумулятивной террасы, либо по ряду эрозийных уступов и останцов. Более низкие террасы этого отрезка долины (с высотами 30—40 и 15—20 м) также то аккумулятивные, то эрозийные.

Многочисленные признаки облекания 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 весьма велики. Это важно иметь в виду при изучении тектонических движений по высотам палеозойских цоколей. В работах Л. Н. Иванковского (1956) и 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 за-

ключения следует делать с большой осторожностью. Они будут обоснованными лишь в том случае, если удастся отделить первичные неровности цоколей от результатов деформации.

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 Катуня, 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. Многочисленные же 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. Таким образом, в долинах типа Катуня и Чуи, переживших по крайней мере две стадии врезания и одну стадию аккумуляции, могут наблюдаться несколько генераций ступеней в коренном ложе, цоколей срезания, причем каждая из генераций имеет свои возрастные пределы и закономерности высотного расположения.

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

Изучение палеозойских цоколей низких террас и поймы долины Катуня проводилось в районе урочища Сок-Ярык, в верхней по течению части Куяусской 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 Катуня 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.

Не столь ясно положение на отрезке долины от устья р. Эдигана до северной границы горной области. Встречающиеся здесь в виде фрагментов высокие террасы (выше с. Еланда, в районе с. Чемала, около с. Чепош) 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. Даже если в ряде случаев будет доказано, что низкие террасы не являются террасами врезания и образованы в результате эрозионно-аккумулятивного ритма, трудно сказать, в какой мере их цоколь срезался непосредственно перед накоплением их аллювия и в какой мере перед отложением толщ 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 м 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 сел. Чемал днище долины Катуня 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 предполагать, что цоколь высотой 8—12 м является общим для нескольких террас. Аналогичные примеры имеют место и у сел. Чепош, где 70-метровая терраса, подрезанная уровнем в 5—6 м, полностью аккумулятивная, а также в районе рек Усть-Сёмы 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 Катуня от устья Эдигана до с. Чемала, а между селами Чемал и Элекмонар 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. Связывать уступ цоколя террасы с влиянием литологии нет оснований. 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 Катуня ниже с. Чемала имеет высоты в среднем 4—6 м. Паводок 1969 г., который можно считать одним из наиболее высоких (его обеспеченность можно оценить в 3—4%), имел такие же высоты (рис. 40). Следовательно, 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 того, в русле Катуня имеется много коренных плосковершинных островов с высотами в 4—6 м. В данном случае нельзя полностью исключать возможность

срезания на уровне половодья, по крайней мере, возможность удаления паводком рыхлого материала с поверхности цоколя I надпойменной террасы и его откапывания. Однако хорошая сохранность цоколя под аллювием 10—12 м террасы показывает, что процесс срезания на уровне современного половодья следует рассмат-

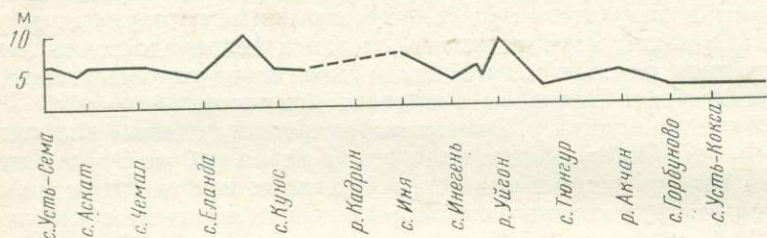


Рис. 40. Максимальные высоты паводка р. Катунь 1969 г., замеренные по нишам размыва и плавнику.

ривать как вторичный, дополнительный. В основном же рельеф цоколя срезания более древний.

Низкая пойма Катунь на этом же участке колеблется от 1 до 3—4 м и на большинстве участков цокольная, хотя имеется много локальных участков, где ее цоколь не выступает над урезом. Уро-

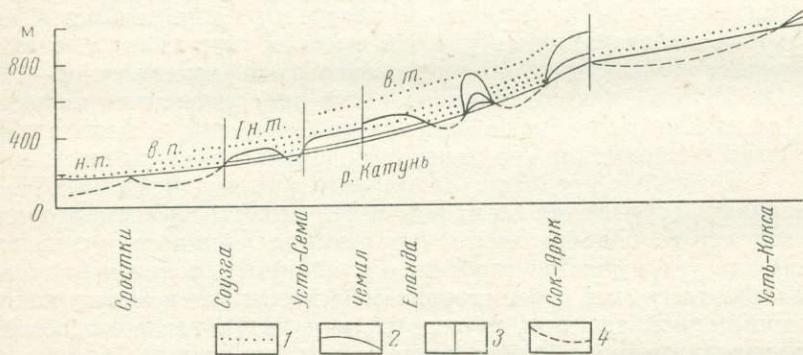


Рис. 41. Цоколи террас долины р. Катунь.

1 — уровни террас; 2 — уровни цоколей; 3 — разломы; 4 — коренное ложе долины на участках опускания

вень 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 такие высоты имеют многие выдержанные на высоте участки срезания коренных пород и низкие острова в русле Катунь.

Изучение цоколей террас Катунь показало, что их поведение неодинаково (рис. 41). В центральных частях горной страны (до-

лина от с. Усть-Кокса до с. Еланда) большую роль играют 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 устьем р. Эдиган 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. Можно полагать, что столь неодинаковое поведение цоколей Центрального и Северного Алтая является следствием различий неотектонического развития этих территорий, резко дифференцированных движений на фоне общего воздымания для Центрального Алтая и относительно монолитного поднятия более северных районов горной страны.

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. Это позволит шире, более объективно рассматривать вопросы, связанные с их изучением. Предлагаемая схема классификации цоколей (табл. 15), вероятно, не исчерпывает все их разнообразие, но все же дает представление о том, какими путями может формироваться рельеф, подстилающий отложения долин.

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. На наш взгляд, 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 разрезах долин, влияющие на характер эрозионно-аккумулятивной деятельности, мы называем «экранирующими». Цоколи, сложенные такими горизонтами, часто похожи на разрезы аллювия террас и нелегко отделяются от последних.

Долинные педименты, широко распространенные в долинах Сибири и Дальнего Востока, одновременно могут быть созданы и процессами боковой эрозии, 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 харак-

Цоколи речных террас

Типы цоколей	Структурно-литологические	по кровле пластов коренных пород		
		по кровле экранирующих горизонтов	грубообломочных глинисто-иlistых	
	Эрозионные	срезания	в коренных породах склонов	при первичных врезках при вторичных врезках при аккумуляции
			в осадочных породах долин	при вторичных врезках при аккумуляции
	облекания	в коренных породах склонов	при первичных врезках	
		в осадочных породах долин	при вторичных врезках	
Морозно-солифлюкционные (педименты)				
Экзарационные (днища трогов)				
Абразионные (погребенные морские террасы)				

терны для областей оледенений и являются остатками днища древних троговых долин.

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

Практически не всегда легко выяснить, каково происхождение цоколя, поскольку морфологический эффект различных процессов может быть сходным. Вместе с тем точность расшифровки происхождения рельефа цоколей определяет надежность выводов о де-

формациях цоколей, амплитудах новейших тектонических движений, повлиявших на рельеф подошвы аллювия той или иной речной террасы.

Трудноразмываемые горизонты и их влияние на развитие долин

В районах со сложной историей гидросети, где долины неоднократно меняли направленность своего развития и характеризуются наличием погребенных частей и многочисленных террас, анализ поперечных разрезов часто позволяет наблюдать следующую особенность их строения. В разрезах четко выделяются два комплекса осадков, отделенные друг от друга примерно горизонтальным контактом. Нижний комплекс отложений, почти не вскрытый современными руслами, представляет собой образование погребенной долины и связан с эпохой выполнения древней эрозионной формы. Литологически это чаще всего песчано-глинистые аллювиальные фации, венчающиеся в верхах горизонтами уплотненных озерных илов или глин, а также валунно-галечные толщи ледникового, водно-ледникового или речного происхождения. Глины или грубообломочные осадки погребенной депрессии резко сменяются аллювием надпойменных террас и поймы современной долины, представленным в основании песчаным материалом с горизонтами гравия и гальки, а выше супесчано-суглинистыми фациями. Отложения террас образуют серию прислоненных пачек, которые характеризуются примерно одной высотой подошвы и скачкообразным убыванием мощностей от более высоких террас к более низким (в связи с последовательным снижением высот террас). Механический состав аллювия террас либо не меняется сколь-нибудь значительно, либо грубеет при переходе от древних террас к молодым.

Наличие в долинах серии прислоненных террас с примерно одинаковыми высотами подошвы аллювия (около современных урезков) указывает на длительное развитие долин в пределах небольшого интервала высот, что, в свою очередь, должно быть следствием определенного сочетания рельефообразующих факторов. Прежде всего подобная сближенность нескольких возрастных генераций одной долины может быть объяснена длительным периодом относительного тектонического покоя на территории бассейна. На это указывал К. К. Марков (1948), объяснявший совмещение доюрских, доледниковых и современных речных долин Подмосковья малыми амплитудами вертикальных движений. К этому выводу, на наш взгляд, можно добавить, что помимо тектонического покоя для образования нескольких прислоненных аккумулятивных террас с повышенными мощностями аллювия требуются климатически обусловленные ритмичные изменения режима твердого или жидкого стока, приводящие к чередованию фаз врезания и накопления.

В условиях относительного постоянства климата и установившегося режима стока образование серии прислоненных террас может быть обусловлено колебательным характером тектонических движений при равных или близких амплитудах колебаний.

Не отрицая большого значения близких по амплитуде тектонических колебаний и неоднократных климатических изменений в образовании серий прислоненных террас, следует обратить внимание и на еще один фактор, который также может способствовать длительной разработке долины на одном уровне или даже играть в этом процессе определяющую роль. Этот фактор — литологический. Действие его связано с большой устойчивостью к размыву отдельных горизонтов, имеющих широкое распространение в разрезах долин. Будучи образованными в древние этапы формирования гидросети, эти горизонты оказываются непреодолимыми для эрозионной деятельности рек в последующие стадии их развития. Они играют роль своеобразных «экранов», на которые проектируются отложения всех более поздних этапов.

Ниже рассмотрены типы «экранирующих» горизонтов, а также дано обоснование физической сущности их влияния на развитие долин.

В погребенных частях долин Башкирского Предуралья залегает мощная толща аллювиальных галечников, хорошо окатанных, плотно сгруженных с отдельными валунами размером до 25 м. В покоях террас галечники обычно обнажаются не более чем на 0,5—2 м. Грубообломочные отложения перекрываются маломощными озерно-аллювиальными песчано-глинистыми осадками, а выше — аллювием надпойменных террас. Как видно из схемы строения долины в низовьях Белой (рис. 42, а), подошвы III, II и I надпойменных террас и поймы гипсометрически привязаны к кровле валунно-галечных отложений, как бы спроектированы на ее плоскость.

Погребенная часть долины Селенги выполнена галечниками конца нижнего — начала верхнего плейстоцена общей мощностью до 115 м. Средний размер гальки 5—10 см, а в нижней части разреза появляются и валуны. В настоящее время верхние горизонты галечников расположены вблизи уреза реки и смыкаются с грубообломочными фациями прислоненных друг к другу двух надпойменных террас высотой 6—12 и 15—20 м (см. рис. 42, б).

Нижняя часть разреза долины Бии в пределах Северо-Восточного Алтая слагается крупновалунными отложениями, представляющими донную морену древнего оледенения, а верхняя — менее крупнообломочными песчано-галечно-валунными слоистыми осадками водно-ледникового происхождения. Различия в механическом составе верхней и нижней толщ привели к тому, что поверхность наиболее широкой II надпойменной террасы в большинстве случаев совпадает с кровлей базальной валунной толщи (рис. 42, в). Аналогичная картина имеет место и в низовьях Бии, где меняется лишь положение осадочных комплексов (рис. 42, г). Роль базального, экранирующего, горизонта здесь играет уже водно-леднико-

вая толща, на контакте которой с песчаными отложениями борových террас и выработана поверхность II надпойменной террасы.

В рассмотренных примерах роль экранирующих играют горизонты грубообломочных отложений аллювиального, водно-ледникового или ледникового происхождения. Можно видеть, что влияние их на развитие долин очень близко к тому, на котором останавливается в своих работах В. В. Ламакин (1943), рассматривающий механизм образования и рельефообразующее значение остаточ-

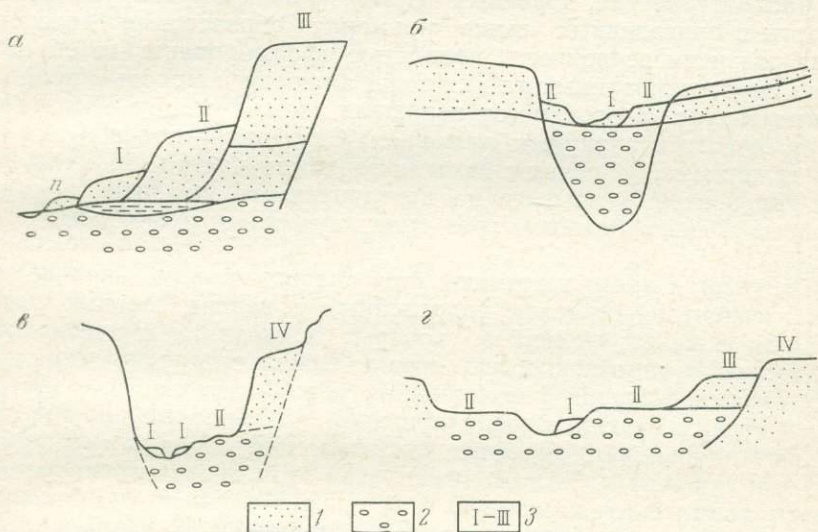


Рис. 42. Влияние экранирующих горизонтов валунно-галечных отложений на флювиальные ритмы в долинах:

a — Башкирского Предуралья (по В. П. Яхимович, 1958), *б* — Забайкалья (по Э. И. Равскому, 1964), *в* и *г* — Северо-Восточного Алтая (по А. В. Живаго, 1948).

1 — аллювий террас; 2 — валунно-галечные горизонты; 3 — номера террас

ных или перлювиальных отложений. Развивая важные положения, выдвинутые В. В. Ламакиным, мы считаем необходимым обратить внимание на то обстоятельство, что в ряде случаев горизонты грубообломочных отложений не только замедляют или осложняют развитие долины, но и приводят к образованию серии прислоненных аллювиальных пачек, к сближению разновозрастных генераций долин. Безусловно, роль экранирующих горизонтов не везде настолько велика, что может сравниться с влиянием тектонического или климатического факторов. Однако в тектонически спокойные периоды в условиях небольшой энергии рельефа эта роль становится заметной и должна учитываться. Ее учет особенно важен при изучении развития долин горных и равнинных перигляциальных областей, характеризующихся широким развитием четвертичных грубообломочных накоплений.

Влияние перлювиальных отложений и рассматриваемых нами грубообломочных экранирующих горизонтов на флювиальные рит-

мы долин аналогично. Между тем механизм образования тех и других различен. Перлювий возникает в процессе промыва на месте валунно-глинистых (моренных, обвальных) отложений и проектирования наиболее крупных обломков на днище долины. Прежде чем возникнет достаточно мощный перлювиальный экран, река должна перемыть определенный объем пород и врезаться в толщу на определенную глубину. Отсюда характерные особенности перлювия — его одновозрастность с эрозивной формой рельефа, локальное распространение, неровный рельеф кровли. Экранирующие горизонты в приведенных выше примерах образования древнего этапа развития речной сети полностью сформированы до образования спроектированных на них толщ аллювия и молодых прислоненных террас. В отличие от перлювия, экранирующие горизонты могут слагаться типичным аллювием. Совпадение подошвы молодых аллювиальных пачек с самыми верхними частями экранирующих горизонтов указывает на незначительный переувлажнение последних и на очень небольшой врез долин в кровлю грубообломочных толщ.

Следующая часто встречающаяся разновидность экранирующих горизонтов — прослой уплотненных и вязких озерных илов, глин или тяжелых суглинков, которые в связи со значительной связностью и уплотненностью обычно довольно трудно размываются реками. История формирования речной сети многих районов нашей страны сходна в том отношении, что молодые долины осваивают днища более древних котловин, выполненных озерно-болотными глинистыми отложениями. При этом значительная устойчивость глин и илов к размыву стимулирует повышенную боковую миграцию русел и действует в одном направлении с тектоническим фактором.

Очень показательны в этом отношении многие речные долины Центрального Казахстана. В результате длительного «озерного» периода, продолжавшегося в течение всего миоцена и большей части плиоцена, древние долины рек Ишима, Нуры и Сарысу были выполнены мощными толщами плотных серо-зеленых гипсоносных глин аральской и бурых вязких глин павлодарской свит. Недостаточная энергия рельефообразования и ослабленный сток в период четвертичного времени привели к тому, что долины не смогли значительно врезаться в устойчивые к размыву третичные глины, образовали широкие аллювиальные равнины.

Наблюдения в бассейне р. Сарысу с обработкой большого количества скважин поискового бурения показали, что район Присарысуйской впадины (к югу от ст. Кызыл-Джар) в течение всего четвертичного периода был областью значительного горизонтального смещения долины Сарысу. В общей сложности зафиксировано пять положений четвертичной долины Сарысу, считая и современную (рис. 43). По мере смещения к северо-западу, в сторону Казахской складчатой страны, долина несколько врезалась в кровлю третичных глин, но это врезание было очень небольшим и в значительной мере объяснялось тем, что вблизи склонов Ка-

захского мелкосопочника фации аральской и павлодарской свит становятся сильно опесчаненными, типа аллювиальных или прибрежно-озерных. В определенной мере причиной последовательного смещения долины Сарысу могло быть и относительно большее поднятие юго-восточной периферии впадины, ее некоторый перенос. Однако литологический фактор явился дополнительным стимулом для смещения долины и препятствовал ее врезанию на каждом отдельном этапе развития.

В значительной мере литологический фактор обусловил формирование широких плоскостонных долин в Карагандинской впадине с серией прислоненных друг к другу террас, имеющих единый цоколь (рис. 44, а).

Погребенные долины миндельрисского межледникового в низовьях р. Чусовой выполнены мощной толщей озерно-аллювиальных осадков, верхние горизонты которых сложены синими слоистыми глинами. В течение последующих стадий развития долины Чусовой образовалась лестница из трех надпойменных террас и поймы. В то время как высоты террас быстро снижаются по мере движения к реке, подошва аллювия всех террас имеет вид полого снижающейся кривой (см. рис. 44, б). Синие глины погребенной части долины служат, таким образом, общим цоколем для аккумулятивных террас.

Схема соотношения антропогенных отложений в Чикой-Хилокской впадине Забайкалья показывает, что развитие долин в плейстоцене было привязано к кровле красно-бурых и пестроцветных глин и суглинков эоплейстоцена (см. рис. 44, в). Лежащие выше глин мощные (до 250 м) озерные песчаные отложения были быстро прорезаны и размывы долинами. В настоящее время к ним прислонена серия надпойменных террас, каждая из которых проектируется на экранирующий горизонт плотных красно-бурых глин.

Остановимся на физической сущности влияния трудноразмываемых горизонтов грубообломочных отложений или глин на вертикальные смещения долин. Неразмывающие скорости крупнообломочных валунно-галечных отложений по крайней мере в 3 раза больше, чем таковые для песчаных или супесчаных. По устойчивости к размыву связные глинистые грунты приближаются к галеч-

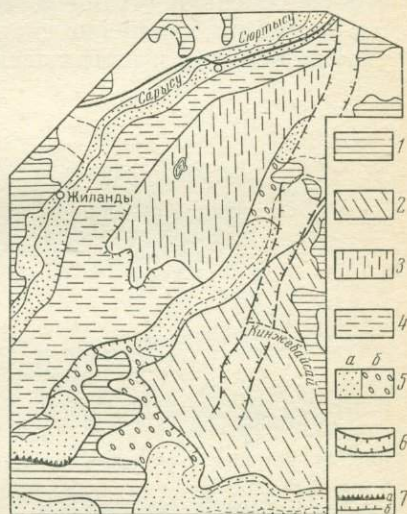


Рис. 43. Схема миграции р. Сарысу в пределах Присарысуйской впадины.

1 — палеозой; 2 — делювиально-аллювиальная равнина межречья Коктаса и Кызыл-Эспе (Q_3^1); 3 — надпойменная терраса Сарысу (Q_2^1); 4 — II надпойменная Терраса Сарысу (Q_2^2); 5 — I надпойменная терраса Сарысу, Коктаса и Кызыл-Эспе (Q_{3-4}); а — аккумулятивная, б — эрозионная; 6 — нижнечетвертичная долина Сарысу (Q_1); 7 — уступы: а — тектонический, б — эрозионный

ным с размером обломков 1—4 см, а сильно уплотненные глины — к крупно-галечным и мелковалунным фациям.

Реальность отмеченных зависимостей подтверждается и материалами более поздних работ. По Ф. Хьюльстрому, эрозия частиц размером 0,2—2,0 мм начинается при скоростях течения от 0,2 до 0,5 м/сек, а глинистого и гравийно-галечного материала — при скоростях более 1,0 м/сек (рис. 45). Эксперименты Е. И. Масса (1967) показали, что неразмывающие скорости несвязных грунтов растут при изменении диаметра частиц от 0,1 мм как в сторону укрупнения, так и измельчения. Последнее связано с появлением

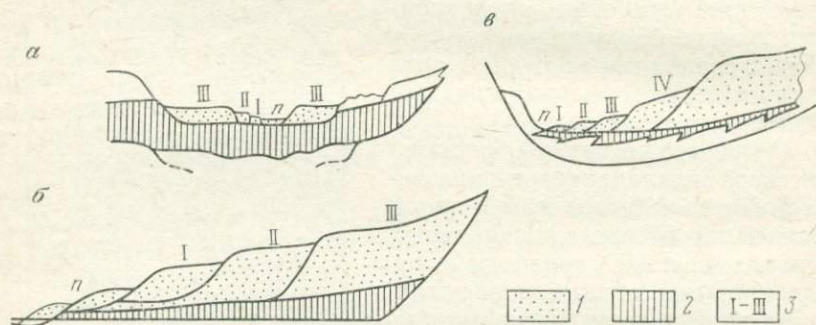


Рис. 44. Влияние экранирующих горизонтов глин и илов на флювиальные ритмы в долинах:

а — Центрального Казахстана (по В. Ю. Малиновскому и М. А. Михайловой, 1964), *б* — Предуральского плато (по Громову, 1948), *в* — Забайкалья (по Э. И. Равскому и др., 1964).

1 — аллювий террас; 2 — экранирующие горизонты глин и илов; 3 — номера террас

сил молекулярного сцепления в мелкозернистых грунтах. В работах Н. С. Знаменской, а также Н. И. Маккавеева и А. И. Калинина приводятся сведения о значительном различии критических диаметров частиц аллювия для разных скоростей потока.

Быстрая цементация глин в руслах рек и увеличение их прочности приводит к тому, что вязкий наилок на дне плесовых ложбин, отложившийся во время заиления плесов, уже через 15 дней может приобрести заметную связность, а через год может быть размыт лишь при скоростях течения в 2—3 м/сек. Таким образом, на дне рек образуются трудноразмываемые «отмостки» не только из валунно-глыбового материала, но также из илесто-глинистых фаций (Беркович, 1970).

Река, размывающая рыхлые песчано-глинистые отложения и наталкивающаяся на экранирующий горизонт из плотных однородных глин или галечников с отдельными валунами, должна для продолжения врезания увеличить скорости минимум в три раза. Согласно формуле Шези ($V = C \sqrt{gHI}$, где V — скорость, H — глубина, а I — уклон), скорость течения прямо пропорциональна корню квадратному из уклона. По данным же М. А. Великанова (1958), при неизменном расходе справедливо выражение

$V = f(gI)^{1/3}$, т. е. скорость оказывается пропорциональной уже корню кубическому из уклона.

Последняя закономерность, видимо, ближе к действительности, поскольку изменение коэффициента C и уменьшение значения глубины при росте скорости превращает зависимость между скоростью и уклоном в формуле Шези примерно в кубическую. Приведенные зависимости показывают, что трехкратное увеличение скоростей должно быть следствием по меньшей мере двадцатикрат-

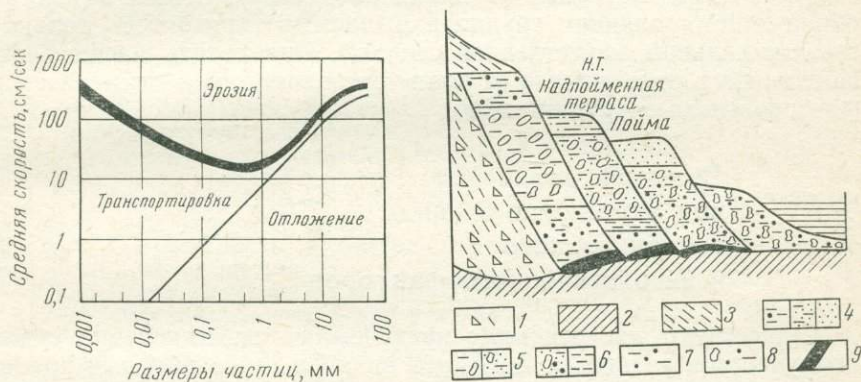


Рис. 45. Типы руслового процесса по Ф. Хьюльстрому (Рухин, 1961).

Рис. 46. Схематический разрез долин Ниманской котловины (по Николаеву, 1967).
 1 — щебнистый делювий; 2 — сланцы; 3 — делювий без щебня; 4 — разновидности пойменного аллювия; 5 — разновидности руслового аллювия; 6 — внутриформационные аллювиальные илы; 7 — аллювиальные галечники с илами; 8 — аллювиальные валуны и галечники с илами; 9 — базальные горизонты аллювия

ного увеличения уклонов русла. Для этого, например, реки европейской части СССР, транспортирующие наносы размером 0,25—0,5 мм и имеющие уклоны 0,00002—0,0001 (2—10 см/км), должны увеличить свои падения до 0,0004—0,002, т. е. до 0,4—2,0 м/км и превратиться в полугорные. Иными словами поднятия в бассейнах должны иметь градиенты 0,5—2,0 м/км или 50—200 м на 100 км.

Сделанные расчеты, видимо, дали преувеличенные показатели сопротивляемости глинистых экранирующих горизонтов по сравнению с натурными. В действительности уклоны равнинных рек в периоды активизации поднятий не достигают столь больших значений, и в то же время реки во многих случаях врезаются в горизонты илов и глин. Очевидно, в разрезах погребенных долин не так часто имеются горизонты чистых глин или тяжелых суглинков, достаточно уплотненных и связных. Чаще глины обогащены песчаным материалом, переслаиваются с песками, супесями или торфом, что резко снижает их сопротивление размыву. Важную роль играет и фактор времени. Тем не менее можно говорить о значитель-

ном влиянии трудноразмываемых горизонтов на ритмы эрозии и аккумуляции.

Случаи проектирования нескольких эрозионных ритмов на экранирующую поверхность и, следовательно, неоднократного перебива базальных горизонтов древнего аллювия заслуживают пристального внимания с практической точки зрения, поскольку каждый этап перебива увеличивает концентрацию полезного ископаемого приплотиковых фаций металлоносного аллювия. Часто роль экранирующего горизонта играют не трудноразмываемые кайнозойские осадки, а метаморфические породы палеозоя (рис. 46).

Имеющийся материал позволяет рассмотреть вопрос о рельефообразующем влиянии трудноразмываемых горизонтов только с принципиальной, качественной стороны. Определить масштаб этого влияния и отделить его от роли тектонического и климатических факторов пока затруднительно.

Сужения долин как отражение влияния тектонического и литологического факторов

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 antecedentные (табл. 16).

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 глубинной 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 «косо-го» поднятия бассейна или климатических изменений, при врезании на большей части долины, условно названы «глубинно-эрозионными». На наш взгляд, их целесообразно разделить на сужения первичных и вторичных врезов. Первые образуются при заложении долин и врезании рек в неоднородные коренные породы. Вторые

Сужения речных долин

Типы сужений	Эпигенетические	глубинно-эрозионные регрессивно-эрозионные первичных врезов вторичных врезов с влиянием пассивной структуры с влиянием активной структуры участки перехватов участки прорывов
	Антецедентные	на пликативных структурах на дизъюнктивных структурах частично-антецедентные (коэффициент $A < 1$) полностью антецедентные (коэффициент $A \geq 1$) на активизирующихся структурах (с увеличением во времени значений коэффициента A) на затухающих структурах (с уменьшением во времени значений коэффициента A) с влиянием пассивной структуры без влияния пассивной структуры с повышенной устойчивостью пород с пониженной устойчивостью пород
		На продольных разломах
		Межкотловинные

обусловлены тем, что врезание рек в мощные рыхлые толщи погребенных долин приводят в ряде случаев к вскрытию неровной кровли коренных пород и к отчислению 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 (Асеев, 1959). С. С. Воскресенский (1962) рассматривает сужения рек Средне-Сибирского плоскогорья в трапах как результат влияния на морфологию долин пассивной структуры. Классическими образцами эпигенетических глубинно-эрозионных сужений, связанных с вторичными врезами, могут служить сужения долин Забайкалья, врезавшихся в окраинные части котловин.

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 укрупнения рек. 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 противоэрозионной устойчивости поверхность коренных пород. Эпигенетические сужения, возникающие в ходе подобного углубления долин, условно можно назвать «регрессивно-эрозионными», поскольку процесс их формирования начинается с низовых частей и последовательно охватывает лежащие выше по течению. Достаточно подробно стадии развития подобного сужения охарактеризованы в долине Мсты (Мещеряков, Шукевич, 1955) и в верхнем и среднем течении Гауи (Аболтынь, 1971).

Если долина реки пересечена разломом, обращенным вниз по течению, на участке относительно поднятого крыла образуется сужение, которое, подобно рассмотренным выше регрессивно-эрозионным 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-эрозионных эпигенетических сужений можно выделять разновидности с пассивным влиянием структуры и с активным влиянием структуры (последние выше участков активного прогибания).

Своеобразными разновидностями эпигенетических сужений являются участки перехватов и «долины прорыва». 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 днища и русловых форм. Долины прорыва по механизму образования весьма близки к рассмотренным выше эпи-

генетическим сужениям, связанным со вторичными врезами. 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 эрозионной сети, тем более вероятно образование крупных долин прорыва.

Вторая группа сужений объединяет antecedентные участки долины, которые классифицируются по ряду показателей.

От того, является ли пересеканное долиной поднятие пликативной структурой (куолом, брахискладкой, линейной антиклиналью) или дизъюнктивной (горст, взброшенное по разлому крыло), зависит характер деформации речных террас и изменение продольного профиля реки. Трудность разделения antecedентных участков по типу поднятия связана с плохой сохранностью террасовых уровней в сужениях и невозможностью определения их деформаций, а кроме того, с тем, что малоамплитудные разломы не всегда четко отделяются от пликативных дислокаций типа флексур. Имеется также немало примеров сужений на пересечении складчато-блоковых структур, где сложно сочетаются признаки двух выделенных нами типов antecedентных долин.

Следующим важным критерием, на наш взгляд, является показатель (степень) antecedентности долины (рис. 47). Как отношение величины деформации террас к их высотам в сужении ($A = \frac{D}{B}$), этот показатель позволяет судить об относительной роли локального поперечного поднятия в формировании суженного участка долины (Сладкопевцев, 1973). Для общей оценки степени antecedентности сужений целесообразно рассчитывать значения показателя A для самой древней и наиболее деформированной террасы.

По степени antecedентности выделены два основных типа сужений: полностью antecedентные, с величиной $A \geq 1,0$, сочетающиеся с вышележащими участками относительного прогибания, интенсивной аккумуляции и погребения древних аллювиальных отложений, и частично antecedентные с величиной $A \leq 1$, не имеющие столь значительного влияния на соседние участки.

Определенный по деформации и высоте одной террасы (даже самой древней) показатель antecedентности еще ничего не говорит

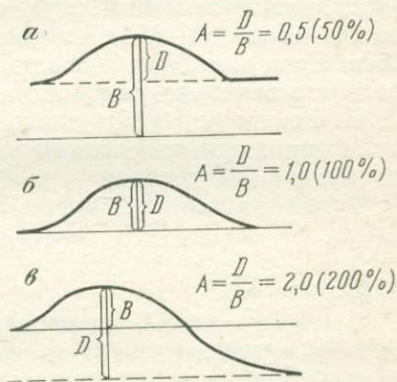


Рис. 47. Морфологическое выражение (а, б, в) степени antecedентности долины.

A — степень antecedентности, D — величина деформации уровня, B — величина врезания в сужении

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, а другие будут отличаться уменьшением показателя A . Первые образуются на активизирующихся структурах, вторые — на затухающих. В качестве примера antecedентного сужения первого типа можно рассмотреть Спиваковский участок в долине Сев. Донца (С. И. Проходский, 1965), где деформации четырех надпойменных террас (с высотами от 10—15 до 50—55 м) примерно равны и составляют в среднем 15 м. Если для IV террасы показатель $A=0,2$ (20%), то для I террасы его величина уже достигает 0,6 (60%). Долина р. Нарын, по Г. И. Рейснеру (1960), 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). Рассчитываем степень antecedентности для каждой террасы: $A_{IV} = \frac{100}{170} = 0,6$ (60%); $A_{III} = \frac{45}{70} = 0,65$ (65%); $A_{II} = \frac{14}{20} = 0,7$ (70%).

Сравнение трех рассчитанных показателей указывает на то, что степень antecedентности долины медленно, но неуклонно увеличивается, свидетельствуя 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 $A_{IV-III} = \frac{55}{100} = 0,55$ (55%).

Для двух последующих интервалов соответственно имеем $A_{III-II} = \frac{31}{50} = 0,62$ (62%); $A_{II} = \frac{14}{20} = 0,7$ (70%).

Напротив, в долине Енисея, по В. А. Зубакову (1959), степень antecedентности основного сужения уменьшается; для III надпойменной террасы она равна примерно 0,5, или 50% (высота террасы меняется с 40—45 м 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).

В тех случаях, когда не удастся сравнить коэффициенты A для разновозрастных террас, а характер продольного профиля, русла и поймы на участке сужения претерпевает значительные изменения, доказать активность структуры и antecedентность сужения сложнее. Для этого необходимы прямые доказательства активности поднятия, позволяющие разделить влияние тектоники и пассивной структуры на гидрологический режим водотока и морфологию долины.

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 судить и по изменению (уменьшению) коэффициента A .

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

Громадное 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 выше и ниже по долине. Таковы участки долин на некоторых локальных поднятиях в пределах аккумулятивных равнин, где глинистые фации сменяются супесчаными или песчаными. Близкие по характеру сужения описываются Л. К. Зяtkовой (1961) для Западно-Сибирской низменности и В. Я. Троцюком (1967) для некоторых районов Прикаспия. В частности, для подобного вида сужений может быть характерно относительное снижение высоты поймы в связи с активными блужданием русла среди песчаных отложений.

Строение аллювия как результат влияния тектоники и литологии

Как отмечалось выше, четковидное строение долин — результат совокупного влияния тектоники и литологии на развитие эрозионных форм рельефа. Оба эти фактора определяют и фациальную изменчивость аллювиальных отложений между сужениями и расширениями, которая заключается главным образом в изменениях мощностей основных фаций — русловых и пойменных.

В настоящее время обоснована большим фактическим материалом основная закономерность подобного рода — сокращение мощности аллювия, общее его огрубление и возрастание роли русловых фаций за счет пойменных в сужениях долин и обратные изменения в расширенных (Горелов, 1957; Журенко, 1960; Проходский и Некос, 1963).

Признавая реальность указанных закономерностей, следует отметить, что некоторые важные особенности фациального изменения аллювия рассмотрены недостаточно и не объяснены с точки зрения

механизма обуславливающего их процесса. Прежде всего во многих работах говорится только об изменении относительного содержания в разрезах грубообломочных фаций аллювия без указания на то, как же меняются абсолютные значения мощностей. При этом картина изменений получается неполной, поскольку не всегда характер тех и других изменений одинаковый. В тех же случаях, когда приводятся цифровые данные о мощностях фаций в сужениях и расширениях, т. е. дается материал по абсолютным величинам их изменений, не всегда проводится выделение остаточных или перлювиальных отложений, аллювиальных фаций размыва (базальных или пристрежневых) и отложений прирусловых валов и отмелей.

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

В долине Волги на территории Чебоксарского прогиба базальные горизонты в основании песчаной толщи пятой 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 м 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 м до 0,9—0,8 м (Горецкий, 1966).

Неравномерное (волновое) 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 подобное изменение приводит к уменьшению и относительной роли, и абсолютного значения мощностей грубообломочных фаций при переходе от сужений к расширениям долин (рис. 48).

Долина древней 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 (Нелидов, 1960).

А. С. Герасимова (1967) приводит интересные данные об изменении мощностей аллювиальных фаций в древних долинах юга За-

падной Сибири. На участках совпадения долин с Колгорским, Ус-кинским, 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. Аналогичные указания на возрастание мощности русловых фаций в прогибах можно встретить в работах В. Ф. Игнатовой и Г. Н. Худякова (1960) и В. И. Елисеева (1961).

В приведенных выше примерах не ясно, какие грубообломочные фации аллювия имеются в виду — накопление остаточного ма-

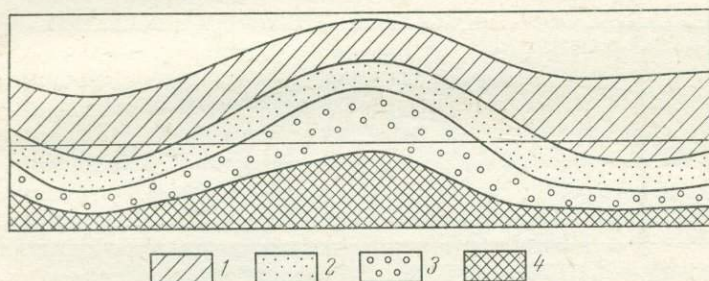


Рис. 48. Распределения аллювия поймы по долине в связи с дифференцированными движениями (по Луневу, 1967).

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

териала или перлювия, базальные горизонты размыва или отложения прирусловых отмелей и валов.

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

Перлювиальные или остаточные фации и базальные горизонты аллювия накапливаются обычно на контакте аллювиальной толщи с коренными породами и содержат в своем составе 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 местного перлювиального материала. Перлювий обычно почти не смещается вниз по долине и накапливается в нижних участках сужений долин, значительно увеличивая мощности базальных грубообломочных горизонтов. Изложенная закономерность показывает, что в тех базальных

горизонтах, которые увеличивают мощности на поднятиях, велика роль перлювиального мало подвижного материала.

Давая общую схему распределения аллювия вдоль речной долины в связи с дифференцированными движениями, Б. С. Лунев (1967) не упоминает о возможной роли перлювиальных накоплений в обломочном материале, слагающем русло, пойму и террасы в сужениях долин. Между тем его схема (рис. 49) не универсальна, а отражает только те случаи, когда в сужениях возрастает не только относительная роль базальных фаций, но и их мощности. Это должно являться прямым следствием присутствия в разрезе пер-

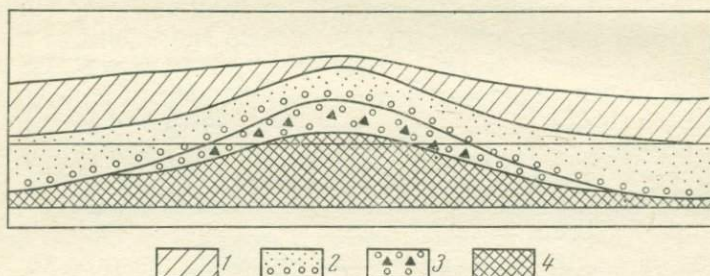


Рис. 49. Схема изменений фаций и мощностей аллювия при переходе от сужения долины к расширению.

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

лювиального материала. Помимо того, схема Б. С. Лунева неверна в отношении изменений общих мощностей аллювия по долине. Практически изменение фациальной структуры аллювия на поднятии всегда сопровождается сокращением суммарной мощности осадков.

Закономерности изменения по долинам транзитного материала аллювия существенно отличаются от таковых для местного 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 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 (см. рис. 49).

Изложенное позволяет уточнить приведенные выше примеры, по-иному их интерпретировать. Согласно данным Н. Н. Нелидова (1960), мощности песчано-гравийной толщи в долине палео-Камы сокращаются на участке поднятия. Видимо, 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 уточнить генезис осадка.

Остановимся на интерпретации материала по фациям и мощностям современного аллювия с целью определения относительной роли местного (перлювиального) и транзитного (аллювиального) материала в разрезах. С влиянием тектонических и литологических факторов связаны деформации продольного профиля р. Сейм и процентное содержание русловых и пойменных фаций в разрезах аллювия (Волков, 1965). В работе приведены данные об изменении мощностей аллювия на выпуклых и вогнутых участках долины Сейма. Мощность аллювиальных отложений верхнего выпуклого участка профиля долины от с. Теткино до г. Камня в основном составляет 10—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.

Данные о мощностях аллювия, их колебания в зависимости от знака деформации профиля и процентные отношения русловых и пойменных фаций (Волков, 1965) позволили определить приблизительные мощности русловых фаций для пятнадцати участков долины (табл. 17). В нижней графе таблицы показано, что долина четко делится на два участка, которые выделяются как верхний (выпуклый) и нижний (вогнутый). В пределах верхнего участка (выше г. Камня) деформированность продольного профиля относительно более резкая, сопровождается колебаниями мощности ал-

Таблица 17

Параметры	Участки долины р. Сейм														
	—	—	+	—	+	—	+	—	+	—	+	—	+	—	+
Знак деформации	15	20	9	20	10	15	10	40	20	25	25	20	40	20	40
Мощность аллювия, м	40	20	80	20	80	50	85	60	90	60	75	80	40	80	40
Русловые фации, %	6	4	7	4	3	7,5	8,5	24	18	15	18	16	16	16	16
Мощность русловых фаций, м															

лювия с 9 до 20 м. Однако, несмотря на двухкратное 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 (деформации у с. Клепалы, г. Путивля и г. Камня).

Подобное распределение 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 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 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.

Примеры увеличения мощности грубообломочных фаций за счет местного материала позволяют считать, что во многих случаях роль перлювия может быть первостепенной и что соотношения объемов пристрежневого аллювия и перлювия могут меняться в пользу любой фации. Объемы местного материала в аллювии подчинены влиянию как тектонического, так и литологического факторов. В условиях литологически однородных пород сужения долин, обусловленные локальными поднятиями, влияют на объемы и характер местного материала в соответствии с выраженностью в рельефе — высотой и крутизной склонов. Это влияние возрастает в случаях, когда «орографический» фактор дополняется литологическим. Выходы в русле неоднородных по устойчивости пород способны нарушить закономерности эрозии и аккумуляции, не влияя на рельеф долины в целом и на морфологию придолинных участков. Очевидно, роль перлювиального материала будет максимальной на тех участках долин, где влияние тектонического и литологического факторов совмещается.

Сравнительный анализ мощностей и фаций рыхлых отложений в долинах, изучение закономерностей их изменения позволяют косвенно судить о том, какую роль в строении осадков долин играют транзитные аллювиальные фации, а какую — местные перлювиальные. Этот прием определения роли перлювия в рыхлых отложениях полезен потому, что другие более точные, аналитические методы весьма сложны и далеко не всегда могут быть применимы.

Для того чтобы доказать, что тот или иной материал является перлювием, необходимо точно знать транспортирующую силу реки в моменты наибольших расходов и скоростей течения. Подобные расчеты даже приблизительно можно выполнить только при нали-

ции многолетних гидрометрических наблюдений на данном участке реки. Оценка роли местного материала в крупнообломочных фациях, слагающих русла, полезна при изучении таких геоморфологических критериев, как положение контакта фации и подошвы современного аллювия. Обилие грубообломочного перлювиального материала (моренного, склонового, селевого и т. д.) резко повышает устойчивость русла, увеличивает руслоформирующие расходы и соответствующие им уровни. Высоты контактов в этих случаях становятся аномально большими даже в условиях равновесного состояния или преобладания аккумуляции в долине. Затруднение в разделении перлювиальных фаций и базальных горизонтов транзитного аллювия может привести также к ошибкам расчетов мощности сезонно активного аллювия на плесах и положения его подошвы по отношению к днищам плесовых ложбин. Мощный перлювий может создать ложное впечатление о повышенных мощностях руслового аллювия и снижении его постели на тех участках, где водоток продолжает усиленно врезаться. Отметки местного материала в русле водотока могут быть ошибочно приняты за скопления руслового аллювия в пределах плесовых ложбин, что повлечет за собой вывод о положении русла в состоянии, близком к динамическому равновесию.

Предложенный метод анализа происхождения обломочного материала долины имеет и практическое значение. Известно, что базальные горизонты аллювия, так называемые плотиковые фации, обладают максимальной насыщенностью россыпными 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.

Глава 5. РЕЧНОЙ СТОК И РАЗВИТИЕ ДОЛИН

В предыдущих главах были освещены вопросы, касающиеся изменений объемов и режима стока рек на различных этапах их новейшей истории. Указывалось, что гидрологический режим является функцией климатических изменений, которые через речной сток влияют на динамику эрозионно-аккумулятивных процессов. Если при рассмотрении временных аспектов развития долин гидрологический фактор выступает как зависимый от климатического, то его влияние на пространственные закономерности развития долин в течение определенного отрезка времени в значительной мере самостоятельно. Роль гидрологии полнее всего проявляется и наиболее детально изучена для последнего, голоценового, этапа новейшей истории долин, когда формировались поймы и русла и отлагались фации современных аллювиальных отложений.

Особенности строения поймы

Формирование пойменных уровней является отражением сложного взаимодействия гидрологии, литологии и тектоники. Каждый из указанных факторов в определенные моменты и в конкретных условиях может оказывать решающее влияние на те или иные особенности строения поймы, на что неоднократно указывали В. В. Ламакин (1948), Е. В. Шанцер (1951), Н. И. Маккавеев (1955), Ю. А. Мещеряков (1965), Р. С. Чалов (1966). Выявление относительной роли каждого фактора часто осложнено в связи с тем, что изменения одного фактора (например тектоники) влечет за собой изменения других и влияние двух или трех факторов становится однонаправленным. Помимо того, затруднено прослеживание одновозрастных пойменных уровней, особенно на границах морфологически разнородных участков, где динамика эрозионно-аккумулятивных процессов наиболее сложна.

Высоты поймы и их изменения по долине зависят от амплитуд паводковой волны, влияния базисов эрозии и локальных движений в пределах структур, пересекаемых долиной. Высоты паводков вниз по долинам обычно возрастают от 1—2,5 до 8—10 м на Печоре, от 5—6 до 20 м на Енисее и от 3 до 10 м на Вилюе.

Увеличение высот поймы по мере нарастания порядка долин показывает, что роль амплитуд паводков в распределении относительных превышений пойменных массивов значительна (табл. 18).

Во всех случаях важно определить, в какой мере повышение поймы связано с регрессивной эрозией и в какой — с ростом высот паводков. Эта необходимость отпадает, если повышение поймы вниз по долине происходит очень быстро, и на коротком расстоянии она становится надпойменным уровнем. Однако часто проявление регрессивной эрозии не столь яркое, и пойма, повышаясь, не выходит за пределы влияния паводков.

В верховьях р. Мсты пойма изменяется вниз по реке с 1—1,5 м в истоках до 7—8 м у Опеченского Посада, превращаясь в надпой-

Таблица 18

Долины Западной Башкирии	Средняя высота поймы рек II—VII порядка, м (по Ю. Е. Журенко, 1960)					
	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	—	—

менную террасу (Мещеряков и Щукевич, 1955). На этом участке высоты паводков увеличиваются с 1,5—2,0 до 4,5—5,0 м. Можно видеть, что из 6 м уровня повышение на 3 м обусловлено влиянием гидрологического фактора и только половина приходится на долю геоморфологического. По М. С. Макееву (1935), 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; величина последней равна 13—15 м.

В случае согласованного снижения вниз по долине уровней паводков и пойм гидрологическая причина изменений высоты поймы несомненна. Уровни половодья Оки снижаются с 11,7 м у Калуги до 7,5 м у Касимова (Шанцер, 1951). Соответственно снижаются и высоты поймы. В устьевых частях рек, впадающих в оз. Ильмень (Ловать, Мста), четко прослеживается снижение пойменных уровней в связи со спадом половодья. Не исключая влияния тектоники на снижение пойменных уровней в низовьях рек, надо отметить, что доказательством его могут быть либо несоответствие в изменении высот паводков и поймы, либо факты другого порядка, например, резкое увеличение мощностей современного аллювия и т. д.

Согласно С. К. Горелову (1961), низовья Кубани являются областью активных голоценовых опусканий (2—5 мм/год). Это должно было обусловить снижение 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 тех и других в предгорьях достигают всего 2,0 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 изменений пойменных и паводковых уровней позволяет рассматривать высоту поймы как самостоятельный критерий изменения динамической фазы реки. В долине 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 2—3 км (Журенко, 1960). Учитывая, что высоты паводков здесь меняются в обратном направлении и достигают соответственно 3,0 и 5,5—6,0 м, можно думать, что причина снижения пойменных уровней в основном тектоническая.

В долине Иртыша от Павлодара до устьевого участка наблюдается увеличение высот паводков и поймы. При этом изменение отметок низких и средних паводков весьма небольшие (до 2 м), высокие паводков большие, а различия в высотах поймы максимальные — до 5 м. Увеличение мощностей современного аллювия выше Омска делает правомерным вывод об относительном опускании этого участка. Вместе с тем количественную оценку прогибания по высотам поймы провести трудно ввиду того, что гидрологический фактор по направленности влияния аналогичен тектоническому.

В целях исключения влияния гидрологического фактора (неравномерности высот паводков) предложен специальный показатель, а именно приведенная высота поймы (Мещеряков, 1965):
$$h_N = \frac{h_0}{m},$$
 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 всегда рост поймы соответствует росту паводков. Кроме того, его использование затруднено. Предположим, что скорости увеличения высот половодий и поймы одинаковы, т. е. 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. Величина же приведенной высоты поймы последовательно увеличивается, и на фоне этого изменения трудно улавливать отклонения, связанные с влиянием тектоники. Если пренебречь несоответствием в колебаниях высот паводков и пойм, то удобнее использовать разницу их высот, которая не должна меняться в условиях стабильного тектонического режима.

Ступенчатость поймы является отражением таких «региональных» факторов, как гидрограф реки, изменения климата и тектонические движения.

Однонаправленное влияние нескольких факторов затрудняет выявление причин ступенчатости поймы и выявление относительной роли гидрологии и тектоники в образовании нескольких пойменных уровней.

На реках Восточной Сибири поймы обычно насчитывают до 3—5 разновысотных ступеней. Е. Ф. Егоров (1932) отмечает на Алдане 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. О трехступенчатой пойме р. Вилюя пишет М. Н. Алексеев (1957). На повышенную ступенчатость пойм восточно-сибирских рек указывают также Ю. И. Долгушин и С. С. Воскресенский. Ввиду того что в долинах Восточной Сибири преобладает врезание (особенно в верхних и средних частях бассейнов), тектоника благоприятствует образованию ступенчатых пойм. С другой стороны, этому способствует и режим стока. Так, для рек запада Якутии характерен гребенчатый вид паводка с 3—7 пиками, а число пиков в восточных районах Якутии достигает 5—9. В связи с особенностями гидрологического режима многоступенчатые поймы на реках Якутии широко развиты даже в областях морфоструктур, испытывающих опускание.

На юге Западной Сибири ступенчатость пойм убывает при движении к северу. Отчасти это обусловлено тем, что на юге находятся области новейших поднятий — Алтай, Кузнецкий Алатау, Салаир и при движении к северу преимущественно эродирующие реки постепенно становятся преимущественно аккумулярующими.

Однако влияние гидрологического фактора на закономерности развития ступеней поймы здесь нельзя не учитывать. Характер половодья южных полугорных и северных равнинных рек неодинаковый. На реках Алтая весеннее половодье от таяния снега на небольших высотах совпадает 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.

На Ставропольском поднятии долины имеют ступенчатые поймы с 3—4 уровнями. Интенсивное врезание рек здесь подтверждается также цокольность пойм и недостатком мощности аллювия (Горелов, 1958). В этом случае ступенчатость пойм следует связывать с влиянием новейшей тектоники, поскольку гидрологические особенности рек этому не способствуют. Для рек Предкавказья 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 не характерны.

Несмотря на то что внутригодовой режим стока рек весьма динамичен и может меняться при движении по долине, его изменения имеют региональный характер. По своему «площадному» влиянию гидрологический фактор ступенчатости примерно соразмерен крупным тектоническим структурам типа синеклиз и антеклиз на платформах, синклиналиях и антиклиналиях в областях орогенеза. Поэтому определение причин изменений ступенчатости поймы при переходе от поднимающихся горных верховьев рек к относительно опущенным равнинным низовьям затруднено. Оно упрощается, если изменения ступенчатости пойм локальны и сопряжены со структурным планом. Влияние тектонического фактора в этих случаях более очевидно.

Существуют примеры увеличения количества ступеней не на поднятиях, а в депрессиях. На Оке выше Касимова (Рязано-Костромской прогиб) пойма имеет до пяти уровней с разницей высот до 1,5—2,0 м. В сужениях этого нет. Указанная закономерность связывается с уничтожением древних уровней в сужениях в ходе меандрирования русла и более трудным образованием уступов поймы в устойчивых грунтах суженных участков долины (Русловой процесс, 1959). Ступенчатость поймы в близко расположенных долинах может быть примерно одинаковой несмотря на то, что одна из этих долин имеет цокольные пойменные уровни, а другая — аккумулятивные с избыточным аллювием (рис. 50).

Расщепление поймы на поднятиях и появление одного—двух дополнительных уровней необязательно указывают на такое же число импульсов воздымания локальной структуры. Экспериментальные исследования 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 важны сведения об уступах в коренном основании поймы, так как неравномерное врезание должно приводить к одновременному образованию ступеней в подошве и кровле современного аллювия.

На Енисее между Красноярском и устьем р. Кан уровни I надпойменной террасы и поймы имеют высоты 12,6; 8 и 4 м, а глубины подошвы аллювия этих уровней равны соответственно 8—10, 10—14 и 15—17 м (Горшков, 1960). В данном случае ступенчатость

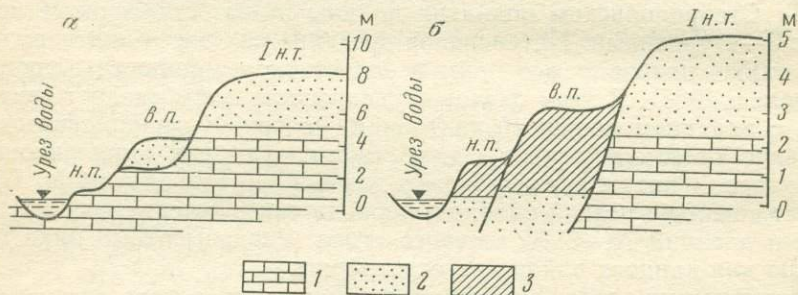


Рис. 50. Ступенчатость поймы долин разных стадий развития:

а — долина в области поднятия (р. Валгейга, Силурийское плато), б — долина в области опускания (р. Череха, Чудско-Волховский район) (по Ю. А. Мещерякову, 1961)

1 — коренные породы; 2 — русловой аллювий; 3 — пойменный аллювий

является результатом неравномерного врезания, хотя уровни паводков возможно влияют на формирование ступеней, «усиливая» или «ослабляя» влияние основного фактора.

К анализу ступенчатости пойм близок вопрос об отношении 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 расширенных долинах. Сужения, характеризующиеся возрастанием гидравлического уклона с повышением расходов и уровней, имеют относительно стабильные русла. 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. Преобладание высоких пойм наблюдается в большинстве долин (Печора, Лена, Олекма, Вилюй); обратные отношения сравнительно редкие (Обь у Новосибирска).

Гидрологический и тектонический факторы сложно взаимодействуют в процессе формирования наложенных пойм, которые образуются в результате распространения паводков на участки долин, ранее не заливавшиеся или вышедшие за пределы аккумулятивной деятельности водотока. К таким участкам с определенной долей условности можно отнести высокие поймы, ранее редко заливавшиеся водой, если в настоящее время они стали активно наращиваться. Наложный 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 наложенности,— 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.

Образование наложенных пойм при увеличении высот паводков не сопровождается значительными изменениями в направленности развития долины. Без аккумуляции в русле невозможно образование на поймах мощных наложенных горизонтов. Последние, очевидно, могут отложиться в условиях фазы аккумуляции и образования избыточного по мощности современного аллювия. Подобные случаи подразделяются на климатически и тектонически обусловленные.

Формирование долины Оби на участке Новосибирск — устье р. Томи сопровождается образованием наложенной поймы, погребением отложений I надпойменной террасы под наилком мощностью до 0,5—1,5 м.

Указанная особенность связана с преобладанием аккумуляции в долине, которая, в свою очередь, может быть объяснена климатическими изменениями (Беркович, 1970).

В качестве примера связи наложенных пойм с областями тектонического прогибания можно привести участок долины Печоры в области Пилемецко-Смекаловского опускания, где снижение I надпойменной террасы на несколько метров приводит к перекрытию пойменного аллювия русловым и к образованию «ингрессивной» поймы (Любимов, 1963). В работе К. М. Берковича (1970) рассматривается образование 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.

Интересно формирование наложенных пойм при совместном влиянии тектонического и климатического факторов. В долинах Тобола, Ишима и Иртыша черноземные почвы и торфяники низких

террас залегают ниже уровней современных паводков, что объясняется нарастанием в недавнее время высот половодий (Волков, 1967). Вместе с тем имеются участки, где указанные отложения залегают даже около меженных урезов рек, что трудно объяснить только изменением режима стока. Очевидно, столь низкое положение древних горизонтов объясняется сменой врезания аккумуляцией, причиной которой могли быть как изменения климата, так и на отдельных участках долин отрицательные движения земной коры.

Пойма в сужениях долин

Изменение высот паводковых и пойменных уровней в пределах суженных участков долин и перед ними является широко распространенной закономерностью. Яркий пример изменения характера поймы в сужении дал В. В. Ламакин (1945), исследовавший войские меандры на Печоре. Интересные данные по использованию этого геоморфологического метода для изучения новейшей тектоники юго-востока европейской части СССР можно найти в работах С. К. Горелова (1957). В последние годы этот вопрос рассматривали Л. Л. Розанов для бассейна Мезени, В. А. Исаченков и Н. Г. Волков для Днепровско-Донецкой впадины, а также А. П. Рождественский и другие исследователи для Предуралья.

Перечисленные исследователи рассматривают изменения высот поймы на участках сужения как деформации, обусловленные поднятиями пересекаемых долинами неотектонических структур. Упоминания о возможном влиянии на колебания отметок поймы «нетектонических» факторов в указанных работах не встречаются. Вместе с тем известно немало геоморфологических исследований, в которых аномальные высоты пойм в сужениях частично или полностью связываются с явлением подпора и увеличения высот половодий в местах стеснения русла. В первую очередь здесь надо упомянуть о работе Н. И. Маккавеева (1955), в которой дается анализ колебания уровней половодья по долинам и указывается на большую роль гидрологических факторов в образовании поймы и колебании ее высот. На тесную связь уровней половодий и пойменных массивов указывали для Оки А. А. Асеев, для Алдана Ю. И. Долгушин и для Вилюя А. П. Левина.

Сложность вопроса, таким образом, заключается в разграничении влияния тектоники и экзогенных процессов и в определении относительной роли каждого фактора.

Основными причинами, влияющими на механизм подпора спокойного потока перед сужением и на распределение уровней на участке стеснения, являются кинетичность и мера стеснения потока (Ротенбург, 1960). Параметр кинетичности, или число Фруда ($Pk \delta = \frac{v^2 \delta}{g \cdot h \delta}$, где $v \delta$ — скорость потока в нестесненных бытовых условиях, а $h \delta$ — глубина), на большинстве равнинных рек в по-

ловодье имеет малые значения, порядка сотых или даже тысячных. Например, его значения равны на Волге у Горького 0,003, на Соже у Гомеля 0,015, на Немане у Белицы 0,040 м и на Б. Кинеле у Похвистнева 0,062. С ростом параметра кинетичности, т. е. с увеличением скорости и уменьшением глубин (при прочих равных условиях), относительный подпор потока возрастает (рис. 51).

Мерой стеснения считается отношение общего расхода водотока к части расхода, проходящей через сужение в нестесненном состоянии. Поскольку коренные русла большинства крупных рав-

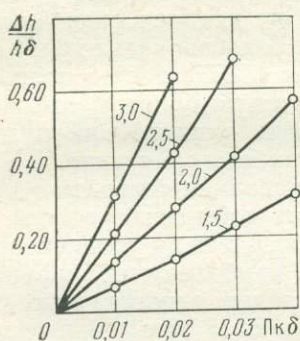
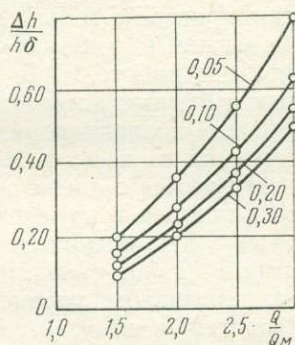


Рис. 51. Зависимость максимального подпора от параметра $Pk\delta$ при разных мерах стеснения (по Ротенбургу, 1960).

Рис. 52. Зависимость максимального подпора от меры стеснения при различных величинах параметра $\frac{Fr}{\tau\alpha}$ (по Ротенбургу, 1960).



нинных рек пропускают в бытовых условиях от 20 до 80% общего расхода половодья, значения меры стеснения обычно колеблются от 5 до 1,25. На полугорных и особенно горных реках в каньонах или ущельях мера стеснения, очевидно, может иметь большие значения. Величина подпора сильно зависит от величины стеснения, как это видно на рис. 52.

В зависимости от меры стеснения находится распределение уровней в сужении долины. Так, при небольших значениях этого параметра уровень воды в створе сужения по мере увеличения стеснения понижается, достигая минимума при критическом стеснении. Дальнейшее возрастание стеснения приводит к повышению уровня, т. е. глубины в створе сужения приближаются к бытовым. Мера стеснения, при которой уровни потока в сужении будут равными бытовым, называется предельной. Если стеснение будет больше предельного, уровни воды в сужении превысят уровень нестесненного потока. Как показывают расчеты И. С. Ротенбурга (1960), значения критического и предельного стеснений уменьшаются при росте параметра кинетичности. Так, при значениях параметра кинетичности, равных 0,005; 0,010; 0,02; 0,04; 0,1; 0,2, значения предельного стеснения соответственно равны 14; 10,0; 7,1; 5,0;

3,16; 2,23. Поэтому на равнинных реках, имеющих во время разлива малые величины параметров кинетичности, они велики по своим значениям и в природе встречаются очень редко.

Перечисленные параметры, как было указано выше, влияют на распределение уровней в случаях, когда мы имеем дело со спокойным водотоком, т. е. при значении параметра кинетичности (числа Фруда) меньше единицы. Как показано в работах Н. И. Маккавеева (1955) и Р. С. Чалова (1966), все равнинные и многие полугорные реки в паводки имеют уклоны меньше критических и не переходят в состояние бурных потоков. Считая, что указанные параметры пригодны только при расчете подпора спокойных водотоков, мы можем их использовать для большей части долин. С другой стороны, в работе И. В. Лебедева (1957) расчет подпора для спокойных и бурных потоков проводится по одним и тем же зависимостям, что позволяет рассматривать влияние кинетичности и меры стеснения на подпор без каких-либо ограничений.

Для того чтобы с достаточным основанием говорить о роли экзогенных факторов в изменениях высот пойменных уровней, важно также определить, насколько тесна связь между уровнем потока и уровнем пойм. Такая связь, очевидно, наиболее тесна в зонах подпора, где повышение уровней происходит одновременно с падением скоростей и, следовательно, создаются оптимальные условия для усиленной аккумуляции и наращивания поймы. Непосредственно в сужениях резкое возрастание скоростей течения затрудняет наращивание поймы. Однако, на наш взгляд, и здесь гипсометрия поймы должна отражать колебания уровней. В случаях, когда стеснения потоков меньше предельных, и уровни волны половодья в сужении понижены, пойма также будет низкой. При стеснениях же больших, чем предельные, и повышении уровней паводков в сужениях (что имеет место в горах и предгорьях) поймы обычно бывают валунно-галечными или цокольными, трудно размываемыми. В связи с этим они, однажды возникнув, обладают такой же устойчивостью и тенденцией к повышению, как и поймы расширенных участков долин. Несоответствие изменений высот паводков и пойм может иметь место лишь при разновозрастности пойменных уровней, которая объясняется неодновременным переходом поймы в надпойменную террасу на разных участках долины.

Переходя к тектонической интерпретации колебаний высот поймы в сужениях, прежде всего отметим важность точного определения места изменения пойменных уровней относительно створа суженного участка и зоны подпора. Это необходимо потому, что фиксация повышенных уровней поймы перед створами сужений, на крыльях поднятий, обычно свидетельствует о наличии подпора водотока в половодье, а не о деформациях уровней поймы. Относительный подпор возрастает при постоянстве прочих условий на реках с большими скоростями и меньшими глубинами, что связано с большими уклонами падений. Поэтому на реках полугорного характера и приближающихся к ним влияние подпора на повышение поймы перед сужением особенно велико. Поскольку в этих

же районах возрастают и амплитуды тектонических поднятий, выделение относительной роли каждого фактора может быть весьма сложным.

Повышение уровня паводков в створах сужений, возникающее при предельных стеснениях потока, на равнинных реках обычно не имеет места. Эта закономерность имеет важное значение при изучении неотектоники. Она позволяет все положительные аномалии в высотах пойменных уровней на участках сужения долины считать критерием неотектонической активности данного поднятия. При этом высоты поймы в сужении следует сравнивать либо с таковыми на участках ниже сужения, либо выше зоны подпора.

Снижение уровня половодья и поймы в сужениях равнинных рек, по сравнению с нестесненными участками, в целом небольшое и составляет при критических стеснениях не более чем несколько сотых от глубины потока в сужении. На крупных равнинных реках оно может достигать 0,4—0,5 м. Естественно, что это явление не может интерпретироваться как показатель голоценового прогибания суженных участков долин.

Повышения уровней паводков в сужениях, имеющие место при стеснениях больше предельных, достигают максимальных значений на полугорных и горных реках (так же как и величины подпора). Так, при параметрах кинетичности около 1 и стеснениях более 5 на реках средних размеров высоты паводков в сужениях относительно уровней на соседних участках могут достигать 10 м и более.

Зафиксированные нами в ходе визуальных наблюдений по нишам размыва, остаткам плавника и следам на склонах уровни паводка колеблются в зависимости от ширины русла и поймы с 3—4 до 10 м (см. рис. 38). В таких же пределах могут изменяться и высоты поймы при переходе от одного участка долины к другому. В связи с такой большой ролью влияния экзогенных факторов на изменение уровней поймы говорить о их тектонических деформациях весьма затруднительно. Выводы о голоценовых движениях будут правомерными только при резком несоответствии в изменениях уровней паводковой волны и поймы или в случае перехода поймы в надпойменную террасу.

Рассмотрим с учетом изложенных закономерностей примеры изменения высот поймы в сужениях.

А. А. Асеев (1959) указывает на повышение высоты поймы Оки в суженных местах долины (на участках Ибердус—Щербатовка и Шиморское—Горький) с 4—6 до 7—9 м. В долине Мезени высота поймы на участках поднятия и сужения долины более 4,5 м, на расширенных участках менее 3,5 м (Розанов, 1963). На Днепре в районе Орши, по Исаченкову (1964), пойма имеет высоты до 7—8 м по сравнению с 5—6 м на вышележащем участке. Указанные примеры имеют один общий недостаток — в них не указывается положение аномальных высот поймы относительно створов сужений и зон подпора перед ними. Поэтому тектоническая интер-

претация их затруднительна. Возможно, что перечисленные аномалии местами связаны с подпором паводков перед сужениями.

Ю. И. Долгушин (1961) пишет, что в сужениях долины Алдана пойма на 1,5—2,0 м выше в связи с увеличением высот паводков. В. Е. Хаин и В. М. Муратов (1962) связывают с изменением уровня половодья необычно высокие (до 6—8 м) поймы участков пересечения реками Северо-Западного Кавказа куэстовых гряд, А. П. Левина (1963), характеризую террасы Вилюя, говорит о влиянии паводков на рост высот первой надпойменной террасы (например, на участках порога Хан терраса повышается с 10—16 до 21 м). Эта группа примеров связана с анализом полугорных рек или близких к ним, так что увеличение высоты пойм и террас как перед сужениями этих долин, так и непосредственно в сужениях может быть связано с экзогенными факторами. Подпор перед сужениями на подобных реках достигает больших величин и может объяснить значительные изменения высот пойм. Если же повышенные уровни пойм зафиксированы в створах сужений или несколько ниже створов, для правильной интерпретации явления необходимо показать, что величины стеснения при данных характеристиках потоков здесь больше предельных. Однако нельзя не учитывать и влияние тектонического фактора. В частности, по В. Е. Хаину и В. М. Муратову, ширина поймы в местах пересечения реками куэстовых гряд достигает 1,0—1,5 км. Вряд ли в этом случае стеснение будет больше предельного и уровни паводков в створах сужений превысят бытовые. Вероятно, причины изменения высот поймы здесь тектонические, если положительные аномалии не расположены в верхних частях суженных участков, в зоне подпора.

С. К. Гореловым (1963) рассмотрены деформации поймы и надпойменных террас в долинах юго-восточной части Русской платформы. Эти примеры свидетельствуют о тектонической активности пересекаемых структур, поскольку на многих участках деформации достигают 10—15 м и закономерно увеличиваются на более древних террасах. Вместе с тем отдельные выводы автора относительно темпов поднятия структур на различных этапах могут быть приняты лишь после учета влияния экзогенных факторов, поправки на которые не делаются. Как видно из табл. 19, на ряде структур юго-востока Русской платформы (Покровская, Ойкинская, Назаровская) изменения высот поймы превышают таковые для первой надпойменной террасы, что рассматривается С. К. Гореловым (1963) как свидетельство увеличения темпа поднятия структур в голоценовое время. Надо сказать, что физически подобное явление необъяснимо, если измеренные деформации находятся на одних поперечных профилях. Возможно, что такая картина объясняется сильной денудацией поверхностей надпойменных террас и, следовательно, ее нельзя использовать для суждения об изменении темпов тектонических движений. Однако не исключено, что большие колебания уровней пойменных террас связаны с врезом долин, резким сокращением их ширины в сужениях и изменением

Поднятия	Амплитуда поднятий, м			
	по III н. т.	по II н. т.	по I н. т.	по в. п.
Заборовское	—	15,0	14,0	2,0
Покровское	—	10,0	2,5	5,0
Ойкинское	—	10,0	2,8	3,0
Шугуровское	5,5	4,5	4,6	2,5
Учаллинское	—	2,8	3,5	1,5
Назаровское	—	7,5	2,5	3,5
Николашкинское	4,3	3,5	4,5	3,0
Туймазинское	—	6,0	8,0	2,0

профиля паводковой волны на положительных структурах. Последнее обстоятельство может сильно повлиять на изменение высотных отметок пойм даже при наличии тектонических движений. В зависимости от меры стеснения потока в каждом отдельном случае роль подпора и повышения волны половодья в створе будет различной, однако обе эти причины могут обусловить повышение пойменных уровней на участках сужения и перед ними.

В работах В. В. Ламакина, В. П. Трифонова, Л. К. Зяtkовой, В. Я. Троцюка и ряда других исследователей приводятся данные о снижении высоты пойм на положительных структурах. Все эти примеры относятся к платформенным аккумулятивным равнинам, где стеснения русел в сужениях меньше предельных и, следовательно, снижение поймы в створах сужений может быть связано и с гидравлическим фактором. Однако мы далеко не уверены в том, что все упомянутые авторы фиксировали отметки поймы именно в створах сужений. Поэтому есть основания полагать, что наблюдавшиеся уровни представляют собой не сниженные в результате гидравлических падений паводковых уровней, а более молодые, чем вне поднятий, и поэтому более низкие. Большая устойчивость русел в сужениях, о которой пишет Н. И. Маккавеев (1955), имеет место при относительном равенстве в литологии коренных пород долины. Если же на поднятиях русло вскрывает менее устойчивые породы, его миграция резко возрастает, высокие пойменные уровни быстро срезаются, замещаясь низкими. Одной из важных закономерностей строения молодых аккумулятивных равнин Западной Сибири, Прикаспия и отчасти европейской части СССР являются огрубление, опесчанивание фаций на поднятиях и преобладание глинистых отложений в областях прогибания. Эта особенность фациальной изменчивости коренных пород в состоянии обусловить странное, на первый взгляд, поведение пойменных уровней на участках пересечения долинами положительных структур.

Современный аллювий

Аллювий русел и пойм современных рек формируется под влиянием нескольких факторов — режима стока, рельефа бассейна, движений земной коры и литологии коренных пород. Среди них гидрологические особенности следует считать наиболее важными, поскольку их влияние повсеместное и непосредственное. Значение гидрологического фактора тем более велико, что через параметры водотоков — их скорости, характер движения, колебание уровней — на процессе накопления аллювия передается косвенное влияние рельефа и тектоники.

Соотношение русловых и пойменных отложений в разрезах определяет положение контакта основных фаций по отношению к меженным и паводковым уровням. Несмотря на то что при широком распространении фаций стариц, прирусловых отелей и валов, а также при образовании наложенных пойм контакты между основными фациями не всегда четкие, их высокое положение широко используется для определения направленности эрозивно-аккумулятивных процессов в долинах. При этом считается, что положение контакта 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, 1961, 1965).

Упомянутая методика использования положения контакта фаций при изучении динамических фаз развития долин нуждается в серьезных уточнениях. Основаниями для этого служат многочисленные примеры высокого положения кровли русловых фаций на реках самых различных районов СССР в независимости от того, какие структурные районы река пересекает — относительные поднятия или области прогибания. Особенно это характерно для рек Восточной Сибири и предгорных областей Предкарпатья, Северного Алтая. Здесь только в исключительных случаях можно наблюдать близкое к меженным уровням положение контакта; обычные же его высоты над урезом 1—2 м (Воскресенский 1962; Попов 1968). Об этом же свидетельствуют и закономерности накопления современного аллювия рек Забайкалья интересные 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 (Симонов, 1972).

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 тому

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, соответствует уровням побочной перекатов и имеет обеспеченность 25—45% (Маккавеев, 1955).

По Р. С. Чалову (1967), различные типы русел характеризуются следующими руслоформирующими расходами (в процентах обеспеченности): равнинные 1—6 и 25—40, полугорные 20—25 и горные с развитыми русловыми формами 14—16, с неразвитыми русловыми формами 6—8, порожисто-водопадные 1—2.

Необходимость сравнения контакта фаций не просто с «меженным» уровнем, а с уровнями, соответствующими руслоформирующим расходам, видна из следующих примеров. Положение контакта фаций на реках Северо-Запада европейской части СССР (Ловать, Мста, Луга, Великая) в летний период, т. е. в июне—августе, на 0,2—0,3 м выше «межени». Это может привести к ошибочному выводу о преобладании врезания на тех или иных участках долин, так как отчет положения контактов следует вести от уровней, соответствующих руслоформирующим расходам, которые на 0,5—1,0 м выше. Причина этого заключается в том, что максимум работы по формированию русел реки Северо-Запада проводят осенью, когда расходы примерно вдвое превышают летние (рис. 53). С таким же положением можно встретиться и на некоторых реках Кавказа и Предкавказья, а также Приамурья, где осенние или зимние расходы превышают летние.

Руслоформирующие расходы и соответствующие им уровни колеблются от бассейна к бассейну и от одного участка долины к другому в зависимости от разнообразных 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. Относительная четкость контактов на реках Севера и Северо-Запада европейской части СССР связана со значительным воздействием на русло межженных расходов. На реках степных и полупустынных районов (Юго-Восток европейской части СССР, Западный Казахстан) ос-

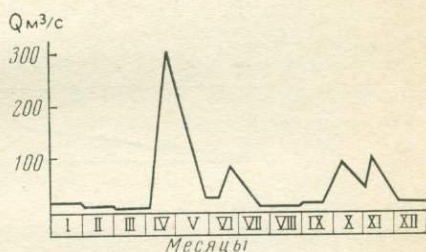


Рис. 53. Типовой график расходов р. Луга у с. Толмачева (Север европейской части СССР, 1966)

новное руслообразующее значение имеют паводковые расходы, а аллювий слабо дифференцирован на фации.

В долинах с высокой залесенной поймой (средняя Обь) основной диапазон руслоформирующих расходов располагается ниже бровок поймы, а в условиях низкой луговой поймы при растянутом половодье (Сев. Двина, нижняя Обь) соответствует периоду максимального подъема воды и полного затопления долины (рис. 54). Можно думать, что в первом случае дифференциация ос-

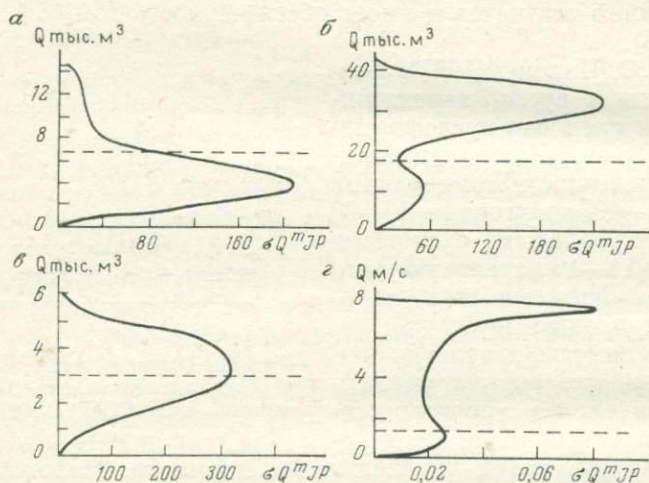


Рис. 54. Соотношения уровней поймы и руслоформирующих расходов Оби у Новосибирска (а); Оби у Салехарда (б); Амударьи у Карамыш-Таша (в); Абаносцхали у Махиндажаури (г) (по Р. С. Чалову, 1972).

Пунктир — выход воды на поймы; Q — средние интервалы расходов; σ — коэффициент, зависящий от ширины затопленной в половодье поймы; m — показатель, зависящий от крупности наносов; I — уклон, P — вероятность интервала расходов

новных фаций аллювия и выраженность их контакта в разрезах будет более четкой.

Руслоформирующие расходы возрастают с увеличением крупности транспортируемого аллювия. В результате русла горных рек подвержены переформированию часто лишь в течение нескольких дней паводка, а всю остальную часть года практически не меняются. Высокое положение контактов для таких рек является естественным и может наблюдаться при врезании и в условиях преобладающей аккумуляции.

Руслоформирующие расходы значительно увеличиваются и в сужениях долин по сравнению с выше и ниже расположенными расширениями. Такое положение связано с увеличением крупности аллювия в сужениях, а также с тем, что сужения обычно характеризуются прямой зависимостью уклонов и расходов — в половодья уклоны здесь больше, нежели в межень. Это увеличивает руслоформирующую роль высоких уровней воды (Маккавеев,

1955). Напротив, явление подпора перед сужениями обуславливают обратную связь расходов и уклонов, что приводит к снижению руслоформирующих расходов.

Наконец, руслоформирующие расходы будут повышаться или понижаться в приустьевых частях долин и притоков в зависимости от явлений 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). Можно видеть, что 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, мы в состоянии относительно уверенно судить о «пониженном» или «повышенном» положении контактов на том или ином участке долины. При этом надо иметь в виду, что связанные с особенностями русловых процессов отклонения контактов от их среднего (фоновое, по В. Е. Некосу) положения в большинстве случаев будут положительными, поскольку отложения руслового аллювия на отметках выше средних уровней побочной происходит ежегодно во времени половодья.

Отрицательные отклонения контакта аллювиальных фаций от расчетного уровня в среднем будут значительно меньшими и сравнительно редкими, что связано с незначительной переработкой русла в периоды минимальных уровней.

Определение относительного влияния тектоники и гидрологии на положение контактов затруднительно, особенно при однопавленном влиянии факторов. Повышенное залегание кровли руслового аллювия в долинах Северо-Запада европейской части СССР объясняется общим воздыманием территории в голоцене (Мещеряков, 1961). Но в то же время рассматриваемая территория совпадает с областью ледникового рельефа и распространения валунно-галечных отложений. Последние повышают руслоформирующие уровни и высоты контактов.

Обусловленные гидрологией высоты контактов увеличиваются при переходе от равнинных рек к горным и от расширенных участков долин к суженным. Одновременно в этих же направлениях возрастают и энергия поднятия, 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 согласно, снижая высоты контактов. В 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 дина-

мической фазе развития долины необходим учет экзогенных факторов.

Влияние тектонического фактора в горах суммируется с влиянием руслоформирующих расходов 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 меженных русел (рис. 55).

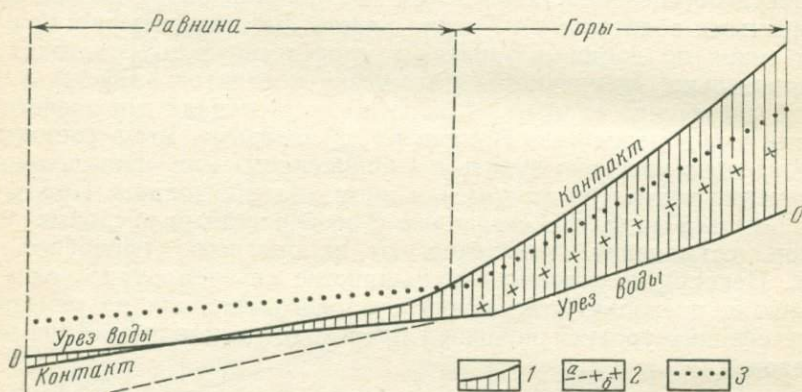


Рис. 55. Влияние тектоники и режима стока на контакт аллювиальных фаций. 1 — результирующее положение контакта относительно уреза воды; 2 — тектоническая составляющая: а — отрицательная, б — положительная; 3 — влияние руслоформирующих расходов

Изучение подошвы современного аллювия важно для решения многих задач прикладной и теоретической геоморфологии. Рельеф подстилающих аллювий коренных пород оказывает большое влияние на транспорт и накопление так называемых «приплотиковых» горизонтов аллювия, которые обычно заключают наиболее богатые россыпные месторождения золота, алмазов, касситерита и ряда других полезных ископаемых.

Положение подошвы (постели) современного аллювия по отношению к днищам плевосых ложбин является одним из наиболее надежных показателей «динамической фазы» развития долины, а изучение рельефа подошвы аллювия является важным методом выявления новейших тектонических движений (Горецкий, 1948; Шанцер, 1951).

Для того чтобы обоснованно судить о влиянии на положение подошвы аллювия «внешних» факторов — тектонических и климатических, необходимо выяснить особенности русловых процессов в долине и оценить их роль в формировании постели современных отложений русла.

В стадию динамического равновесия базальные горизонты аллювия находятся в сфере руслового воздействия и периодически

перемещаются только в наиболее глубоких частях плесовых ложбин. При этом их активность имеет место в периоды паводков, когда на плесах преобладает размыв. На протяжении меженного периода в пределах плесов накапливается подруслового аллювий, а между подошвой аллювия и днищами плесов образуется определенный интервал.

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 и более. Однако суммарные величины русловых деформаций могут быть большими за счет устойчивого размыва или накопления на отдельных участках. Помимо того при скоростях течений, в 4 раза больших, чем размывающие для данных условий, гряды исчезают и возникает массовое движение значительного по мощности верхнего слоя донных наносов. Имеющиеся сведения о мощностях активного подруслового аллювия немногочисленны. По данным И. И. Херхеулидзе (1960), «бытовые размывы», т. е. ликвидируемые 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 Жениссиа 25 м.

Е. Фальковский (Falkowski, 1967) констатирует большой размах деформаций в среднем течении р. Вислы, где в половодье переотлагается толща аллювия мощностью до 15 м. Н. М. Кулемина указывает, что на Днепре у г. Киева высоты подвижных песчаных гряд равны 0,8—1,5 м, в том числе и на плесах, а размывы в паводок на участках подваля перекатов достигают 4—5 м. Как считает С. С. Воскресенский, на малых реках мощность подруслового аллювия в среднем равна 1—2 м, а в верхнем и среднем течении Амура достигает 5—7 м.

На приустьевом участке Вахша во время паводков размыв плесов в местах развития гравелистого аллювия достигает 0,5—2 м, а в песчаном аллювии 3—5 м (Тузов, 1962). 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. 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 сезо-

нам) 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. Наши наблюдения в Центральном Казахстане показали, что плесы долин рек Селеты, Ишима, Нуры, и Сарысу аномально глубокие, почти не имеют аллювия и часто врезаны в коренные породы. Объясняется это тем, что в половодья плесы казахстанских рек интенсивно промываются и углубляются, а в межень почти не заносятся, как бы консервируются. Исходя из отмеченных особенностей, можно полагать, что на реках семиарид-

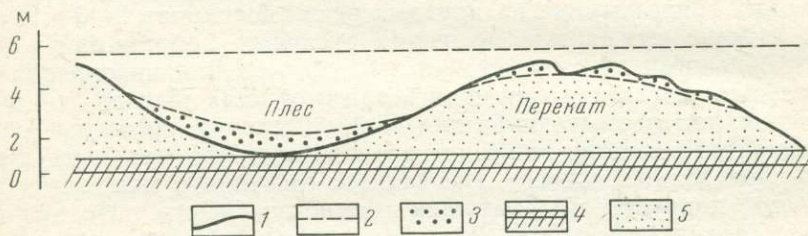


Рис. 56. Положение руслового аллювия в условиях динамического равновесия. 1 — профиль русла в конце паводка; 2 — то же, в конце межени; 3 — горизонт сезонно активного аллювия; 4 — коренные породы; 5 — русловой аллювий

ных 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-Вилюйской 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 также сезонно-деятельным или сезонно-активным аллювием (рис. 56).

Для целей структурно-геоморфологических исследований особенно важно подчеркнуть, что горизонт сезонно-активного аллювия на участках плесовых ложбин обычно достигает наибольшей мощности в периоды, предшествующие паводкам, а после спада половодья сокращается до минимума, причем во время мощных половодий (раз в несколько лет) почти полностью уничтожается. 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 меженный период на равновесие, очевидно, будет указывать

мощность аллювия, примерно соответствующая сезонно-активному слою. В русле верхнего и среднего Днепра на плесах зафиксирован слой аллювия 3—5 м, что послужило основанием для вывода о преобладании аккумуляции в долине в связи с усыханием климата или увеличением твердого стока (Еськов, 1968). В этом случае следует оценить мощность сезонно-активного слоя аллювия для верховьев Днепра и сравнить ее с замеренной. Целесообразно указать и время проведенных измерений. 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.

Изучение динамических фаз развития долин на основании сравнительного анализа положения подошвы современного аллювия и днищ плесов требует следующего важного уточнения, связанного с влиянием гидрологического фактора. В стадию равновесия днища плесов в период межени отделены от подошвы современного активного аллювия интервалом до нескольких метров. Отсутствие этого интервала, т. е. примерное совпадение подошвы аллювия и днищ плесов, указывает на врезание реки. Преобладание аккумуляции в русле, очевидно, можно предполагать, если замеры после паводков покажут наличие на плесах относительно мощного аллювия, который сохранился после размытия 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. 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) сравнительно точно отражают 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. Нивелировка подошвы аллювия может идти, 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 18—15 до 29 м (Дмитриев, 1937). На средней Оби при высоте поймы 6 м подошва аллювия располагается на отметках 15—30 м ниже уреза (Алешинская,

Зайкина, 1965). Учитывая, что в обоих случаях мощности аллювия больше нормальных, колебания подошвы можно считать тектонически обусловленными. 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 (Лунев, 1960). Наблюдаемые здесь колебания отметок постели аллювия уже не в полной мере отражают характер тектонических движений, поскольку рельеф подошвы зависит от неравномерности врезания и от способности реки нивелировать рельеф подошвы путем срезания наиболее выступающих его частей.

Глава 6. О САМОРАЗВИТИИ ДОЛИН

К процессам саморазвития, строго говоря, следует относить закономерности и явления в деятельности рек, обусловленные гидравлическими особенностями потока, его внутренней структурой. Например, скоростное поле потока, ламинарное или турбулентное его состояние, волновой характер движения влияют на рельеф коренного ложа, перемещение влекомого и взвешенного материала и на строение русловых фаций аллювия. Мелкая извилистость русел, образующаяся в любых условиях от изгибов динамической оси потока, создает важнейшие предпосылки для формирования плесов, перекатов и впоследствии меандр. Влияние подобных внутренних процессов на развитие долин ограничено. Помимо этого к процессам саморазвития условно можно отнести также процессы, которые предопределены внешними факторами развития долин (тектоническими, климатическими или гидрологическими), но развиваются и независимо от них, имеют свои особенности.

Подобные закономерности имеют эрозивно-аккумулятивные процессы при смене врезания и наполнения равновесием, а также при образовании террас из пойменных уровней.

Смена врезания равновесием. Постоянная закономерность развития долин, а точнее динамики речных русел — приближение к состоянию динамического равновесия, выработка равновесного для данных условий продольного профиля и установление равенства между приходом и расходом обломочного материала. Несмотря на то что развитие долин происходит в условиях сложного и взаимного влияния ряда причин, в периоды ослабленного влияния внешних факторов часто имеет место переход от преобладающего врезания или преобладающего накопления к динамическому равновесию (Карташов, 1972).

В процессе врезания русла и выполаживания его продольного профиля постепенно уменьшается кинетичность потока, расширяется днище долины и создается условие для перехода от случайных и незакономерных излучин к меандрам. Начавшийся в определенный момент процесс меандрирования знаменует собой качественное изменение в развитии русла, смену одного типа русла другим. При этом значительно увеличивается коэффициент извилистости или отношение длины русла к длине долины. По мере роста ме-

андр уменьшаются уклоны русла, причем этот процесс идет ускоренными темпами по сравнению со скоростью выполаживания до начала меандрирования.

Ускоренное нарастание длины русла и уменьшение его уклонов рассматриваются как важная особенность перехода русла от стадии врезания к состоянию динамического равновесия. С этим обстоятельством связываются скачкообразное изменение баланса рыхлого материала, резкая смена отрицательного баланса положительным и накопление в русле определенного объема материала, который располагается ниже дниц плесов (плотиковый аллювий).

По мере достижения меандрами предельных размеров и ослабления процесса поперечных деформаций русло приближается к состоянию динамического равновесия, в ходе которого формируются отложения перстративной фазы, перекрывающие плотиковый аллювий. Последний, находящийся вне сферы влияния водотока, относится к самостоятельной фазе — субстративной или подстилаемой. Субстративная фаза рассматривается как начальный этап стадии динамического равновесия, а плотиковый аллювий наряду с русловыми и пойменными фациями перстративного аллювия включается в нормальную мощность аллювия (рис. 57), которая, таким образом, значительно превышает мощность аллювия, формирующуюся в интервале днища плесов — уровни паводков (Карташов, 1972).

Важный теоретически и практически вопрос о механизме перехода рек из одной динамической стадии в другую и о формировании базальных горизонтов аллювия еще во многом неясен и нуждается в дальнейшем изучении. В первую очередь, возникает сомнение относительно того, что смена динамических фаз непременно должна сопровождаться скачкообразным изменением тех или иных явлений. Река весьма чутко реагирует на влияние всей совокупности факторов, определяющих русловую процесс. Переход от слабо извилистого русла к меандрирующему происходит в ходе длительных и постепенных изменений ряда факторов. Начавшийся процесс образования меандр ведет к уменьшению уклонов и, на первый взгляд, к значительному ослаблению транспортирующей и эрозивной способности потока. Вместе с тем один из важнейших факторов нарастания извилистости — увеличение способности потока к эрозии и транспорту на изгибах, что связано с возрастанием неравномерности скоростного поля потока. Таким образом, проти-



Рис. 57. Строение аллювия нормальной мощности: I — по И. П. Карташову (1972); II — по Е. В. Шанцеру (1951); III — по М. Д. Эльянову (1953)

воположные влияния уклонов и скоростного поля в какой-то мере уравнивают друг друга. На первых этапах развития меандр возрастание живой силы потока особенно значительно. Видимо, отчасти с этим связано и образование наиболее глубоких плесов в вершинах излучин. Подобные условия не способствуют накоплению в русле избыточного объема аллювия и скорее стимулируют размыв коренного ложа долины. При достижении меандрами значительной крутизны, транспортирующая и эрозионная способность потока на изгибах сокращается и потери энергии в связи с удлинением русла возрастают. Однако аккумуляция в русле лимитируется при этом общим ослаблением процесса меандрирования.

Фактический материал И. П. Карташова по долинам Северо-Востока СССР показывает, что мощности плотикового аллювия либо не меньше половины мощностей залегающего выше перстативного руслового аллювия, либо превышают их (цифры мощностей соответственно равны в долине р. Берелех 2,9 и 4,3 м, руч. Кураных 1 и 2 м, руч. Озерный 3,4 и 1,4 м и руч. Малый 2,8 и 0,8 м). Плотиковый аллювий отлагается целиком в пределах русла, поэтому его накопление должно было обусловить поднятие днища русел на соответствующие высоты — от 1 до 3,4 м. Для перечисленных водотоков, размеры которых весьма скромные, подобные изменения неизбежно привели бы к смене процесса меандрирования блужданием.

Если представить процесс перехода русла от врезания к равновесию как постепенный, постоянно контролируемый изменением ряда факторов, то вопрос о причинах образования подруслового (плотикового) аллювия остается нерешенным (Сладкопевцев, 1974). В этой связи заслуживают внимание следующие два момента.

Схема образования плотикового аллювия разработана на материале Северо-Востока СССР и на примере главным образом долин первых порядков, которые представляют наибольший интерес в практическом отношении. Как указывалось выше, климатически обусловленные изменения водности рек и баланса обломочного материала наиболее велики именно в верховьях речных систем. Эти изменения в состоянии повлиять на направленность эрозионно-аккумулятивных процессов даже в случае нерезких колебаний климата.

Изменения климата на Северо-Востоке в последние 10—20 тыс. лет приводили к миграции растительных зон не менее чем на 300 км и к смене тундровых ландшафтов лесо-тундровыми и даже лесными. Можно полагать, что подобные изменения были достаточными для накопления в руслах небольших (до 3—4 м) избыточных мощностей аллювия, подстилающего современные отложения. Такая интерпретация может объяснить одну из основных особенностей плотикового аллювия — сокращение его мощностей вниз по течению рек.

Значительная древность горизонтов аллювия — до 25 тыс. лет, что соответствует эпохе каргинского межледниковья, а также стра-

тиграфический перерыв между ним и залегающим выше «перстративным» аллювием согласуется с гипотезой о принадлежности плотикового аллювия к более ранней самостоятельной стадии развития долин. Горизонты «перстративного» аллювия включают помимо русловых и пойменных так называемые покровные фации, которые И. П. Карташов (1961) считает отложениями констративной фазы аккумуляции. Их особенности — плохая сортировка, низкая окатанность, одинаковое развитие всех фракций — сближает их с перигляциальным аллювием. Возраст покровных фаций примерно соответствует этапу сартанского оледенения. Итак, существует весьма большая вероятность климатической обусловленности накопления в долинах малых рек Северо-Востока СССР избыточных по мощности аллювиальных отложений.

Описанные в верховьях долин Забайкалья так называемые «маревые» отложения (Симонов, 1972) имеют слабую дифференциацию материала, большую глинистость, часто повышенные мощности, что сближает их с плотиковым аллювием. Образованные в эпохи активизации склоновых процессов маревые отложения могут впоследствии перерабатываться аллювиальным процессом и замечать аллювий как по простираанию, так и вниз по разрезам.

При решении вопроса о происхождении плотиковых отложений целесообразно также учитывать особенности формирования подруслового, сезонно-активного аллювия, который выстилает наиболее глубокие части плесовых ложбин. Как особенности строения — щебнистость, глинистость так и положение в русле сезонно-активного и плотикового аллювия имеют много общего. Значительные различия наблюдаются лишь в мощностях и закономерностях их изменения. В то время как мощности сезонно-активного аллювия сокращаются по мере уменьшения водотоков и для малых рек оцениваются не более чем в 1—2 м, мощности плотикового аллювия наиболее значительны в верховьях долин и даже на ручьях с площадями водосборов до 100 км² достигают нескольких метров. Учитывая, что вопросы о механизме образования рассматриваемых разновидностей аллювия относятся к очень слабо изученным, а сведения о их мощностях единичны, нельзя исключать подвижность в современных условиях горизонтов плотикового аллювия — всего или какой-то его части. Руслоформирующие расходы в долинах горных ручьев имеют обеспеченность 1—2%, и подвижность подруслового аллювия может иметь место в течение нескольких дней в году и даже не ежегодно.

На малых реках Забайкалья накопление повышенных мощностей аллювия связывается с приносом во время паводков крупнообломочного материала и отложением его в руслах в виде отмосток. Предполагается, что при этом резко сокращается транзит наносов, а продолжающееся поступление рыхлого материала со склонов приводит к загромождению русла избыточным материалом. Как следствие аккумуляции наблюдается последующий рост уклонов продольного профиля, скорости течения и вероятности разрушения отмостки, после уничтожения которой транзит наносов вос-

становливается (Симонов, 1972). Можно видеть, что последовательное изменение уклонов и направленности эрозионно-аккумулятивных процессов рассматривается как саморегулирующая система, подчиняющаяся внутренним закономерностям развития долин. Вместе с тем остается неясным — почему до образования отмытки водотоки врезались и имели возможность выработать глубокие эрозионные формы. Очевидно, что грубообломочный материал поступал в русла во все возрастающем объеме и тем не менее он не препятствовал углублению долин. Учитывая это, следует рассматривать образование отмытки либо как явление, не препятствующее врезанию, либо как следствие активизации склоновых процессов, т. е. как результат влияния внешних факторов (климатических, литологических, гидрологических). Если же в долинах рассматриваемых водотоков имеются следы динамического равновесия, что на малых реках возможно и при значительных уклонах, то валунные отмытки можно рассматривать как базальный аллювиально-перлювиальный материал, накопившийся в предшествующую, инстративную фазу развития долин и в условиях равновесия неподвижный.

Смена аккумуляции равновесием. Проблема перехода русла от стадии преобладающей аккумуляции и накопления констративного аллювия к динамическому равновесию также весьма интересна и мало изучена. Теоретическая схема предполагает, что процесс смены ветвящегося русла меандрирующим обуславливает скачкообразное изменение баланса рыхлого материала от положительного к отрицательному, сужение поймы и некоторое углубление днища долины в пределах пояса меандр. Лишь после углубления русла и выработки им несколько меньшего уклона наступает динамическое равновесие (Карташов, 1972).

Как отмечалось выше, есть основания считать, что процесс саморазвития русел — явление постепенное, постоянно контролируемое рядом факторов. В данном случае важнейшим условием для начала меандрирования будет возрастание уклонов до определенной величины. Повышение русла и нарастание уклонов явится необходимым условием и для дальнейшего развития меандр. Меандрирующие русла, как известно, имеют большие коэффициенты извилистости по сравнению с любыми другими, в том числе и с фуркирующими. Поэтому интенсивное развитие меандра должно привести к резкому уменьшению уклонов. Эта тенденция противоречит основному условию появления меандра на участках ветвления — увеличению уклонов. Следовательно, во-первых, развитие меандр скорее всего будет протекать замедленно и, во-вторых, их появление не должно вести к углублению днища долины в пределах пояса меандр, поскольку это углубление привело бы к еще большему выполаживанию уклонов, т. е. к обострению упомянутого противоречия в изменениях уклонов. Таким образом, уменьшение уклонов при смене фуркирующего русла меандрирующим, на первый взгляд, вступает в противоречие с увеличением уклонов как основной предпосылкой смены типов русел. Подобное «незакономерное»

изменение уклонов опять-таки связано с тем, что меандрирующий поток и при меньших уклонах имеет достаточные способности к размыву и транспорту наносов. Увеличение энергии потока является при этом как следствием, так и причиной процесса меандрирования.

В рассмотренных случаях смены врезания и аккумуляции равновесием постепенное и направленное изменение уклонов русла нарушается вследствие того, что количественное изменение на определенных этапах саморазвития переходит в качественное. Вместе с тем при этом не нарушается соответствие русловых форм и параметров потока его эрозионной и транспортирующей способности. Очевидно, такое соответствие должно быть неизменным условием процесса саморазвития русел.

Меандровый пояс, расположенный в пределах аккумулятивного дна долины, бывает несколько углублен по отношению к последнему (Карташов, 1972). Этой особенностью можно дать следующее объяснение. Ветвящиеся русла, образующиеся в процессе непрерывной аккумуляции и поднятия дна долины, практически не имеют врезов и часто располагаются выше присклоновых частей дна долины. Любые, даже самые небольшие паводки в этих условиях способны затопить значительные площади дна долины, вызвав прорывы русел, их миграцию и площадное накопление на днах взвешенного материала. Аккумуляция материала при этом имеет повсеместное распространение и мало зависит от режима стока — его зарегулированности, обеспеченности паводков различных высот и т. д. Иными словами, поперечные профили русловой и пойменной частей аккумулярующих долин не связаны с их уровнем режимом. Положение меняется при смене фазы меандрирования. Закономерные и более медленные горизонтальные смещения меандр приводят к тому, что на значительных площадях дна долины осадконакопление может происходить длительное время, не нарушаясь русловыми деформациями и размывами. На этих наиболее удаленных от русла площадях поймы быстро нарастает и достигает максимальных для данных условий высот. Площади дна, расположенные ближе к руслу, нарастают медленнее, поскольку они чаще подвергаются размыву. Наименьшие высоты поймы будут, очевидно, иметь в пределах меандрового пояса. Таким образом, непосредственным результатом смены ветвящегося русла меандрирующим является появление закономерной ступенчатости в продольном профиле дна долины. Соотношение площадей и высот ступеней будет зависеть от конкретных условий: ширины дна долины и пояса меандр, скорости горизонтального смещения русла, стадии меандрирования и т. д. Важными факторами являются режим уровней, повторяемость и обеспеченность разновысотных паводков. На определенной стадии меандрирования указанная ступенчатость дна долины должна явиться отражением гидрографа реки. Можно видеть, что некоторое углубление меандрирующего русла по отношению к дну долины должно рассматриваться не как следствие его кратковременного врезания в процессе пере-

хода к динамическому равновесию, а как результат неравномерного повышения пойменной части долины, своего рода «упорядочения» процессов аккумуляции и размыва в долине.

Проведенное выше рассмотрение эрозионно-аккумулятивных ритмов долин плейстоцена показывает, что изменения климата, так же как ритмика движений земной коры, могут быть тем фоном, на котором протекают процессы саморазвития долин или смена их динамических фаз. Подчиняясь внутренним закономерностям, процессы саморазвития в целом будут иметь много общего независимо от того, что служит ведущим фактором эрозионно-аккумулятивных ритмов. Вместе с тем можно отметить и определенные различия.

Региональное поднятие бассейна, в равной мере охватившее низовья и верховья долины, вызовет большие относительные изменения уклонов в нижнем течении реки по сравнению с верхним. Врезание реки в связи с этим будет неравномерным и к верховьям может полностью выклиниваться. На эту же особенность обратил внимание и И. П. Карташов, отмечавший, что после врезания уклоны равновесного русла должны быть больше, чем таковые до этапа поднятия и углубления долины. Исходя из этого можно видеть, что процесс саморазвития русла и переход реки от врезания к равновесию будет выражен наиболее полно в нижнем течении реки, а по мере движения к верховьям будет уменьшать свою длительность, масштабы и яркость проявления. По иному обстоятельству при климатически обусловленном врезании. В этом случае основной причиной углубления долины будет нарастание водности реки, причем относительное увеличение этого параметра будет наибольшим в верховьях. Поэтому врезание и его последующая смена динамическим равновесием на средних и верхних участках долин должны быть не менее полными, нежели в низовьях. Можно полагать, что аналогичное соотношение будет наблюдаться и при рассмотрении смены аккумуляции равновесием. Накопление аллювия, связанное с тектоникой, чаще всего бывает более мощным в нижних и средних частях бассейнов, а обусловленное климатом относительно интенсивнее в верховьях. Поэтому выравнивание баланса обломочного материала и смена типов русла в ходе саморазвития будут ярче выражены на нижних и верхних участках долин в зависимости от преобладающего фактора.

Образование террас. Ступенчатость поперечных профилей дна, связанная с уловным режимом реки, — неотъемлемая черта всех долин, находящихся в стадии врезания или динамического равновесия. Эта закономерность, которая может рассматриваться как один из примеров саморазвития долин, обуславливает образование в долинах нескольких (чаще всего двух) пойменных уровней, превращающихся по мере врезания в надпойменные террасы. В отличие от тектонических и климатических террас последние обладают важной особенностью — различия в высотах смежных террас саморазвития тесно связана с гидрографом реки. Она не может быть больше, чем различия в высотах максимальных павод-

Река	Высота террас, м (по С. С. Коржуеву, 1969)			
	II н. т.	I н. т.	в. п.	н. п.
Средняя Лена	20	15	10	1—3
Нижний Вилюй	12	8	7	1—2
Нижний Енисей	25	20	15—17	3—5
Нижняя Тунгуска (среднее и нижнее течение)	32	25	12—20	5—8

ков, определяющих превышение высокой поймы и уровней среднегодовых расходов или высокой межени, от которых зависит высота прирусловых отмелей — зарождающейся низкой поймы. Поскольку эти различия даже на самых крупных реках не превышают 10 м, превышение террас саморазвития над смежными более молодыми должно быть весьма небольшим.

В генетической классификации террас С. С. Шульц (1940) считал подобные уровни относящимися к нисходящему эрозионному циклу и связывал их с сезонными колебаниями уровня режима. К этому следует добавить, что «гидрологические» террасы столь же типичны для этапов динамического равновесия и отражают главным образом наиболее часто повторяющиеся средние многолетние уровни, близкие к руслоформирующим расходам.

В ряде долин Восточной Сибири наблюдаются сравнительно небольшие превышения между смежными низкими террасами, которые имеют один порядок с колебаниями пойменных уровней на соответствующих участках долин (табл. 20).

Учитывая это обстоятельство, можно полагать, что влияние процесса саморазвития долин на формирование рассматриваемых террас было либо определяющим, либо весьма значительным, если оно совпадало по направленности и масштабам с воздействием внешних факторов террасообразования.

Важная особенность смежных террас, образованных в ходе саморазвития долины — одновозрастность верхних горизонтов аллювия более высокого и нижних горизонтов аллювия более низкого уровней. Такие закономерности имеют место в ряде долин Восточной Сибири. На нижнем Енисее абсолютный возраст аллювия в верхней части разреза I надпойменной террасы (20—22 м) и в основании пойменных уровней (до 17—18 м) одинаковый — 4—7 тыс. лет. На среднем Енисее близкий возраст (42—32 тыс. лет) имеют аллювий II надпойменной террасы высотой 25—30 м и нижние горизонты разреза I надпойменной террасы высотой 15—20 м (Зубаков, 1972).

Отличительная черта низких террас среднего Енисея — наличие у каждой террасы общего основания разреза из аллювия эпохи потепления и двух ступеней поверхности, выработанных в лежа-

щем выше перигляциальном аллювии. I надпойменная терраса, перигляциальный аллювий которой сопоставляется со временем сартанского похолодания, имеет уровни 8—12 и 15—18 м. II надпойменная терраса, имеющая зырянский возраст верхних горизонтов разреза, прослежена в виде уровней 18—22 и 22—35 м (Архипов, 1971). Ступенчатость террас может быть объяснена влиянием кратковременных (до нескольких тысяч лет) изменений климата,

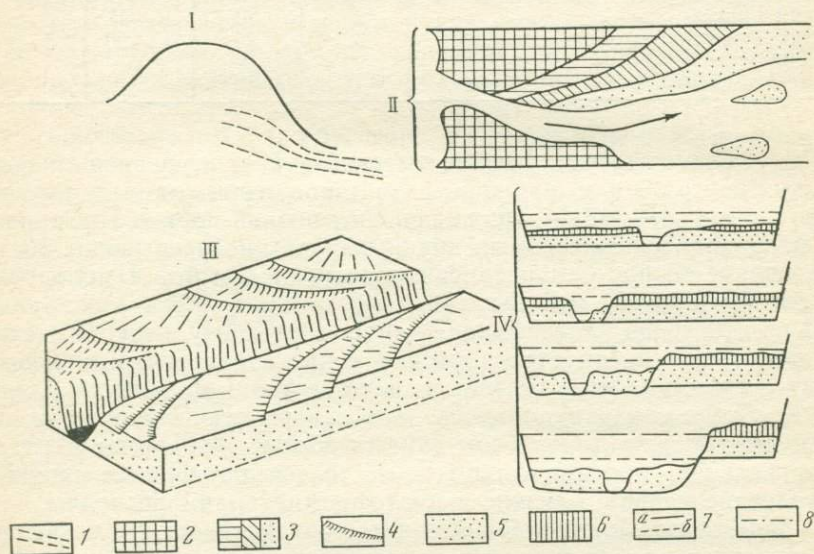


Рис. 58. Примеры образования террас саморазвития:

I, II — локальные уровни врезания в низовой части экспериментального сужения долины: I — профиль, II — план, по Н. И. Маккавееву и др. (1961); III — террасы врезания долины Катунь в пределах Яломанской котловины; IV — переход поймы в надпойменную террасу, по С. С. Воскресенскому (1962).

1 — профили локальных уровней; 2 — локальное поднятие; 3 — контуры локальных уровней; 4 — уступы уровней врезания; 5 — русловой аллювий; 6 — пойменный аллювий; 7 — уровни паводков: а — высоких, б — средних; 8 — меандр

осложняющих эпохи похолодания верхнего плейстоцена. Вместе с тем продолжительность этих колебаний климата и образованные ими смежные уровни с разницей высот до 10 м соразмерны с длительностью и амплитудами ритмов саморазвития. Не отрицая влияния малых климатических ритмов на развитие долин, следует иметь в виду, что «поправки на саморазвитие долины» в данном случае могут быть весьма значительными.

Образование террас саморазвития — непрерывный процесс, идущий на фоне общего углубления долины. В ходе этого процесса количественные изменения в русле и на пойме — рост прирусловых отмелей, накопление горизонтов пойменного аллювия, перетолжение материала — превращаются в качественные, из которых наиболее важными являются превращение русловых форм в пойменные и переход последних в надпойменные (рис. 58, IV).

По мере выхода отдельных участков высокой поймы из сферы влияния паводков максимальные расходы воды сосредоточиваются в границах распространения более низких надпойменных уровней. Площади последних обычно зависят от их высот: чем выше уровни, тем они шире развиты. Резких изменений поперечного сечения потока и, следовательно, скоростей течения при этом не должно наблюдаться, поскольку над низкими и узкими поймами могут проходить примерно такие же объемы воды, как и над высокими, но широкими. Даже если на положение надпойменной террасы переходят сразу большие площади поймы, этот переход в процессе саморазвития подготавливается постепенно, на протяжении многих десятков или сотен лет, в течение которых рамки более низких уровней успевают достаточно расшириться.

Непрерывные количественные изменения в пределах русла и поймы реки и их постепенный переход в качественные не дают оснований считать, что в процессе саморазвития долины может наблюдаться чередование периодов усиленного и ослабленного врезания, периодов увеличения и ослабления эрозионной и транспортирующей способности потока (Воскресенский, 1962). Подобное чередование возможно лишь как следствие влияния на ход русловых процессов внешних факторов, таких как изменение жидкого или твердого стока, уклонов или литологии коренного ложа. В частности, смена многоводных лет серией маловодных может привести к ускоренному переходу высокой поймы в надпойменную террасу, благодаря чему в последующие годы при прохождении высоких паводков будут наблюдаться повышенные размывы в руслах, т. е. определенное ускорение глубинной эрозии.

Если в процессе саморазвития образовалось несколько надпойменных уровней, то можно сказать, что данный период развития долины состоит из нескольких этапов (стадий или циклов) — по числу образованных уровней. Вместе с тем указанные этапы не тождественны эрозионно-аккумулятивным ритмам, которые являются отражением неравномерных изменений в развитии долины или периодической смены динамических фаз.

В ходе экспериментальных исследований по изучению взаимодействия потока и локальной тектонической структуры было отмечено, что даже при равномерном поднятии и неизменных расходах в нижней части antecedentного участка долины образуется серия близких по высотам локальных террас, которые расходятся к оси структуры (Маккавеев, Хмелева, 1961). В данном случае террасообразование в условиях равномерного врезания объясняется боковыми смещениями русла, попеременным размывом малоустойчивых пород то на одном, то на другом берегу. Несмотря на то что первоначальной общей причиной углубления и расширения участка долины являлось поднятие, спектр эрозионных террас врезания (террас врезывания, по С. С. Шульцу, 1940) можно рассматривать как результат развития долины под влиянием внутренних процессов, поскольку скорость врезания в целом была постоянной (см. рис. 58, I, II).

Террасы саморазвития, подобные рассмотренным, в природе практически не встречаются, так как они образованы водотоком, имевшим постоянные расходы и уровни. Неравномерность стока естественных водотоков должна осложнить процесс образования террас врезания, создаст ступенчатость русла, обусловленную колебаниями уровней в течение года. Вместе с тем на участках долин с активным проявлением диагональной эрозии и блуждания русла возможно образование локальных террас, близких по строению к экспериментальным. В природе террасы подобного рода изучены еще очень слабо. До некоторой степени аналогичная закономерность в строении террас отмечена А. В. Кожевниковым (1962) в месте пересечения Кубанью антиклинальных структур. Наиболее интенсивное дробление террас имеет место не в осевых частях складок, а на их крыльях, непосредственно ниже пересечения долиной осей складок. Автор это объясняет тем, что ниже сужения базис эрозии потока резко понижается, и всякое крупное изменение режима стока и расхода наносов приводит к появлению нового уровня террасы. Одновременно подчеркивается, что сравнительно легко размываемые породы на крыльях структур не препятствуют расширению долины и, следовательно, боковым миграциям русла. Со своей стороны отметим, что роль внешних факторов на образование локальных уровней в сужениях Кубани отрицать трудно, однако положение террас в низовых частях сужений, близость их высот, локальное развитие сближают их с террасами, полученными экспериментально и являющимися результатами саморазвития долины. Наиболее существенное различие заключается в том, что при эксперименте водоток, создававший террасы, имел неизменные расходы и уровни, а внутригодовой сток Кубани, хотя и зарегулирован ледниковой составляющей, все же далеко не постоянен.

Террасы, образовавшиеся в ходе эксперимента, несут весьма маломощный покров руслового аллювия и являются уровнями врезания. В процессе своего формирования они не проходили через стадию пойменного развития и не перекрывались пойменными фациями аллювия, которые не образовывались водотоком с постоянными расходами и уровнями. Террасы Кубани даже в сужениях имеют маломощный горизонт аллювия из русловых и пойменных фаций и могут рассматриваться как эрозионно-аккумулятивные уровни, обладающие признаками эрозионных уровней диагонального врезания (по В. А. Апродову, 1950) и обычных террас, прошедших пойменную стадию развития.

Образование террас саморазвития — процесс, идущий в условиях относительно слабого углубления долины и малого стеснения потока коренными склонами. Без этих условий кратковременные горизонтальные смещения русла не успевают сформировать достаточно широкие уровни, которые могут надолго сохраниться в рельефе долины. Подобная обстановка в истории долин создается, в частности, в периоды перехода реки от длительной аккумуляции в пределах плоского широкого днища долины к врезанию. Первые

этапы врезания, когда русло мало стеснено невысокими уступами молодой террасы, отличаются повышенной горизонтальной миграцией, широким врезом и формированием серии близких по высотам террас. В долине Катуня на Алтае аналогичный период в развитии этой сложной эрозионной формы наблюдался непосредственно после мощного аккумулятивного цикла, в результате которого образовалась грубообломочная аллювиальная толща. В пределах Яломанской котловины кровли толщи образуют древнее плоское днище, которое прорезано трапецевидным террасированным эрозионным врезом. При движении вниз по долине высоты днища над руслом Катуня закономерно меняются. Вблизи устья Чуи они равны примерно 80 м, у сел. Иня 70 м, в 2,5 км ниже сел. Иня 65 м, у сел. Сальджар 50 м и перед устьем р. Б. Ильгумень 35 м. Подобное снижение днища не является результатом изменения относительных высот террас, а связано со сменой более высоких уровней более низкими при движении от устья р. Чуи к нижнему окончанию котловины. Вблизи сел. Иня, выше устья р. М. Яломан и ниже сел. Сальджар можно видеть, как доминирующий уровень котловины начинает подрабатываться более молодым, имеющим высоты на 5—6 м меньше. Постепенно новый уровень оттесняет более древний к коренным склонам и занимает его место, но, в свою очередь, подрезается еще более низким (см. рис. 58, III).

Отмеченный процесс смены уровней происходит не равномерно, а скачкообразно. В результате двух-трехкратного выклинивания уровней днище котловины на расстоянии в несколько километров снижается на 10—20 м, а затем прослеживается без заметного изменения высот до следующего участка снижения. Оттесненные от молодого вреза высокие уровни встречаются ниже по длине в виде узких полос или прерывистых сегментов, что сильно затрудняет их сопоставление.

Рассмотренную закономерность в изменении строения днища Яломанской котловины следует, видимо, объяснять регрессивным врезанием реки в аккумулятивную поверхность котловины, в процессе которого горизонтальные миграции русла образовали серию террас врезания. Более ранние стадии врезания (на уровне 60—70 м над современным руслом) успели распространиться почти до устья Чуи, а наиболее поздние дошли только до бома Уркуш. Каждая пара смежных террас имеет разницу в высотах не более 5—6 м. Учитывая, что эта величина, примерно равна колебаниям уровней Катуня, механизм образования террас можно связывать с саморазвитием долины в обстановке постоянства внешних факторов — тектонического поднятия и водности реки. Впрочем, принимая во внимание скачкообразный характер смены уровней по долине, следует говорить лишь об относительной неизменности внешних факторов, которые не подавляли процесс саморазвития, а только нарушали его равномерность.

Террасы врезания, аналогичные отмеченным, наблюдаются также на Катуня в районе с. Куюса и в долине Чуи на участках широкого развития мощных рыхлых отложений.

Прослеживание на значительном расстоянии отдельных уровней, представляющих собой террасы врезания, пока что затруднительно. Поэтому вопрос о размерах их деформаций под влиянием тектонических движений остается нерешенным. Объединение нескольких сближенных террас в осредненные уровни и анализ колебаний их высот не может использоваться для количественной оценки новейших движений, поскольку при этом нарушается основное правило морфоструктурного анализа — изучение одновозрастных уровней.

Итак, террасы саморазвития формируются под влиянием двух основных причин — блуждания русла при диагональном врезании и неравномерности внутригодового стока, создающей ступенчатость русла и поймы. В природе оба эти фактора действуют совместно, однако в зависимости от влияния каждого образуются различные виды террас саморазвития — локальные не выдержанные по высоте эрозионные террасы диагонального врезания почти без аллювия, эрозионно-аккумулятивные террасы диагонального врезания с повсеместно развитым аллювием, но маломощными пойменными фациями и террасы с мощными пойменными фациями, сформированными при медленном врезании в условиях полного проявления русловой, старичной и пойменной аккумуляции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алешинская З. В., Заикина Н. Г.* Диатомовые водоросли отложений поймы Оби. — В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М., 1965, с. 73—80.
- Алешинская З. В.* Вещественный состав и палеогеографические условия формирования Шарпылдакской свиты Иссык-Кульской впадины. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. № 3, 1972. М., с. 139—146.
- Аллювиальные и озерно-аллювиальные кайнозойские отложения Среднего Приобья.* Новосибирск, «Наука», 1971. 212 с. Авт.: Б. В. Мизеров, С. И. Чернусов, С. П. Абрамов и др.
- Алтае-Саянская горная область.* М., «Наука», 1969, 414 с. Авт.: О. М. Адаменко, В. В. Вдовин, Е. В. Девяткин и др.
- Антропоген Южного Урала.* М., «Наука», 1965. 268 с. Авт.: В. П. Яхимович, Н. П. Вербицкая, О. Н. Бадер и др.
- Апродов В. А.* Диагональная речная эрозия и ее роль в формировании рельефа. — «Докл. АН СССР», 1950, т. 75, № 3, с. 427—430.
- Архипов С. А.* Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. — «Труды ГИН АН СССР», 1960, вып. 30, 170 с.
- Архипов С. А.* Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск. «Наука», 1971. 332 с.
- Асеев А. А.* Палеогеография долины Средней и Нижней Оки в четвертичный период. М., Изд-во АН СССР, 1959. 202 с.
- Асеев А. А.* Влияние климатических ритмов четвертичного периода на развитие эрозионной сети. — «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1963, № 1, с. 8—14.
- Асеев А. А.* Долинные зандры и покровные отложения. — В кн.: Последний Европейский ледниковый покров. М., 1965, с. 56—59.
- Асеев А. А.* Древние материковые оледенения Европы. М., «Наука», 1974. 320 с.
- Бабак В. И., Паисова Э. К.* Строение и история формирования древних долин Иртышско-Балхашского водораздела. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967, с. 271—281.

- Беркович К. М.* Влияние устойчивости ложа на интенсивность деформаций русла Средней Оби и Средней Амударьи. — В кн.: Эрозия почв и русловые процессы. Вып. I, М., 1970, с. 205—211.
- Варнавский В. Г.* Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М., «Наука», 1971. 159 с.
- Васильев Ю. М.* Формирование антропогенных отложений ледниковой и внеледниковой зон. М., «Наука», 1969. 184 с.
- Васильев Ю. М.* О перигляциальном аллювии. — «Бюлл. комисс. по изуч. четвертичного периода», 1973, № 40, с. 87—96.
- Величко А. А.* Природный процесс в плейстоцене. М., «Наука», 1973. 256 с.
- Волков Н. Г.* Основные результаты изучения тектонической активности Днепровско-Донецкой впадины в голоцене. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев, 1965, с. 210—225.
- Волков И. А.* Новое в изучении следов деятельности рек и изменений климата. — В кн.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск, 1967, с. 97—104.
- Воскресенский С. С.* Геоморфология Сибири. М., Изд-во МГУ, 1962. 352 с.
- Воскресенский С. С., Колосова Г. Н.* Палеогеография Сеймчано-Буяндинской впадины в неогене и четвертичном периоде. — «Вестник МГУ, сер. географ.», 1973, № 6, с. 53—63.
- Востряков А. В.* Тектонические и климатические условия формирования рельефа юго-востока Русской равнины. — В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 8, ч. 2, Саратов, 1973, с. 78—101.
- Генералов П. П.* Разрезы позднего кайнозоя Колво-Вишерского и Верхнепечорского бассейнов. — В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений Северной и Южной частей Предуралья. Вып. 2, Уфа, 1972, с. 77—103.
- Генералов П. П.* Новейшие отложения восточного склона Северного и Приполярного Урала и основные проблемы их изучения. — В кн.: Материалы по геоморфологии Северного и Приполярного Урала и Зауралья. Вып. 71, Тюмень, 1978, с. 5—132.
- Геоморфология Амура-Зейской равнины и низкорья Малого Хингана*, ч. II. М., Изд-во МГУ, 1973. 96 с.
- Геоморфология Восточной Якутии.* Якутск, АН СССР, 1967. 376 с.
- Горелов С. К.* Закономерности строения речных пойм Предкавказья и их значение для анализа молодых тектонических движений. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 123, № 6, с. 1089—1091.
- Горелов С. К.* Методы количественной оценки новейших и современных тектонических движений юго-востока Русской платформы. — «Вопросы географии», 1963. Сб. 63, с. 81—99.
- Горецкий Г. И.* О возрастных и пространственных соотношениях антропогенных террас р. Кубани. — «Труды комисс. по изуч. четв. периода», т. XIX, 1962, с. 194—223.
- Горецкий Г. И.* Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М., «Наука», 1964. 416 с.
- Горецкий Г. И.* Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М., «Наука», 1966. 412 с.
- Горецкий Г. И.* Аллювиальная летопись великого пра-Днепра. М., «Наука», 1970. 492 с.
- Горные страны европейской части СССР и Кавказ.* М., «Наука», 1974. 360 с.
- Горшков С. П.* К изучению террас Енисея на участке от г. Красноярска до устья р. Кан. — В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. М., 1960, с. 115—121.
- Горшков С. П.* Условия образования и особенности строения перигляциальной формации консолидированных областей сноса умеренного пояса Евразии. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968, с. 12—13.
- Горячев А. В.* Мезо-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района оз. Иссык-Куль. М., Изд-во АН СССР, 1959. 178 с.
- Громов В. И.* Палеонтолого-стратиграфическое изучение террас в низовьях р. Чусовой. — «Бюлл. комисс. по изуч. четвертичного периода», 1948, № 11, с. 29—49.
- Гросвальд М. Г.* Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., «Наука», 1965. 166 с.

- Давыдов Л. К. Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на них физико-географических факторов. Л., Гидрометеиздат, 1947. 162 с.
- Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. — «Труды ГИН АН СССР», 1965, вып. 126, 244 с.
- Дмитриев Н. И. О количестве и возрасте террас среднего Днепра. — «Землеведение», 1937, т. 39, вып. 1, с. 1—24.
- Елисеев В. И. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины. — «Труды ГИН АН СССР», 1961, вып. 56, 192 с.
- Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, «Наука», 1969. 166 с.
- Еськов Б. Г. Инженерно-геологические особенности аллювия Верхнего Днепра. Киев, «Наукова думка», 1970. 154 с.
- Ефимцев Н. А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катунь в горном Алтае. — «Бюлл. комисс. по изуч. четвертичного периода», 1964, № 29, с. 115—132.
- Жилью М., Барбье Р. Геология плотин и гидротехнических сооружений. М., Госстройиздат, 1961. 355 с.
- 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, с. 245—257.
- Зилинг Д. Г. История развития террасового комплекса Оби на участке от г. Новосибирска до устья. Автореф. канд. дисс., М., 1974. 26 с.
- Зубаков В. А. Плейстоценовые отложения долины р. Енисей на участке Красноярск — устье Ангары. — В кн.: Четвертичный период и его история. М., 1965, с. 183—194.
- Зубаков В. А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. Л., «Наука», 1972. 200 с.
- Зудин А. Н., Москвин В. И. Материалы по новейшим тектоническим движениям северного склона Западного Саяна. — «Геология и геофизика», 1965, № 5, с. 111—119.
- Зяткова Л. К. Новейшая тектоника Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1973. 176 с.
- Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., «Наука», 1967. 263 с.
- Иосифова Ю. И. Некоторые вопросы стратиграфии неогена Окско-Донской равнины. — В кн.: Стратиграфия неогена Востока Европейской части СССР. М., «Недра», 1971, с. 202—220.
- Исаенко В. Ф. Топография и стратиграфия первобытных памятников Полесья. — В кн.: Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск, 1973, с. 210—216.
- Исаченков В. А. Новые данные по геоморфологии долины Днепра между Дорогобужем и Оршей. — «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1964, № 4, с. 114—119.
- Исаченков В. А. Новейшая тектоника Левобережья Верхнего Приднепровья. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967, с. 213—219.
- Караулова Л. П. Палинологическое обследование стратиграфии плейстоценовых и голоценовых отложений Приморья. Автореф. канд. дисс. М., 1974, 20 с.
- Карташов И. П. Фации, динамические фазы и свиты аллювия. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1961, № 9, с. 77—91.
- Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М., «Наука», 1972. 184 с.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего плейстоцена по изотопным данным. — «Труды ГИН АН СССР», 1974, вып. 257, 256 с.
- Климат и растительность Якутии в неогене. — В кн.: Палеогеографические аспекты изменения природных условий Сибири и Дальнего Востока. Научное содействие географов Сибири и Дальнего Востока. Вып. 3, Владивосток, 1969, с. 105—106. Авт.: Ю. П. Баранова, И. А. Кулькова, В. П. Никитин и др.
- Кожевников А. В. Тектонические движения на территории Среднего Поволжья и Прикамья в антропогене и поиски структур. — В кн.: Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960, с. 177—193.

- Кожевников А. В. Новое о геоморфологии и строении аллювия долины Кубани. — «Вестник МГУ, сер. геол.», 1961, № 1, с. 65—73.
- Кожевников А. В. Верхний плейстоцен долин Теберды и Кубани. — «Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода», 1962, № 27, с. 34—61.
- Коржуев С. С. Происхождение и возраст рельефа Восточной Сибири и некоторые общие вопросы геоморфологии. Автореф. докт. дисс., М., 1969, 100 с.
- Коржуев С. С. Рельеф Припятского Полесья. М., Изд. АН СССР, 1960, 142 с.
- Короткий А. М. Корреляция современного рельефа и осадков для целей палеогеоморфологии. Владивосток, Изд. АН СССР, 1970, 168 с.
- Коротун И. Н. Реконструкция позднеплейстоценовых и голоценовых ледников в бассейне р. Баксан (Кавказ). — В кн.: Материалы гляциологических исследований, вып. 23, М., 1974, с. 123—130.
- Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран. М., «Мысль», 1970, 367 с.
- Криволицкий А. Е. Жизнь земной поверхности. М., «Мысль», 1971, 408 с.
- Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. — «Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 87, 268 с.
- Лаврушин Ю. А. Основные черты строения современного аллювия равнинных рек степной зоны. — В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М., 1965, с. 40—56.
- Лаухин С. А. Новейшие тектонические движения в центральных и южных участках Енисейского кряжа (р-н Приангарья). — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967, с. 325—330.
- Лебедев И. В. Гидравлический расчет сжатия и растекания потока, стесненного перемычками ГЭС. М.—Л., Энергоиздат, 1957, 67 с.
- Левина А. П. Геоморфология, стратиграфия аллювиальных отложений и основные этапы развития долины р. Вилюя. — В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 11. Якутск, 1963, с. 3—17.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1964, 195 с.
- Лунев Б. С. Особенности руслового аллювия р. Камы в районе Перми. — «Изв. ВГО», 1960, № 5, с. 461—463.
- Любимов Б. П. Неотектоника района низовьев р. Печоры в четвертичное время. — В кн.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М., 1963, с. 74—81.
- Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд. АН СССР, 1955, 347 с.
- Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В. Лабораторные исследования влияния тектонических движений на формирование речной долины. — «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1961, № 4, с. 110—117.
- Маккавеев Н. И., Калинин А. М. Опыт палеогеографических исследований. — «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1968, № 4, с. 15—22.
- Маккавеев Н. И., Чалов Р. С. Некоторые особенности дна долин больших рек, связанные с периодическими изменениями нормы стока. — «Вопросы географии», 1970, сб. 79, с. 156—167.
- Максимов Е. В. Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе. Л., «Недра», 1972, 296 с.
- Малолетко А. М. Палеогеография предальтайской равнины в четвертичном периоде. — «Труды комисс. по изуч. четверт. периода», 1963, вып. 22, с. 165—183.
- Малолетко А. М. Палеогеография предальтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск, изд. Томского ун-та, 1972, 230 с.
- Маринич А. М. Геоморфология Южного Полесья. Автореф. докт. дисс. Киев, 1960, 35 с.
- Масс Е. И. О допускаемых (неразрывающих) скоростях волнового потока для несвязных грунтов. — «Труды Груз. научн.-исслед. ин-та гидротехники и мелиорации», 1967, вып. 25, с. 97—105.
- Мещеряков Ю. А., Шукевич М. М. История формирования долины р. Мсты и некоторые особенности тектоники Северо-Запада Русской равнины. — «Труды ин-та геогр. АН СССР», 1955, т. 65, вып. 14, с. 39—74.
- Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозивно-аккумулятивные процессы Северо-Западной части Русской равнины. М., Изд. АН СССР, 1961, 88 с.

- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965. 390 с.
- Назаров Г. В. Водопроницаемость почвы как показатель ее противозерозионной способности. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 3, с. 681—684.
- Нелидов Н. Н. Неотектоника Казанского Закамья. — В кн.: Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960, с. 157—165.
- Несмеянов С. А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М., «Недра», 1971. 142 с.
- Никонов А. А. К обоснованию стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии. — «Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода», 1972, № 39, с. 63—72.
- Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М., «Наука», 1971. 320 с. Авт.: О. М. Адаменко, И. Ю. Долгушин, В. В. Ермолов и др.
- Попов И. В. Типы речных пойм и их связи с типами руслового процесса. — «Труды Гос. гидрол. ин-та», 1968, вып. 155, с. 39—55.
- Равский Э. И. Осадконакопление и климаты внутренней Азии в антропогене. М., «Наука», 1972. 336 с.
- Раковец С. А., Шмидт Г. А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая. — «Труды комисс. по изуч. четверт. периода АН СССР», 1963, вып. 22, с. 5—31.
- Аболтынь О. П. Развитие долины р. Гауя, Рига, «Зинанте», 1971. 104 с.
- Результаты палеогеографических исследований разреза Мамонтова гора. — «Вестник МГУ, сер. геогр.», 1967, № 6, с. 86—89. Авт.: А. К. Агаджанян, В. И. Бардин, Т. Д. Боярская и др.
- Рейснер Г. И. Новейшие тектонические движения Тянь-Шаня. — «Природа», 1960, с. 88—90.
- Рейснер Г. И. Эволюция поверхности выравнивания горного Алтая на ранних стадиях этапа активизации. — В кн.: Поверхности выравнивания. Иркутск, 1970, вып. 1, с. 71—72.
- Рождественский А. П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М., «Наука», 1971. 304 с.
- Ротенбург И. С. Вопросы гидравлического расчета и назначения отверстий мостов на переходах через равнинные реки. Саратов, Гостехиздат, 1960. 232 с.
- Русловой процесс. Л., Гидрометеиздат, 1959. 372 с.
- Сафронов И. Н. Палеогеоморфология Северного Кавказа. М., «Недра», 1972. 158 с.
- Сваричевская З. А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л., Изд. ЛГУ, 1965. 296 с.
- Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. М., Изд. МГУ, 1972. 252 с.
- Свиточ А. А., Парунин О. Б., Шлюков А. И. О скорости накопления отложений пойменной фации 50-метровой террасы р. Алдана. — «Вестник МГУ, сер. геогр.», 1971, № 2, с. 11—114.
- Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.—Л., Изд. АН СССР, 1962. 268 с.
- Сладкопевцев С. А. Развитие рельефа Западной части Казахского нагорья в кайнозое в связи с образованием и сохранением месторождений бокситов. — В кн.: Геоморфологические исследования. М., Изд. МГУ, 1965, с. 240—261.
- Сладкопевцев С. А. Развитие речных долин и неотектоника. М., «Недра», 1973. 182 с.
- Сладкопевцев С. А. Основы теории развития речных долин. — «Геоморфология», 1974, № 1, с. 97—98.
- Сладкопевцев С. А. Погребенные долины СССР (вопросы классификации и механизма образования). — «Бюлл. комисс. по изучен. четверт. периода», 1974, № 41, с. 24—35.
- Соколовский И. Л., Палиенко В. П., Швыдкий Ю. Н. Изучение аллювиальных толщ и морфологии речных террас предгорных и межгорных прогибов Карпат с целью количественной характеристики неотектонических движений. — В кн.: Матер. VIII, IX съездов Карпато-Балкан. геол. ассоциации. Киев, 1974, с. 159—166.

Старухин А. А. Неотектоника восточного крыла Средне-Русской антеклизы и прилегающей части Окско-Донской впадины. Автореф. канд. дисс. Воронеж, 1973. 24 с.

Суходровский В. Я. Рельефообразование в перигляциальных условиях (на примере Земли Франца-Иосифа). М., «Наука», 1967. 120 с.

Тузов В. Е. Некоторые результаты полевых исследований деформаций русла приустьевых участка р. Вахш. — «Вопросы гидротехники», 1962, вып. 6, с. 15—20.

Фокин А. Н. Эволюция рельефа и гидросети Северного Казахстана в кайнозое. Автореф. канд. дисс., М., 1974, 22 с.

Цапенко М. М., Мандер Е. П., Логойко А. Т. Основные факторы формирования и этапы развития рельефа в антропогене на территории Белоруссии. — В кн.: Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1973, с. 196—203.

Цапенко М. М., Мандер Е. П. Геологическое строение антропогенных отложений и история формирования долины Днепра на территории БССР. — «Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода», 1968, № 35, с. 127—147.

Цейтлин С. М. Сопоставление четвертичных сложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири (бассейн Нижней Тунгуски). — «Труды ГИН АН СССР», 1964, вып. 100. 184 с.

Чалов Р. С. О механизме формирования приустьевых отmelей. — «Изв. ВГО», 1964, т. 96, вып. 5, с. 433—434.

Чалов Р. С. К типологии пойм равнинных рек. — «Изв. ВГО», 1966, т. 98, вып. 1, с. 54—57.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — «Труды ГИН АН СССР», 1951, сер. геол. вып. 135, № 55, 275 с.

Шацкий С. В. Тобольский горизонт северной части Обь-Иртышского междуречья. — В кн.: Тобольский горизонт Сибирского плейстоцена, вып. 210. Новосибирск, 1975, с. 5—17.

Шварцбах М. Климаты прошлого. М., Изд. иностр. литерат., 1955. 284 с.

Шевченко П. Г. Геоморфология Смоленской области. Автореф. канд. дисс. М., 1962, 18 с.

Шибрава В. К вопросу о строении аллювиальных отложений. — «Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода», 1969, № 36, с. 56—63.

Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. — «Зап. ВГО, нов. серия», 1957, т. 16. 337 с.

Экспериментальная геоморфология. М., Изд. МГУ, 1961. 194 с.

Юг Дальнего Востока. М., «Наука», 1972. 424 с. Авт.: Г. И. Худяков, Е. П. Денисов, А. М. Короткий и др.

Ян А. Воздействие рек в период ледниковой эпохи и стратиграфическое значение ископаемых эрозонных поверхностей в четвертичных отложениях. — «Бюлл. Польск. Акад. наук», отд. 3, 1955, № 10, с.

Яхимович В. П. Четвертичные отложения низких террас рек Башкирского Предуралья. — В кн.: Кайнозой Башкирского Предуралья. 1958, т. 2, ч. 1, Уфа, 172 с.

Balatka B. K středopleistocennimu a mladopleistocennimu vyvoji udoli nejdolejší Tizery. — „Sb. Ceskos. spolec. zeměpisne“, 1966, 71, N 3, с. 50—62.

Falkowski E. Problemy granicy między plejstocenem a holocenem w aluwjach rzek niznych. — „Przegl. geol.“, 1967, 15, 4, с. 38—49.

Fischer F. Schichtstufenlandschaft und Periglazialklima. — „Ann. sei. Univ. Besancon. Geol.“, 1973, N 18, S. 249—254.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

ЧАСТЬ I

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ДОЛИН КАК ОТРАЖЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ТЕКТониКИ И КЛИМАТА

Глава 1. Период замедленного развития и региональной деградации долинной сети (олигоцен — плиоцен). Факторы долинообразования (5). Основные стадии развития долин (16)	5
Глава 2. Период интенсивного развития и локальной деградации долинной сети (плиоцен — ранний плейстоцен). Факторы долинообразования (34). Основные стадии развития долин (45)	34
Глава 3. Климатические ритмы формирования долин в эпохи древних оледенений (ранний — поздний плейстоцен). Тектонические предпосылки (65). Ландшафтно-климатические предпосылки (69). Особенности развития долин в разных тектонических условиях (80). Некоторые особенности эрозионно-аккумулятивных ритмов плейстоцена и формирования перигляциального аллювия (114)	64

ЧАСТЬ II

ЛИТОЛОГИЯ, ГИДРОЛОГИЯ И ПРОЦЕССЫ САМОРАЗВИТИЯ В ФОРМИРОВАНИИ ДОЛИН

Глава 4. Литология и развитие долин. Цоколи террас — результат взаимодействия тектоники и литологии. Трудноразмываемые горизонты и их влияние на развитие долин (143). Сужения долин как отражение влияния тектонического и литологического факторов (150). Строчение аллювия как результат влияния тектоники и литологии (155)	122
Глава 5. Речной сток и развитие долин. Особенности строения поймы (162). Пойма в сужениях долин (168). Современный аллювий (174)	161
Глава 6. О саморазвитии долин	182
Список литературы	194

ИБ № 1419

Сергей Андреевич Сладкопепцев

НОВЕЙШИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*

Переплет художника *В. М. Лукьянова*

Художественный редактор *В. В. Евдокимов*

Технический редактор *В. В. Соколова*

Корректор *С. С. Борисова*

Сдано в набор 19/IV 1977 г.

Подписано в печать 20/VII 1977 г.

T-10676

Формат 60×90^{1/16}

Бумага № 2

Печ. л. 12,5

Уч.-изд. л. 14,81

Тираж 2200 экз.

Заказ 300/6435—1.

Цена 2 р. 20 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К—12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

2р.20к.

2333

НЕДРА