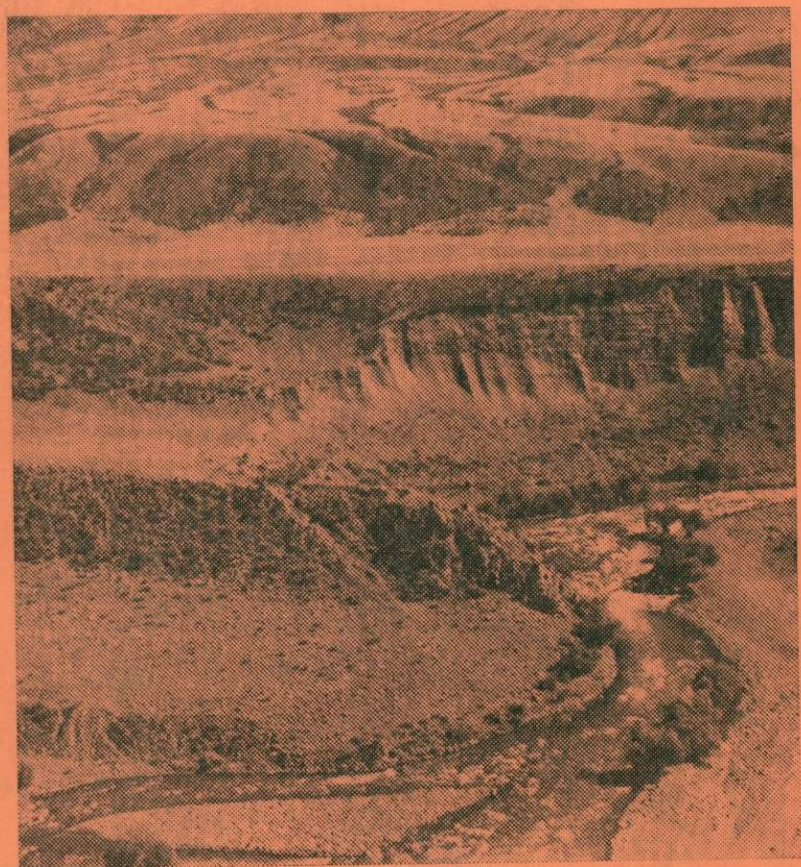


В. И. ЕЛИСЕЕВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОЛЮВИЯ



ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОЛЮВИЯ

2604



МОСКВА «НЕДРА» 1978



Елисеев В. И. Закономерности образования пролювия. М., «Недра», 1978, 232 с.

Подробно рассмотрена слабо разработанная проблема образования пролювия на основании изучения в основном позднелайстоценовых конусов выноса и возникших при их слиянии подгорных шлейфов. В основу расчленения пролювия на фации и субфации положен гидродинамический принцип. Выяснена важная роль неотектоники и климата в образовании пролювия. В зависимости от изменений климата, расходов потоков и тектоники намечены различные географические подтины пролювия: климатогенные, кинетогенные и тектоногенные. Установлено, что типичный лёсс в фации позднелайстоценового и голоценового пролювия отсутствует, а лёссовидные породы встречаются по перифериям пролювия только некоторых пролювиальных шлейфов. Доказывается, что типичный лёсс генетически не связан с более древними генерациями пролювия. Показано, что к пролювию приурочены россыпи золота и других полезных ископаемых, условия формирования и характер распределения которых (например, золота) можно понять только тогда, когда известны строение конусов выноса, история их формирования и т. п. С конусами выноса засушливых районов связаны грунтовые воды, имеющие важное значение для орошения полей, водоснабжения городов и т. п. Поскольку гидрогеологические особенности конусов выноса зависят от их геологического строения, то знание последнего поможет правильному направлению геолого-поисковых работ на подземные воды и выявлению их ресурсов.

Книга рассчитана на специалистов в области четвертичной геологии, новейшей тектоники и поисков россыпных месторождений полезных ископаемых. Она может служить также учебным пособием для студентов геологических специальностей высших учебных заведений.

Табл. 29, ил. 68, список лит. — 190 назв.

E $\frac{20801-161}{043(01)-78}$ 460-78

© Издательство «Недра», 1978

ИБ № 1294

Василий Иванович Елисеев

Закономерности образования пролювия

Редактор издательства Л. В. Власова
 Переплет художника Б. К. Силаева
 Художественный редактор В. В. Евдокимов
 Технические редакторы А. В. Трофимов, В. Л. Прозоровская
 Корректор И. Н. Таранева

Сдано в набор 29.06.77 г. Подписано в печать 08.02.78 г. Т-02761.
 Формат 60 × 90^{1/16} Вумага № 1. Гарнигура обычн. Печать высокая. Печ. л. 14,5.
 Уч.-изд. л. 16,15. Тираж 650 экз. Заказ 349/6436-1. Цена 2 р. 60 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
 196006, Ленинград, Московский пр., 91.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Пролувий играет большую роль в строении толщ четвертичных отложений, особенно в аридных областях. Более всего он развит в местах сочленения высоких гор и впадин с аридным климатом. Одной из особенностей аридного типа литогенеза, по Н. М. Страхову [129], «...является возросшая интенсивность формирования делювиальных и пролювиальных отложений по сравнению с тем, что имеет место — при аналогичных условиях рельефа — в зонах гумидных» (с. 6). Именно пролювием в основном образованы мощные молассовые толщи межгорных и подгорных впадин Средней Азии и Южного Казахстана¹. Это молассы подгорно-верного, или пролювиально-равнинного, пояса, по терминологии В. И. Попова [117].

В указанных условиях потоки, выходя из гор на равнину, разбиваются на ряд более мелких, впитываются в толщу рыхлых отложений и довольно быстро исчезают. Весь или почти весь принесенный ими материал отлагается в форме конусов выноса или подгорных шлейфов, т. е. слившихся между собой конусов выноса. Процесс иссякания потоков ускоряется благодаря пустынному климату. Аллювий в аридных предгорьях редуцирован. В семиаридных областях пролювий хотя и возникает, но по распространности уступает место аллювию. Кроме того, пролювий характеризуется здесь недоразвитостью, т. е. отсутствием в его составе фаций, имеющих в пролювии аридных предгорий. Для гумидных предгорий пролювий не характерен. В этих областях, как правило, не происходит иссякания потоков. Обломочный материал, принесенный сюда реками, уносится дальше по долинам и переотлагается на том или ином расстоянии от предгорий в форме аллювия, который в таких областях господствует. Уместно заметить, что широкое развитие пролювия в некоторых областях с влажным климатом (например, на Камчатке и в Японии) обусловлено обилием рыхлого пирокластического материала, возникающего в результате вулканических извержений.

Пролувий несомненно широко распространен в дочетвертичных континентальных осадочных образованиях до докембрия включительно. При этом в докарбонную эру на суше не было сплошного растительного покрова. Незащищенные растительностью склоны долин и междуречий поставляли в долины рек большое количество обломочного материала. Водные потоки того времени нередко были перегружены обломочным материалом,

¹ Исключение составляют центральные части некоторых межгорных впадин, выполненных либо аллювием (Ферганская впадина), либо озерными осадками (Алакульская и Иссык-Кульская впадины).

что способствовало более значительному распространению пролювия, чем ныне.

Раннетриасовый пролювий описан, например, В. П. Твердохлебовым [132] в Приуралье. О существовании более древних пролювиальных образований упоминает Г. Ф. Крашенинников [63], указывая, что и некоторые древние «тиллиты», которым приписывается ледниковое происхождение, возможно, представляют собой пролювиальные образования. Ледниковая природа тилитоподобных пород в отложениях позднего протерозоя и синия не может считаться доказанной; они могут оказаться отложениями селевых потоков [126].

Однако изучен пролювий недостаточно. Работ, в которых пролювий подвергался бы всестороннему рассмотрению как особый генетический тип континентальных осадочных образований, ни в нашей, ни в зарубежной литературе не имеется. Сведения о нем содержатся в работах А. П. Павлова [110, 113, 114], Е. В. Шандера [145, 147], К. В. Курдюкова [69, 72, 73], В. И. Попова [117, 118], Н. И. Николаева [103, 104], В. Н. Вебера [17], Н. П. Васильковского [15], Н. П. Костенко [60, 61], Ю. А. Скворцова [128], В. Ф. Шлыгиной [150], И. К. Граве [25], Г. И. Амурского и М. И. Раевского [1], С. П. Вальбе [10, 11], М. И. Раевского [121], В. В. Ламакина [79], Д. Б. Базарова [2], Э. И. Равского [120], И. В. Мелекесцева и др. [93], Г. С. Ганешина и А. И. Жамойды [20], Б. Максудова [90], А. Н. Нурматова [105], С. М. Касымова [56], И. Усманова [141], К. С. Исмаилахунова [53], Н. В. Макаровой [89], Т. Н. Джуркашева [32], Г. А. Мавлянова и А. Н. Нурматова [88].

Американскими исследователями пролювий изучался преимущественно на юго-западе страны, где он лучше всего развит. В Южной Аризоне наблюдения над конусами выноса проводили К. Тольман [187] и М. Мелтон [183]. Пролувий Калифорнии исследовали А. Траубридж [190] — в районе Оуэн Вэлли, Р. Экки [175] — в округе Кукамонга, К. Бэти [160, 161] — в горах Уайт Маунтинс и В. Балл [165—171] — в западной части округа Фресно. Е. Блэкуельдер [162] исследовал пролювиальные равнины (бахада) в штатах Невада, Калифорния, Юта и Аризона. В Южной Калифорнии, Аризоне и на юго-западе Нью-Мексико конусы выноса изучал Е. Блиссенбах [163]. В Калифорнии (в Долине Смерти) и Неваде исследованием пролювия занимался К. Денни [173, 174], а в Южной Неваде — Б. Блак [164]. В указанных работах неполно раскрыты фациально-литологическая характеристика пролювия и зависимость его формирования от климата и неотектоники, совсем не рассматриваются стадии развития конусов выноса.

Между тем выявление закономерностей формирования пролювия имеет важное теоретическое значение и большой практический интерес. Оно позволяет выяснить палеогеографическую обстановку аридных областей и восстановить историю развития

горных хребтов и впадин. С пролювием связаны россыпные месторождения полезных ископаемых, в частности золота. В периферических частях конусов выноса нередко встречаются глины и суглинки, которые используются как сырье для изготовления кирпича. Важным полезным ископаемым, связанным с конусами выноса, является подземная вода. Особенности строения и историю формирования сложенных пролювием конусов выноса необходимо знать при решении самых различных вопросов гидрологии и инженерной геологии: водоснабжения городов и сел, промышленных предприятий, орошения полей, при возведении всякого рода сооружений. К областям развития пролювия нередко приурочены нефтяные месторождения (например, в Ферганской впадине). Выявление здесь новейших положительных структур, которые наследуют более древние, важно в том отношении, что последние могут явиться интересными объектами для постановки поисковых работ на нефть и газ. Необходимость выяснения законов образования четвертичного пролювия для изучения древних континентальных отложений достаточно очевидна. Одним из примеров может служить то, что разработанная автором схема фациального расчленения пролювия успешно использована В. Н. Твердохлебовым [132] для расчленения раннетриасового пролювия Приуралья. Наконец, в связи с переходом в настоящее время к детальным геологическим исследованиям, становится бесспорной необходимостью более подробного расчленения сложно построенного комплекса пролювиальных осадков.

Изучение пролювиальных отложений проводилось автором в предгорьях аридной зоны Средней Азии и Южного Казахстана в 1961—1964 гг., в частности в Ферганской, Алакульской, Иссык-Кульской, Боомской и Зеравшанской впадинах — в областях их классического развития, в которых термин пролювий впервые был применен. В 1950—1953 гг. автор изучал пролювий попутно с аллювием в Чуйской впадине.

Разработка схемы фациального расчленения пролювия производилась преимущественно на конусах выноса позднеплейстоценового возраста. Поскольку по представлениям некоторых среднеазиатских геологов пролювиальное происхождение имеют и среднеазиатские лёссы, им также было уделено внимание, особенно выяснению их пространственных и генетических соотношений с пролювием.

Излагаемые ниже общие закономерности строения и формирования пролювия, вероятно, будут иметь отношение не только к указанной территории, но и вообще к мощным пролювиальным толщам предгорий аридных зон.

Автор глубоко признателен Е. В. Шанцеру за ценные замечания и указания как во время полевых работ по изучению пролювия, так и при подготовке данного труда, а также А. И. Москвитину и В. В. Ламакину, консультациями которых он пользовался при выполнении этой работы.

Глава I

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

Стратиграфию как пролювиальных, так и других генетических типов континентальных четвертичных отложений Средней Азии и Южного Казахстана в целом нельзя признать достаточно разработанной. Основная причина этого — малое число находок фауны. Особенно плохо обстоит дело со стратиграфией лёссов и мощных толщ осадков, выполняющих Ферганскую, Иссык-Кульскую и Алакульскую межгорные впадины, что наглядно видно при оценке мощностей тех или иных стратиграфических подразделений четвертичной системы во впадинах. Так, например, мощность четвертичных отложений Центральной Ферганы, по Г. А. Мавлянову и А. Н. Нурматову [88], составляет не менее 1400 м, а по В. А. Гейнцу [21], 600—900 м; тогда как, по В. Г. Клейнбергу, [57] только современные отложения имеют мощность 500—580 м. М. Н. Грамм, Н. И. Гриднев и А. Х. Ходжиматов [27] вслед за В. Г. Клейнбергом определяют мощность современных осадков в Ферганской впадине в 580 м на том основании, что вещественный состав вскрытых до глубины 580 м конгломератов сходен с современным аллювием р. Нарын. Указанные расхождения мощностей объясняются тем, что в условиях непрерывного накопления осадков четкие границы между стратиграфическими единицами отсутствуют, а фауны в осадках не имеется. Те или иные стратиграфические подразделения значительно легче выделяются в предгорьях, в условиях прерывистого осадконакопления, но объемы стратиграфических единиц здесь не полны.

Вторая причина расхождения мощностей стратиграфических подразделений кроется, на мой взгляд, в произвольном подходе некоторых исследователей к выделению стратиграфических подразделений четвертичной системы. Так, например, отнесение 0,5-километровой толщи отложений центральной части Ферганской впадины к современным осадкам явно необоснованно, поскольку здесь, за пределами долины р. Сырдарья и крупных конусов выноса, спускающихся с южного горного обрамления, никакого осадконакопления в настоящее время вообще не происходит. Соображения В. Г. Клейнберга [57], а также М. Н. Грамма, Н. И. Гриднева и А. Х. Ходжиматова [27] о том, что мощность современных отложений в Ферганской впадине приближается к 600 м, несомненно ошибочны.

При стратиграфическом расчленении пролювиальных осадков в горах и предгорьях Средней Азии и Южного Казахстана применяется в основном литолого-геоморфологический метод. За нижне-, средне- и верхнеплейстоценовые, а также голоценовые образования обычно принимают расположенные на разной высоте и прислоненные друг к другу «конусные террасы». Формирование пролювиальных осадков происходило на фоне дифференцированных тектонических движений, с одной стороны, и сужения впадин за счет разрастания горных хребтов — с другой. Вследствие этого ранее возникшие конусы выносов вовлекались в поднятия, что приводило к врезанию в них потоков. Расчленения ранее образованные конусы выносов, потоки в то же время формировали новые, ближе к центрам впадин и на более низком гипсометрическом уровне. Так возникли «конусные террасы», представляющие собой в настоящее время конгломератовые полосы или цепочки из «пятен» конгломератов. Они вытянуты параллельно впадинам и отделены друг от друга ступенями размыва. Соотношения разновозрастных пролювиальных отложений можно уяснить из приводимых геологических профилей, составленных автором по левому склону долины р. Семерлы в Алакульской впадине (рис. 1) и по левому склону долины р. Майлису в Ферганской впадине (рис. 2).

Таким образом, за стратиграфические единицы четвертичной системы в предгорьях принимаются фазы врезания и следовавшие за ними фазы аккумуляции. Обычно считают вслед за А. Пэнком и Е. Брюкнером [184], что фаза накопления осадков по времени совпадала с оледенением в горах, а врез приходился на межледниковье. Изучение верхнеплейстоценового пролювия показало, что его накопление отвечало оледенению. В то время образование пролювия шло намного интенсивнее, чем теперь. Врез же потоков в отложения, обязанный главным образом тектоническим движениям, мог происходить как в межледниковья, так и в эпохи оледенений.

Поскольку аккумулятивные тела, прослеживающиеся в настоящее время в предгорьях, возникли в результате вреза и последующей аккумуляции, то в самих впадинах таким стратиграфическим комплексам будут отвечать толщи накоплений, начинающиеся внизу с более грубой пачки пород и заканчивающиеся менее грубыми отложениями. Характерным в этом отношении является профиль через Ферганскую впадину, на котором четко выделяются три пролювиальные толщи. Каждая из них внизу сформирована песчано-галечными отложениями, а сверху — суглинисто-глинистыми осадками (рис. 3) и представляет собой комплекс пролювиальных отложений, образованный системой конусов выноса.

Если предположить, что накопление каждой из толщ отвечало межледниковью и последующему оледенению, то их можно сопоставить с принятой схемой климатостратиграфического подразделения четвертичной системы.

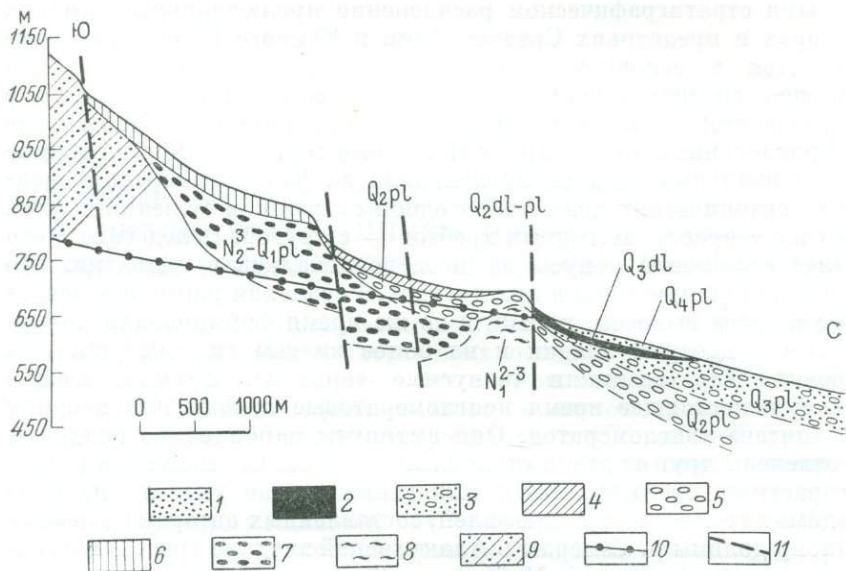


Рис. 1. Схема соотношения четвертичных отложений по левому склону долины р. Семерлы в Алакульской впадине.

1 — галечники пролювиальные голоценовые; позднеплейстоценовые отложения: 2 — супеси делювиальные, 3 — галечники пролювиальные; среднеплейстоценовые отложения: 4 — супеси с галькой делювиально-пролювиальные, 5 — конгломераты пролювиальные; 6 — лёсс на раннеплейстоценовых конгломератах; 7 — конгломераты раннеплейстоцено-позднеплистоценовые (нерасчлененные); 8 — глины средне-позднемиоценовые; 9 — образования палеозоя; 10 — тальвег долины р. Семерлы; 11 — разломы

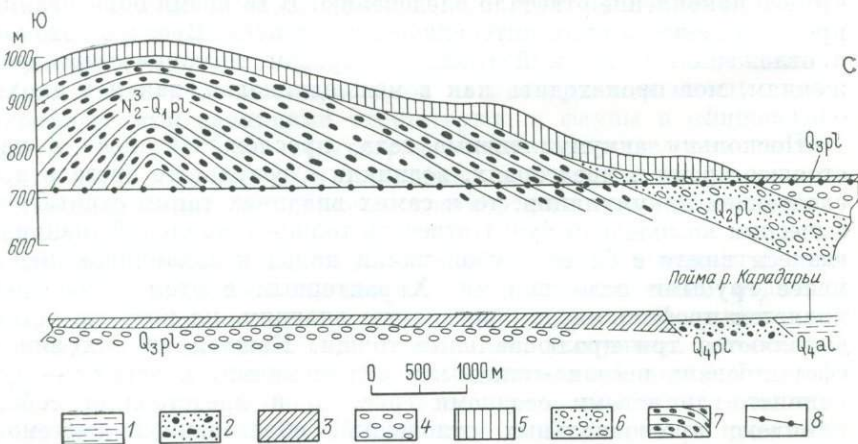


Рис. 2. Схема соотношения четвертичных отложений по левому склону долины р. Майлису (Ферганская впадина).

Голоценовые отложения: 1 — супеси аллювиальные, 2 — пески галечные пролювиальные; позднеплейстоценовые пролювиальные отложения: 3 — супеси с линзами галечников, 4 — галечники; 5 — лёсс на средне- и раннеплейстоценовых образованиях; 6 — галечники пролювиальные среднеплейстоценовые; 7 — конгломераты пролювиальные раннеплейстоцено-позднеплистоценовые; 8 — тальвег долины р. Майлису

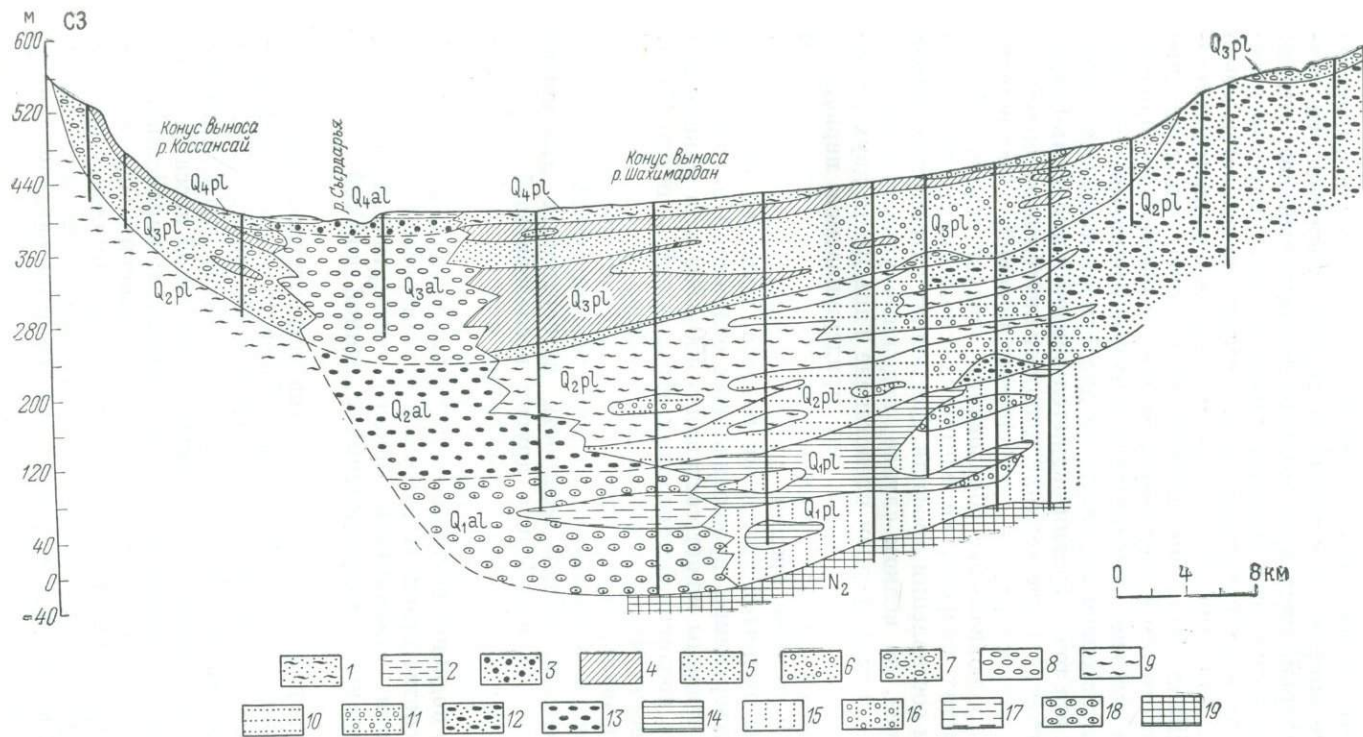


Рис. 3. Геологический профиль через центральную часть Ферганской впадины (от г. Ферганы в субмеридиональном направлении). Составил В. И. Елисеев по материалам Г. Халикова, А. Н. Мирзоянц и личным наблюдениям.

Голоценовый пролювий: 1 — пески (с поверхности перевеянные), суглинки, мергели; голоценовый аллювий: 2 — суглинки, 3 — пески с гравием и галькой; позднеплейстоценовый пролювий: 4 — суглинки, мергели, 5 — пески, 6 — пески с гравием, 7 — галечники; 8 — галечники аллювиальные позднеплейстоценовые; среднеплейстоценовый пролювий: 9 — мергели, глины карбонатные с прослоями алевроитов; 10 — пески, алевроиты; 11 — пески с гравием; 12 — галечники; 13 — галечники аллювиальные среднеплейстоценовые; раннеплейстоценовый пролювий: 14 — карбонатные глины, мергели, 15 — пески, алевроиты, 16 — пески с гравием; раннеплейстоценовый аллювий: 17 — суглинки, 18 — галечники; 19 — образования плейцена. Вертикальные линии — скважины

Так как отложения верхней пролювиальной толщи в Ферганской впадине опираются местами на первую надпойменную террасу р. Сырдарьи, имеющую позднеплейстоценовый возраст, их также можно датировать поздним плейстоценом. Вопрос о датировке более древних пролювиальных комплексов решается менее определенно. Допустив, что в позднем, среднем и раннем плейстоцене Тянь-Шаня было по одному оледенению, нижележащие толщи можно отнести к среднему и раннему плейстоцену. Однако, как известно, многие исследователи в настоящее время в позднем и среднем плейстоцене выделяют по два самостоятельных оледенения. Если эта точка зрения окажется верной и для Тянь-Шаня, что не исключено, то две верхние толщи окажутся позднеплейстоценовыми, третья сверху — среднеплейстоценовой, а раннеплейстоценовые пролювиальные образования следует искать в более глубоких частях разреза, не вскрытых скважинами, использованными при составлении профиля. Поскольку затронутый вопрос сейчас не ясен, во всяком случае, надежные указания на проявление в позднем и среднем плейстоцене Тянь-Шаня двух оледенений в каждом отсутствуют, мы придерживаемся первой из указанных точек зрения, которая согласуется с общепринятой традиционной точкой зрения среднеазиатских исследователей.

Исходя из принятой трактовки разреза, полагаем, что общая мощность четвертичных пролювиальных отложений в этой части Ферганской впадины может составлять 450—500 м, а максимальная мощность позднеплейстоценовых образований — около 160 м. В других местах Ферганской впадины общая мощность четвертичных пролювиальных осадков, возможно, будет несколько больше или меньше в зависимости от темпа тектонических движений.

В определении общей мощности четвертичных отложений в Ферганской впадине ближе других исследователей оказался К. В. Курдюков [170], предположительно оценивший ее на основании объема твердого стока рек в 440 м.

Ясно, что подобное подразделение весьма условно и нет полной гарантии о соответствии выделенных стратиграфических единиц подразделениям стандартной шкалы четвертичной системы. Увязка выделенных подразделений с единой шкалой — задача будущего.

При стратиграфическом расчленении четвертичных отложений в Средней Азии и Южном Казахстане более употребительны комплексы и свиты, а не подразделения единой шкалы. Так, для Ферганской впадины и Приташкентского района (последнего мы будем касаться в дальнейшем в связи с проблемой лёсса) в литературу вошли следующие названия комплексов: нанайский, или сохский (Q_1), ташкентский (Q_2), голодностепский (Q_3) и сырдарьинский (Q_4). При этом к тому или иному комплексу обычно относят в предгорьях образования, состоящие из двух толщ: крупнообломочной (галечниковой или конгломератовой) внизу и мелко- и тонкообломочной сверху.

На территории Средней Азии и Южного Казахстана автором изучались главным образом конусы выноса и пролювиальные шлейфы позднеплейстоценового возраста. Позднеплейстоценовые конусы выноса четко оформлены, характеризуются наиболее полным набором фаций и в некоторых местах великолепно обнажены, что дает возможность судить об их внутреннем строении. Голоценовые же конусы выноса почти совершенно не обнажены. Изучая их, невозможно составить представление о том, как они построены. Кроме того, голоценовые конусы выноса находятся в стадии формирования, что не дает возможности судить о заключительных фазах их образования, которые хорошо читаются по разрезам позднеплейстоценовых конусов выноса. Наблюдения на конусах выноса голоценового возраста производились лишь частично и главным образом в связи с динамикой накопления пролювия.

Глава II

ПРОЛЮВИЙ КАК ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ¹

Несмотря на то что термин «пролювий» существует в нашей литературе более 70 лет, общепринятого толкования его до сих пор не имеется. Большинство исследователей — В. А. Обручев, Н. И. Николаев, Е. В. Шанцер, В. В. Ламакин, автор и др. — понимает под пролювием весь комплекс устьевых субаэриальных накоплений водных потоков. Так, В. А. Обручев [107] указывал: «В горах пустынь и полупустынь, где осадки выпадают главным образом в виде ливней, все сухие лога и ущелья в районе дождя превращаются в бурные потоки, выносящие на подножие гор большее или меньшее количество твердых осадков, которые также можно назвать *пролювием* (курсив мой. — В. Е.) и из которых постепенно нарастают мощные толщи грубых наносов, слагающие широкие пьедесталы (шлейфы) гор, характерные для таких мест» (с. 38—39). Меньшее число исследователей (О. К. Ланге, К. В. Курдюков) к пролювию относит только периферические мелкозернистые накопления конусов выноса. Именно так, по их мнению, понимал пролювий А. П. Павлов [112], впервые выделивший его как генетический тип. Наконец, некоторые авторы, например Н. П. Васильковский, пролювием называют осадки временных потоков, независимо от того, слагают ли они концевые конусы выноса или образуются на дне разработанных этими же потоками эрозионных долин, т. е. относят, таким образом, к пролювию и аллювий временных водотоков.

Понимание пролювия как всего комплекса устьевых субаэриальных накоплений водных потоков не противоречит первоначальному определению пролювия, сформулированному А. П. Павловым: «Геологические отложения, накапливающиеся путем распространения по равнинам минерального материала, выносимого временно изливающимися из горных долин и растекающимися по равнине потоками, — указывал А. П. Павлов, — заслуживают обособления в особый генетический тип, для обозначения которого было бы удобно пользоваться термином *отложения пролювиальные, пролювий*» [116, с. 68]. Правда, некоторые исследователи справедливо отмечают, что А. П. Павлов ввел понятие пролювия

¹ В вопросе определения генетического типа мы следуем за академиком А. П. Павловым [110, 111], идеи которого в последнее время развил Е. В. Шанцер [147].

в первую очередь для обозначения генетической природы туркестанского лёсса, который он целиком считал пролювиальным. При этом они, однако, упускают из виду то, что он никогда не отрывал «пролювиальные лёссы» от всего комплекса устьевых образований потоков и, наоборот, специально подчеркивал необходимость их совместного рассмотрения. Так, в той же статье А. П. Павлов писал, что «Необходимо искать такие обнажения, в которых раскрывалось бы строение лёссового бассейна от его середины до самого края, до окраинных гор. Только на таких разрезах можно проследить постепенное изменение лёсса в иные породы и подметить в нем те черты, которые указывают на условия, при которых образовался лёсс и на способ его образования; другими словами, нужно изучать лёсс не только как породу и описывать его петрографические признаки, но и главным образом как геологическое целое, как лёссовую формацию данной области» (там же, с. 66).

Бесспорно, что под «лёссовой формацией» А. П. Павлов подразумевал весь парагенезис отложений устьевых выносов временных потоков. Только такой подход и позволил ему выдвинуть идею пролювиального лёссообразования. Изучая «лёссы» Самаркандского района, хорошо вскрытые долиной канала Даргом, А. П. Павлов подметил, «...что в лёссе ближайших к Даргому более низких частей равнины, примыкающей с севера к горам Актау, попадаются, и то лишь в нижних горизонтах, редкие, быстро выклинивающиеся прослоечки песка и мелкого кварцевого гравия. Ближе к горам они становятся чаще и крупнее, гравий (гранитный) примешивается к лёссу, появляются полосы крупных галек и валунов. Лёсс то смешанный, то чередующийся с гравием проникает далеко в горные долины и местами сменяется одним гравием или скоплением глыб выветрившегося гранита» (там же, с. 66). Таким образом, «лёссовая формация» в понимании А. П. Павлова, или, другими словами, пролювиальный комплекс — это действительно все сочетание отложений устьевых выносов временных потоков, взятое в целом.

Поэтому утверждение ряда исследователей [103, 82 и др.], что А. П. Павлов назвал пролювием только отложения периферических частей конусов выноса, является недоразумением. Необходимо признать, что в более поздних работах А. П. Павлов содержание термина пролювий стал действительно ограничивать преимущественно мелко- и тонкообломочными породами периферических частей конусов выноса. Это было видно уже в его докладе «О древнейших на Земле пустынях» на XII съезде естествоиспытателей и врачей в 1910 г., где А. П. Павлов указывал, что пролювий — это «...отложения, накапливающиеся путем повторного распространения по пустынным равнинам минерального материала, выносимого из горных долин временными, растекающимися по равнине потоками. Было подмечено, что этим путем должны были образоваться огромные массы туркестанского лёсса» (там же, с. 77).

В 1924 г. А. П. Павлов [115] заметил: «Работа временных горных потоков не ограничивается отложением устьевых конусов, мутные воды их широко разливаются по равнине, образуя обширные временные лужи или мелководные озера, в которых и отлагаются водами тонкие минеральные частицы». И далее: «Вновь отложившийся иловатый слой растрескивается под действием солнечных лучей и перекапывается многочисленными роющими насекомыми и личинками, нарушающими его первоначальную структуру. Образование этих тонких иловатых отложений возобновляется с каждым новым вторжением вод в пустынную равнину, и так как на большое расстояние от устьев потоков заносятся только тонкие иловатые частицы, этот процесс ведет к образованию однородной неслоистой толщи из очень мелких минеральных частиц, обнаруживающей все признаки, характеризующие лёсс. Эти отложения заслуживают обособления в особый генетический тип, для которого было предложено название пролювий (proluo)¹» (с. 422).

Итак, здесь можно усмотреть уже тенденцию к противопоставлению периферических лёссовидных фаций, как собственно пролювия, грубым осадкам конусов выноса. При этом, однако, нельзя не обратить внимания на то, что А. П. Павлов делает ссылку на более раннюю свою работу «О туркестанском и европейском лёссе», в которой к пролювию, как мы видели, относилась фактически вся «лёссовая формация», т. е. комплекс устьевых накоплений потоков, взятый в целом. И А. П. Павлов не только не опровергает этот первоначальный свой тезис, но тут же вновь подчеркивает, что «...ближе к краевым частям лёссовых областей в этих толщах (т. е. в лёссовидных толщах. — В. Е.) появляются прослои более крупных минеральных обломков и обнаруживаются постепенные переходы этих отложений в *щелбневатые* (курсив мой. — В. Е.) отложения устьевых конусов» (там же, с. 422). Иными словами, признается как раз невозможность четкого противопоставления «пролювиальных лёссов» тем самым отложениям конусов выноса, которым они перед этим как будто бы противопоставлялись. Таким образом, анализируя высказанные А. П. Павловым идеи, можно увидеть, что пролювий в его понимании это весь комплекс устьевых образований временных потоков, а отнюдь не одни периферические мелкозернистые осадки. Полемика по этому вопросу, имевшая место в нашей литературе, была вызвана некоторой неточностью и противоречивостью формулировок А. П. Павлова, всегда рассматривавшего, однако, устьевые накопления временных потоков как генетически единое целое, от которого он никогда не отрывал концевые мелкозернистые образования.

¹ Proluo — в переводе с латинского означает смывать, уносить течением, а также выносить течением, выбрасывать. Эти слова правильно отражают динамическую сущность образования пролювия. В то же время перевод «proluo» на русский язык как «промываю» (Геологический словарь, т. II, 1955 и т. 2, 1973) нужно признать неточным.

Посещение района г. Самарканда, который послужил А. П. Павлову [112] эталоном для выделения пролювия как генетического типа, еще более убедило автора в том, что там прослеживается единая в генетическом отношении толща горных пород подгорного пролювиального шлейфа — дресвяников, дресвяных суглинков и лёссовидных глин, так тесно связанных друг с другом, что отделить от нее тонкообломочные, собственно лёссовидные фации не представляется возможным.

При том широком понимании пролювия, которое предлагается в настоящей работе, логика требует относить к пролювию не только отложения конусов выноса временных потоков, как полагал А. П. Павлов, но и осадки сухих (наземных, или субаэральных) дельт¹ постоянных рек аридных областей, поскольку они являются теми же конусами выноса и построены по тем же или очень близким закономерностям.

Такого же взгляда придерживаются Н. И. Николаев [103], Е. В. Шанцер [147], И. С. Щукин [154] и В. И. Попов [118]. Так, по И. С. Щукину [154], к пролювию должны относиться «...отложения конусов выноса и сухих (наземных) дельт, независимо от того, будут ли они сложены крупнообломочным или тонкозернистым материалом» (с. 223).

В. И. Попов, описывая пролювиальные (подгорно-верные) равнины в Ферганской впадине, указывает, что к ним должны быть отнесены обрамляющие впадину с севера «суходольные», преимущественно подгорные конусы выноса, происходящие из среднегорных поднятий Чаткальского хребта, и «речные» подгорные конусы, отложенные у подножий снегового Алайского хребта, с южной стороны Ферганской депрессии. Суходольные конусы выноса, по мнению В. И. Попова [118], «...нельзя здесь сколько-нибудь резко отделить от конусов выноса постоянно действующих рек, значительно усыхающих лишь летом. Осадки последних поэтому тоже следует включить в состав пролювиальных (подгорноверных) равнин» (с. 363).

Обычно критериями для разграничения конусов выноса и сухих дельт служат характер потока, размеры устьевых накоплений, углы их наклона и т. п. Так, В. Н. Вебер [17] предложил применять термин «дельта» для конических накоплений с «... малым углом наклона образующих конуса, в то время как «конусы выноса» должны быть сохранены для устьевых выносов с большим наклоном образующих конуса. «Дельты» обычно имеют большие размеры и характерны своим очертанием в плане, «конусы» же сравнительно невелики и характерны именно как конусы» (с. 232). По Н. И. Николаеву [103] и К. В. Курдюкову [73], временный поток формирует конус выноса, а постоянный поток — сухую

¹ Под «сухой дельтой» вслед за И. Вальтером [12], предложившим этот термин, понимают конусообразные накопления рек, «впадающих» в межгорные или в предгорные впадины и иссякающих в их пределах.

(наземную) дельту. При этом у Н. И. Николаева [103] приводятся морфолого-литологические различия между конусами выноса и сухими дельтами (табл. 1).

К. В. Курдюков [73] дает следующее соотношение между характером водных потоков и устьевыми накоплениями:

Характер водного потока	Характер аккумулятивных образований на равнине
Временный поток	Конус выноса (отложения конусов выноса — конусовые)
Небольшая река	Наземная дельта предгорного подтипа
Значительная река	Наземная дельта равнинного подтипа (отложения наземных дельт — наземно-дельтовые)
Большая река	Обширная аллювиальная равнина и водная дельта

Не отрицая морфолого-литологических различий между устьевыми субэаральными образованиями временных и постоянных потоков, следует подчеркнуть, однако, что динамика накопления осадков как в том, так и в другом случае характеризуется большим сходством, и как следствие этого обнаруживается сходство в строении всех конусов выноса, включая наземные дельты. Вероятно, не следует проводить резкое различие между концевыми выносами постоянных и временных потоков еще и потому, что сами различия между этими двумя формами русловых потоков весьма условны. В аридной обстановке основная работа как постоянной, так и временной реки совершается только в паводок. В межень временный поток характеризуется нулевыми расходами, но и постоянный поток сокращается до таких небольших размеров, что не производит сколько-нибудь заметной работы. Так, расход воды в постоянной р. Сох (Ферганская впадина) в течение июня, июля, августа и сентября составляет около 74% от среднегодового [24]. Между тем сток взвешенных наносов в этой реке, по данным Г. В. Лопатина [84], падает почти исключительно на лето, составляя 92,4% от среднегодовой его величины. Иначе говоря, важнейшей особенностью формирования и конусов выноса, и наземных дельт является сезонность процесса осадконакопления.

Касааясь же непосредственно приведенных высказываний Н. И. Николаева и К. В. Курдюкова, можно сделать следующие замечания. У Н. И. Николаева приведены крайние, предельные варианты устьевых выносов потоков и не учтены промежуточные. Если же их принять во внимание, то резкое противопоставление сухих дельт конусам выноса лишается обоснования, но учитывать промежуточные типы устьевых выносов необходимо по той простой причине, что они играют главную роль среди накоплений предгорных равнин аридных областей. Кроме того, характер устьевых накоплений зависит не только от размеров и режимов потоков, как думал К. В. Курдюков, но и от степени аридности климата, а также от конкретной тектоно-геоморфологической обстановки.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУХИХ ДЕЛЬТ И КОНУСОВ ВЫНОСА
(ПО НИКОЛАЕВУ, 1946, С НЕБОЛЬШИМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ АВТОРА)

Геологическая характеристика	Сухие дельты	Конусы выноса
Морфология	1. Большие размеры 2. Изгиб поверхности конуса незначительный 3. Радиус кривизны большой 4. Угол, образующий конус, малый	1. Небольшие размеры 2. Изгиб поверхности конуса значительный (зависит от размываемых пород и орорафической зоны — горной или равнинной) 3. Радиус кривизны малый 4. Угол, образующий конус, значительный
Генезис	5. Связаны с постоянным текущим потоком 6. Образуются при впадении в низменности (предгорья, межгорные впадины и пр.) 7. Большей частью связаны с аридным и семиаридным климатом и горными областями	5. Связаны чаще с временными потоками 6. Широко развиты. Связаны с устьевыми частями различных по размерам эрозионных ложбин 7. Большей частью связаны с аридным и семиаридным климатом и горными областями. Встречаются и в иных климатических условиях
Литология	8. Сортировка большей частью хорошая. В верхней части конуса сортировка плохая 9. Материал часто достаточно окатанный 10. Дифференциация по размерам обломков и частиц совершенная, на больших расстояниях	8. Неотсортированный или плохо отсортированный материал 9. В большинстве случаев материал не окатан или слабо окатан, зависит от характера размываемых пород 10. Несовершенная, на коротких расстояниях

Из рассмотрения формулируемых им соотношений между характером водных потоков и аккумулятивных образований на равнине остается неясным, почему, например, небольшая река может образовать только «наземную дельту» предгорного подтипа. Можно привести немало примеров, когда небольшие реки и даже временные потоки образовывали дельты водного типа.

По К. В. Курдюкову [73], между конусами выноса и наземными дельтами имеются существенные различия. Они заключаются в следующем: единственным определяющим фактором

формирования конусов выноса является уменьшение скорости потоков, обусловленное резким уменьшением величины уклонов их русел, независимо от климатических условий и тектонического строения данной местности. При формировании наземных дельт основной фактор климатический, причем весьма важную роль играет и тектонический. В районах с влажным или хотя бы с засушливым климатом наземные дельты не образуются, тогда как конусы выноса формируются и здесь, тяготея все же к засушливым областям.

Конусы выноса, по мнению К. В. Курдюкова, аazonальны на земной поверхности, а наземные дельты — зональные, климатически обусловленные образования. Наблюдения показывают, однако, что конусы выноса не аazonальны. Так, в областях с субэкваториальным климатом (например, в южной части Народной Республики Конго) конусы выноса, при наличии достаточной контрастности рельефа, не образуются, в чем автор лично убедился, проводя там геологические исследования [47]. В этой области господствует аллювий. На подгорных равнинах с влажным климатом обломочный материал аккумулируется, как правило, частично в форме аллювия, а частично в форме аллювия переотлагается потоками на значительном расстоянии от предгорий. Ведущая же форма склоновой денудации здесь — тропическая солифлюкция, а не делювиальный процесс [46]. И конусы выноса, таким образом, являющиеся климатически обусловленными формами накопления. Исходя из этого мы должны признать, что существенных различий между конусами выноса и наземными дельтами не усматривается. Да и К. В. Курдюков [73], противопоставлявший конусы выноса наземным дельтам, в этой же работе ниже делает такой вывод: «Отсюда видно, что строение крупных конусов выноса *незначительно* (курсив мой. — В. Е.) отличается от строения дельт подножия» (с. 16). Поэтому термины «конус выноса» и «сухая дельта» должны употребляться как близкие аналоги, а участвующие в их строении осадки — именоваться пролювием, среди которого можно выделить различные подтипы, разновидности или географические варианты. Вот почему концевые отложения долин горных рек Ферганской впадины одними исследователями справедливо именовются как отложения «конусов выноса», а другими как отложения «сухих дельт». Н. М. Страхов [129] устьевой вынос р. Сох в Ферганской впадине называет сухой дельтой, указывая, что «по сути дела эти отложения представляют собой как бы модифицированный пролювиальный конус выноса, к которому на вершине наращена более или менее длинная аллювиальная лента» (с. 6).

Среди сухих дельт (конусов выноса) различаются «живые», формирующиеся в настоящее время, и «мертвые», являющиеся свидетелями прежних мест «впадения» реки во впадину [185, 17]. Н. П. Костенко [60] ныне образующиеся дельты (она характеризует их как плохо выраженные в рельефе и с сетью ветвящихся,

почти не врезанных водотоков, часто меняющих свое русло от сезона к сезону) именуется «свободными», а сформировавшиеся (или, по ее определению, дельты с врезанными в них потоками, не способными блуждать по ее поверхности) — «фиксированными». Термины «живые» и «мертвые», или «отмершие», мне представляются более удачными.

Наиболее интенсивно пролювий образуется на подгорных равнинах с аридным климатом, где потоки иссыкают в результате просачивания в собственные наносы, и интенсивного испарения; особенно если учесть, что при выходе из гор на равнину они разбиваются на ряд более мелких потоков, т. е. площадь воды, с которой происходит испарение, возрастает в несколько раз. Поэтому именно на подгорных равнинах с засушливым климатом пролювий имеет широкое развитие, а аллювий недоразвит. На эти закономерности в размещении аллювия и пролювия обратил внимание Е. В. Шанцер [145, 147]. Он указывал [147]: «Если бы климат был более влажным, тот же материал был бы переотложен потоком в форме аллювия далеко за пределами предгорий. Пролувий, развитый здесь мощно и полно, выступает с абсолютной очевидностью как заместитель аллювия» (с. 197). Нужно отметить, что в экстрааридных областях, таких как, например, Центральная Сахара, где почти не выпадает осадков, недоразвит и пролювий. В семиаридном климате (с количеством осадков 300—500 мм, например Прибайкалье и Западное Забайкалье) конусы выноса хотя и возникают, но являются недоразвитыми, нетипичными. Здесь у подножия гор сбрасывается только грубообломочный пролювий, а остальная часть принесенного рекой материала уносится дальше, ниже по долине и переотлагается в форме аллювия. Из-за того что в этих областях не происходит сколько-нибудь значительного иссыкания потоков, мелкозернистый материал в строении конусов выноса участия почти не принимает.

В. В. Ламакин [79] в речных (флювиальных) отложениях выделил остаточные-речные (перлювий), перенесенные (аллювий) и сброшенные. Последние он подразделил на промежуточные (пролювий) и конечные (сухие, или внутренние дельты). Сброшенные «промежуточные» отложения возникают, по В. В. Ламакину, при внезапной остановке переноса отложений резким уменьшением скорости движения переносящего деятеля, в зависимости от условий рельефа, что бывает, например, при выходе горных рек на равнины. А сброшенные «конечные» отложения образуются там, где геологические деятели утрачивают способность к переносу отложений и полностью сбрасывают их в одном месте при достижении границы своей переносящей деятельности. Прекращение переноса отложений может быть вызвано окончанием в пространстве самого переносящего деятеля, как, например, тающего ледника, иссыкающей реки и др. Таким образом, иссыкающая река формирует, по В. В. Ламакину, не пролювий, а какие-то другие отложения, которым он не присваивает названия. Мне

представляется, что такое мнение ошибочно, по крайней мере, для Средней Азии и Южного Казахстана, где конусы выноса накапливаются главным образом в результате сбрасывания отложений потоками при их иссякании. Если посчитать, что это не пролювий, то в этом обширном регионе не окажется или почти не окажется пролювия, что вряд ли можно признать правильным.

Помимо климата исключительно важное значение при формировании пролювия имеет контрастность рельефа в зоне сочленения горных хребтов и впадин. Она создается в результате поднятия хребтов и опускания примыкающих к ним впадин. В таких условиях поток, выходя из гор на равнину, резко замедляет скорость течения, растекается на ряд более мелких потоков, теряя при этом значительную часть, а то и весь принесенный материал. В аридных предгорьях при достаточной контрастности рельефа могут иссякать с накоплением пролювия постоянные реки длиной около 1000 км (например, р. Теджен). Очень же крупные горные реки, такие, как Сырдарья, не оканчиваются слепо в межгорных впадинах, а пересекают их и текут дальше. Мощный сырдарьинский поток не успевает иссякнуть и доходит до моря, хотя и в сильно уменьшенном виде. Кроме того, у таких рек, как Сырдарья, нет резкого различия в углах падения при переходе из гор на равнину, поэтому скорость потока во впадине уменьшается не резко. Он отлагает во впадине только часть аллювиального материала, остальной выносит далеко за ее пределы. Засушливый климат и достаточная контрастность рельефа являются главнейшими факторами формирования пролювия. И там, где они действуют одновременно, как, например, в Средней Азии и Южном Казахстане, возникают огромные площади пролювиальных накоплений.

Исследование распространения в пространстве делювия, аллювия и пролювия позволяет наметить следующую генетическую последовательность: склоновый смыв — аллювиальное переотложение — пролювиальная аккумуляция. Формирование делювия — это первые, начальные стадии смыва (преобразование склона струями дождевых и талых снеговых вод), пространственно предшествующие работе руслового потока на дне долины. Пролувий же пространственно соответствует конечной деятельности этих потоков. Пролувий — это устьевые субаэральные накопления относительно крупных рек, а не отложения конусов выноса вообще. Конусы выноса овражных ручьев, расчленяющих склоны долин, тесно связаны со склоновым стоком и генетически близки к делювию, ибо их формирование предшествует аллювиальному переносу. Кроме того, устьевые выносы этих ручьев представлены очень небольшими конусами или микроконусами, т. е. масштабы явлений в первом и во втором случаях весьма различны. Различие же в масштабах явлений несомненно накладывает отпечаток на строение возникающих толщ, так как количество переходит в качество. Очевидно, чем меньше поток, формирующий пролювиальные осадки, тем они по своему облику будут стоять ближе к делювию, и наоборот.

рот. Различие в облике пролювиальных и делювиальных осадков будет также уменьшаться с уменьшением контрастности рельефа.

Недоучитывание пространственной последовательности в накоплении делювия и пролювия, а также масштаба процессов привели Г. Ф. Мирчинка [95] к выводу о том, что пролювий не является самостоятельным генетическим типом, а представляет собой разновидность делювия. Он указывал, что «Если мы начнем анализировать это определение (определение пролювия, данное А. П. Павловым. — В. Е.), то увидим, что пролювий представляет собой такое же субаэральное образование, как и делювий, образование его характеризуется той же направленностью процесса, что и при образовании делювия, но отличается от него масштабом процесса на первых фазах своего образования» (с. 933). И далее: «...мне представляется более правильным говорить о пролювии не как о самостоятельном генетическом типе, а как о разновидности делювия, свойственного горным странам с резко выраженными континентальными климатическими условиями» (там же, с. 933—934). С таким утверждением трудно согласиться. Вне зависимости от того, что в накоплении делювия и пролювия имеется определенное сходство (на это указывал и А. П. Павлов), мы должны подчеркнуть, что оно является чисто внешним, не учитывающим резкого различия самих процессов осадконакопления. В уже не раз упоминавшейся статье А. П. Павлов отметил, что «Процесс образования туркестанского лёсса по своим *механическим условиям* (курсив мой. — В. Е.) весьма близок к процессу образования делювиальных отложений европейской России, но есть и существенные отличия. Здесь работают не одни дождевые струйки, сбегаящие по пологому склону, но и по временам вытекающие из долин *значительные илстые потоки* (курсив мой. — В. Е.), порождаемые ливнями» [116, с. 68]. Кроме того, пролювий в целом не субаэральное образование, тогда как делювий складывается исключительно субаэральными накоплениями.

В настоящей работе отложения мелких конусов выноса овражных ручьев не рассматриваются, ибо они не являются типичными пролювиальными, а скорее должны толковаться как переходные пролювиально-делювиальные или даже чисто делювиальные образования.

Из изложенного очевидно, как глубоко неправ К. И. Лукашев [85, 86], который пролювий относит к склоновым отложениям. По его мнению, «...связь пролювия с аллювием преимущественно геоморфологическая и в меньшей мере генетическая по процессам образования» (с. 277), что нельзя признать верным. И аллювий, и пролювий являются разными генетическими типами одной группы отложений русловых водных потоков (флювиальной). Эта группа вместе с группой озерных отложений образует водный парагенетический ряд (табл. 2).

В то же время к пролювию К. И. Лукашев относит отложения конусов выноса и шлейфов, возникших в результате осаждения

СХЕМА ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ВОДНОГО ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО РЯДА
НА ГРУППЫ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ (ПО ШАНЦЕРУ, 1966)

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа	Генетический тип
Водный (аквальный)	Группа отложений русловых водных потоков (флювиальная)	Аллювий
		Пролувий
	Группа озерных отложений (лимническая)	Озерные отложения (возможно, не разработано более дробное деление)

только селевого материала. На самом деле образование пролувия не имеет прямого отношения к процессам склоновой денудации, а селевые образования, как показали наши исследования, играют лишь достаточно подчиненную роль в строении устьевых выносов потоков. В свое время Ю. А. Билибин [4] ошибочно рассматривал устьевые выносы временных потоков (пролувий шлейфов) как разновидность делювия.

Некоторую путаницу в объем понятия «пролувий» внес даже такой крупный исследователь, как И. В. Мушкетов [98]. Приведя определение пролувия из работы А. П. Павлова [112], он заключает: «Таким образом, по А. П. Павлову, туркестанский лёсс — это пролувий» (с. 105). Ниже, ссылаясь на ту же работу А. П. Павлова, И. В. Мушкетов определяет пролувий следующим образом: «...массы, смываемые с гор временными, широкими плоскими потоками, называются пролувием» (там же, с. 137). Однако ни о каких плоских потоках в этой работе А. П. Павлов не упоминал. Еще ниже И. В. Мушкетов неожиданно пришел к выводу, что «Как разновидность делювия тем же автором (А. П. Павловым. — В. Е.) выделен пролувий» (там же, с. 172), что явно является недоразумением.

Пролувий формируется теми же русловыми водными потоками, которые отлагают и аллювий в пределах горной долины выше вершины конуса выноса. В связи с этим мы не можем полностью согласиться с утверждением И. С. Щукина [154] о том, что пролувий — это отложения нерусловых потоков. Но если аллювий формируется в долинах, созданных самими водотоками, то пролувий возникает преимущественно вне долин — в предгорных и межгорных впадинах тектонического происхождения. В этих условиях поток может свободно растекаться во все стороны, дробясь на многочисленные рукава. Иногда, особенно в периферических частях формирующегося конуса, он действительно утрачивает при этом русловую форму.

В зависимости от характера потоков, темпа тектонических

движений, особенностей климатических условий данной области и геологического строения водосборного бассейна возникают различные устьевые конусы выноса — от небольших до очень крупных, образованных в вершинной части то хорошо окатанными и отсортированными галечниками, то слабо окатанными и не отсортированными. То это одиночные крупные, четко оформленные конусы выноса, то мелкие, слившиеся между собой в общий шлейф, и т. п.

Итак, пролювий — это комплекс субэаральных устьевых выносов временных или постоянных потоков, возникающий преимущественно на подгорных равнинах с аридным или семиаридным климатом; упомянутые потоки дробятся на отдельные радиально направленные рукава, свободно распространяющиеся в разные стороны, в условиях резкого уменьшения падения при выходе из гор на равнину, и очень значительного ослабления их переносящей силы. Радиально направленные потоки, просачиваясь в рыхлые отложения и испаряясь, целиком или почти целиком иссыкают, а весь или почти весь принесенный ими материал откладывается в форме конусов выноса или образующихся за счет их слияния шлейфов (пьедесталов).

Пролувиальные отложения в различных геологических обстановках, естественно, отличаются друг от друга. Это будут, как отмечалось, разные подтипы, разновидности, географические варианты пролувиальных отложений одного и того же генетического типа.

Уместно заметить, что уменьшение скорости потока, дробление его на рукава и частичное отложение материала нередко происходят и внутри долины, при ее выходе из гор на равнину. Но эти накопления являются аллювием, а не пролювием, ибо динамика отложения материала в этом месте все же существенно иная. Поток внутри долины ограничен в своих возможностях растекаться в стороны, а также дробиться на протоки. Отдельные водотоки здесь обладают значительной кинетической энергией и уносят большую часть переносимого материала далеко от предгорий, переотлагая его в форме аллювия. Иными словами, резкой дифференциации материала сверху вниз по течению, свойственной пролювию, в этом случае не наблюдается.

У подножий высоких горных хребтов исследованной территории различаются две основные разновидности пролювия: пролювий постоянных рек и пролювий временных потоков. Для первой характерны сравнительно большие и морфологически четко оформленные конусы выноса, для второй — мелкие конусы выноса, обычно слившиеся в общие шлейфы¹. Устьевые накопления постоянных рек иногда выделяют под названием промежуточных аллювиально-пролувиальных образований или как «конусовидный аллювий». Ю. А. Скворцов [127, 128] употреблял для них

¹ Теоретически крупные конусы выноса постоянных рек также могут сливаться между собой, но на исследованной территории Средней Азии и Южного Казахстана этого не наблюдается.

выражение «аллювий в пролювиальной форме». Однако указанную терминологию вряд ли можно признать удачной потому, что она не способствует четкому разграничению и обособлению различных генетических типов друг от друга. Устьевые накопления постоянных рек обладают, правда, некоторым сходством строения с констративным горным аллювием постоянных рек¹, но в то же время между ними наблюдаются существенные качественные различия.

1. Констративный аллювий как вдоль долины, так и снизу вверх в разрезе не претерпевает, как правило, больших изменений. Периферические же части полноразвитых конусов выноса резко отличаются от внутренних, что обусловлено механической дифференциацией осадка сверху вниз по течению.

2. В констративной аллювиальной толще, по Е. В. Шанцеру [147], «...составляющие ее русловые, старичные и пойменные фации многократно повторяются в разрезе, располагаясь друг над другом на разных уровнях» (с. 189). В пролювии фации замещают друг друга латерально, по радиусу, образуя концентрические полосы от вершины к основанию конуса.

3. В пролювии постоянных рек отсутствуют аналоги пойменной и старичной фаций аллювия.

4. В силу легкой миграции потоков при формировании пролювия все его фации представлены сложно переслаивающимися толщами (чередованием пород разного состава, разной окатанности и сортированности). Толщи горного аллювия значительно более однородны.

5. Пролювий характеризуется напластованием, параллельным поверхности конуса. Пласты падают достаточно круто вниз по течению реки. Наслоение в аллювии значительно более пологое.

6. Пролювиальные галечники имеют обычно значительно большую мощность по сравнению с русловыми аллювиальными галечниками.

7. Для пролювиальных галечников характерно уменьшение заглиненности снизу вверх по разрезу (чего не наблюдается в аллювии), что связано с изменением морфологии конуса выноса в процессе его развития. С ростом конуса выноса происходит его выполаживание и уклоны конуса приближаются к равновесным по отношению к расходам потока и свойственному ему режиму наносов [147]. Поэтому поток начинает многократно перемывать ранее принесенный материал на одном уровне и переотлагать его ниже по течению, что приводит, естественно, к частичному обезглиниванию этого материала.

8. Пролювиальные отложения — это класс сброшенных, или дежективных образований, в отличие от аллювия, являющегося классом перенесенных речных отложений. Деятельность реки,

¹ Поскольку пролювий характеризуется констративным типом наслоения, то его надо сравнивать именно с констративным аллювием, по терминологии В. В. Ламакина [78].

формирующей аллювий, проявляется в двух направлениях: в расчленении поверхности суши и накоплении осадков. Деятельностью же реки, формирующей пролювий, сводится почти исключительно к накоплению осадков, т. е. ее работа становится качественно иной.

9. Наконец, так называемые «конусные террасы»¹ довольно резко противопоставляются аллювиальным террасам речных долин. Указанные различия (вопреки мнению некоторых исследователей, например, И. П. Карташова [55]) больше, нежели различия между динамическими фазами аллювия, и могут рассматриваться как различия между двумя генетическими типами отложений.

В зарубежной литературе, в частности американской, термин «пролювий» не употребляется. Американские исследователи, например А. Траубридж [190] и Е. Блиссенбах [163], употребляют термин «alluvial fan», что в переводе означает аллювиальный веер, или аллювиальный конус выноса. Таким образом, отложения конусов выноса как временных, так и постоянных потоков они считают не пролювием, а аллювием, среди которого различают разновидности. Однако и они признают как большое своеобразие подобных образований устьевых выносов потоков, так и значительное сходство их разновидностей, позволяющее противопоставить в целом этот «аллювий» обычному аллювию речных долин в качестве особой группы образований — аллювиально-веерных формаций (alluvial fan formations). Французские геологи, например Д. Трикар [189], отложения конусов выноса также считают аллювием и для их наименования употребляют термин «сône». Некоторые американские исследователи [163] термином «сône» обозначают конусы выноса небольших размеров.

Пролювиальный подгорный шлейф в нашем понимании американские исследователи именуют «аллювиальным предгорным склоном» (alluvial piedmont slope [178]), «бахада» (bajada [187, 190, 162]), педимент, увенчанный конусами выноса (fan-topped pediment [162]). Во французской литературе предгорному пролювиальному шлейфу соответствует термин «гласис» (glacis).

Образования предгорных пролювиальных шлейфов А. К. Лоусоном [180] были названы «фангломератом». Этот термин в его понимании включает не только грубые разности вершинных зон шлейфов, как считают некоторые наши исследователи, а весь комплекс пролювиальных осадков. «В результате отложения в этой обстановке (предгорья. — В. Е.), — отмечает У. Х. Твенхофел [131, с. 704], — получаются следующие породы: конгломераты, песчаники, аркозы, серые ваки и сланцеватые глины. Такой агрегат лучше всего называть фангломератом [180]».

¹ Под «конусными террасами» мы понимаем серию вложенных друг в друга конусов выноса разных генераций, возникшую в результате их эволюции, или миграции, по В. Н. Веберу (1929—1930). Другими словами, это разные стадии развития наземных дельт, сменяющих друг друга сверху вниз по течению от древних к более молодым.

Глава III

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ФАЦИАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПРОЛЮВИЯ

Среди пролювиальных образований исследованной части Средней Азии и Южного Казахстана развиты, как указывалось, две наиболее характерные разновидности, или два подтипа пролювия: пролювий постоянных рек и пролювий временных потоков. Наряду с различиями этим двум основным разновидностям пролювия присущи и общие закономерности фациального расчленения. Формулировку их в тезисной форме мы считаем необходимым предпослать дальнейшему изложению, поскольку это значительно его облегчит и упростит. Наиболее полно фациально дифференцирован пролювий постоянных рек, который и принимается нами за основу. Он изучался автором в Ферганской, Алакульской и Иссык-Кульской впадинах. Были обследованы сохский, исфаринский и шахимарданский (Ферганская впадина), тентекский, джамантинский и ргайтинский (Алакульская впадина), а также тоссорский (Иссык-Кульская впадина) конусы выноса. Сохский, исфаринский и шахимарданский наиболее полно развиты. Каждый из них характеризуется наличием трех четко выраженных зон, расположенных концентрически (сверху вниз по течению рек): крутонаклонной вершинной, более пологой срединной и еще более пологой краевой.

Вершинные зоны конусов выноса в Ферганской, Алакульской и Иссык-Кульской впадинах образованы рыхлыми конгломератами¹, галечниками и валунными галечниками, содержащими линзы валуников, глинистых щебней и суглинков. Крупность обломочного материала уменьшается при движении от вершинной зоны конуса к периферической. Единый поток, выходя из горной долины во впадину (область опусканий), расщепляется на ряд радиально направленных рукавов, при этом скорость течения уменьшается и начинается быстрое осаждение грубого материала. Непрерывное его накопление является одной из главных причин смещения и дробления русел на конусе, так как вызывает неравномерное повышение его поверхности. Иссекающие и замедляющие течение потоки отлагают часть грубого материала на дне

¹ В отличие от типичных конгломератов цемент пород, именуемых «рыхлыми конгломератами», размокает. В сухом состоянии они напоминают типичный конгломерат. Эти породы можно именовать и уплотненными, слабо сцементированными глинистым цементом, галечниками.

русел, повышая их¹. В связи с этим потоки на конусе выноса иногда текут даже выше уровня соседних частей поверхности в ложбинах именно аккумулятивного, а не эрозийного происхождения. Эти потоки стремятся как бы «свалиться» и действительно «сваливаются» в образующиеся в стороне от русла относительные депрессии. В результате быстро отложения материала в протоках образуются запруды. Потоки, не сумевшие их преодолеть, вынуждены поворачивать в сторону от своего первоначального направления.

Таким образом, потоки на формирующихся конусах выноса очень неустойчивы, или нестабильны. Постоянное смещение русел то в одну, то в другую сторону приводит к тому, что на подгорных равнинах возникают обширные полосы галечниковых накоплений, состоящие из полуконусов (имеющих в поперечном сечении выпуклую форму) и разделяющих их межконусных понижений (имеющих в поперечном сечении вогнутую форму). Местами на галечниках вершинных зон конусов выноса Южной Ферганы прослеживаются мелкозернистые осадки — глины, суглинки и супеси. Они являются, вероятно, отложениями устьевых частей менее многоводных рукавов, иссякавших уже в пределах вершинных зон конусов выноса. Образования вершинных зон конусов выноса выделяются нами под названием *потоковой фации*.

Вершинные зоны конусов выноса Южной Ферганы ниже по течению замещаются срединными. Это замещение происходит на расстоянии 9—18 км от вершин конусов (в зависимости от расходов потоков, формировавших конусы выносов). Срединные зоны значительно положе по сравнению с вершинными. Потоки в их пределах еще более замедляют скорость течения и каждый из них разбивается на ряд более мелких, расходящихся в плане в виде веера. Веера легко мигрируют по поверхностям конусов выноса, и большинство их иссякает в результате просачивания в собственные наносы и испарения. Иссякая, эти мелкие, медленно текущие потоки отлагают последовательно (сверху вниз по течению) пески, супеси, суглинки и глины. На участках межрусловых пространств, которые во время паводков, по-видимому, сплошь покрывались водой, течение было очень медленное. Здесь возникали преимущественно тонкозернистые породы: суглинки и глины, а также мергели.

Отложения иссякающих потоков и межрусловых разливов играют основную роль в строении срединных зон конусов выноса. В межвеерных понижениях и в покинутых рекой руслах возникают небольшие застойные водоемы, из которых осаждаются суглинисто-глинистые осадки. Они иногда являются ритмично-слоистыми. Накопления срединной зоны названы нами *веерной фацией*. Ее осадки возникают по периферии основного большого

¹ Русловой размыв здесь проявляется, по-видимому, только на отдельных участках и в ограниченных масштабах.

галечникового конуса в результате слияния частных вееров выноса против окончаний отдельных мигрирующих рукавов. Именно так накапливается веерная фация на голоценовом конусе выноса р. Ргаиты в настоящее время. Естественно, что вместе с миграцией

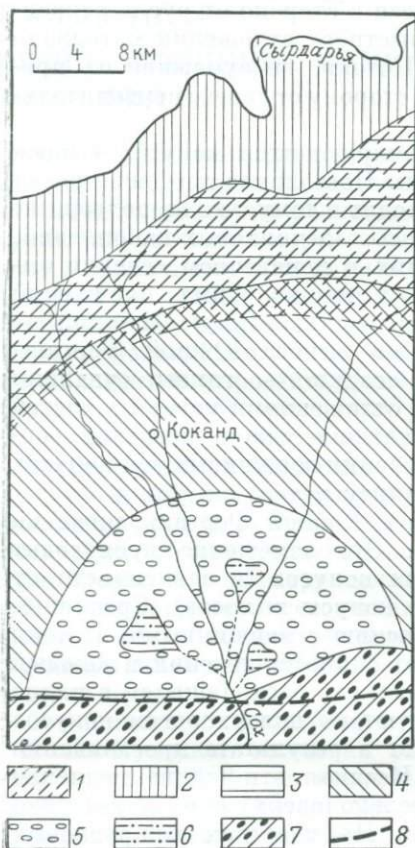


Рис. 4. Схема строения сохского конуса выноса (Ферганская впадина).

Голоценовые отложения: 1 — зона пролювиальной аккумуляции, перекрытая перевейными песками, 2 — аллювиальные отложения, с поверхности перевейные; позднелейстоценовые образования: 3 — глины, мергели и суглинки застойной фации (краевая зона), 4 — супеси и суглинки веерной фации (срединная зона), 5 — галечники и галечные пески потоковой фации (вершинная зона), 6 — супеси-концевые выносы небольших боковых рукавов в вершинной зоне; 7 — конгломераты пролювиальные среднелейстоценовые; 8 — разлом

преобладают мергели, формировавшиеся, по-видимому, в озерной обстановке, в других — глины явно болотного происхождения.

русел мигрируют и частные веера, образующие сплошную зону осадков, расположенную концентрически по отношению к вершинной.

В срединной зоне не все потоки оканчиваются слепо. Часть их пересекает ее и питает ниже расположенную краевую зону, представляющую собой зону разливов. Она охватывает как крайние части самого конуса, так частично распространяется и на лежащую впереди него равнину. В крайних зонах, удаленных от вершин конусов на 15—34 км, возникают мелководные временные озера, заболоченные участки, солончаки. Заболочивание периферических частей конусов выноса Южной Ферганы связано со значительным их обводнением. Инфильтрующиеся в вершинных зонах конусов выноса воды постоянных рек (а также атмосферные осадки) достигают поверхностей коренных пород и образуют подземные потоки. На перифериях конусов выноса, сложенных мелкозернистыми, маловодопроницаемыми осадками, потоки подземных вод подпруживаются и их уровни повышаются вплоть до выхода на дневную поверхность.

Осадки краевых зон состоят из мергелей, сильно карбонатных, загипсованных и оглеенных глин, редко супесей и песков. В одних разрезах резко

Местами видно, что слои перечисленных пород прорезаны русловыми ложбинами, выполненными песками, свидетельствующими о том, что и в эту зону проникали небольшие потоки. Накопления периферических частей конусов выноса выделяются нами под названием *застойководной* фации (рис. 4). Осадки временных озерных водоемов настолько тесно связаны с формированием всего комплекса отложений конуса выноса, что должны рассматриваться именно как краевые фации и субфации пролювия. «Осадки старичных озер речных пойм и озер — разливов периферической зоны крупных устьевых конусов выноса аридных стран, — указывает Е. В. Шандер, — рассматриваются соответственно в качестве закономерных членов аллювиальных и пролювиальных парагенезов и толкуются поэтому как своеобразные фации аллювия и пролювия» [147, с. 58—59]. И далее: «...это совершенно неизбежно, если подходить к выделению и группировке генетических типов как естественных парагенезов осадков, соответствующих историко-геологически своеобразным сложным формам аккумуляции континентальных отложений» (там же, с. 59).

Подобную зональность в строении пролювиальных конусов выноса отмечали и более ранние исследователи. При этом они подходили к вопросу о зональности с несколько различных позиций. Так, К. В. Курдюков [73] в конусах выноса стремился в основном выделить геоморфологически различные зоны. В. И. Попов [117] преследовал цель фациального расчленения «веерноподгорного пояса» как части молассовых формаций. В. В. Ламакин [79], выделяя фации, слагающие конусы выноса пролювия, рассматривал его, в противоположность В. И. Попову, вне связи с молассовыми формациями, взятыми в целом. Если сравнить выделенные мной зоны и фации со схемами, предложенными указанными авторами, то получается следующая картина (табл. 3).

Таблица 3

СОПОСТАВЛЕНИЕ ФАЦИЙ И ЗОН ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ КОНУСОВ
ВЫНОСА, ВЫДЕЛЕННЫХ РАЗЛИЧНЫМИ ИССЛЕДОВАТЕЛЯМИ

В. И. Елисеев (1963)	В. И. Попов (1950)	К. В. Курдюков (1957)	В. В. Ламакин (1950)
Потоковая фация (вершинная зона)	Веерно-обломочная (фангломератовая) зона	Центральная зона	Внутренняя фация
Веерная фация (срединная зона)	Веерно-лессовая (фаналевритовая, также веерномелкозернистая) зона с подзонами (сверху вниз по течению) лессовой луговой и лессовой заболоченной (гипсоносной)	Переходная и периферическая зоны	Краевая (плейфова) фация
Застойководная фация (краевая зона)	Веерно-застойная (плейсовая) зона	Передовая зона	—

Укажем, что К. В. Курдюков «передовую зону» фактически исключает из состава самой сухой дельты или конуса выноса, и поэтому предшествующую зону называет периферической, или краевой. Это, однако, лишь частично правильно, ибо временные разливы образуются еще и в пределах окраины самих крупных конусов, где общий уклон поверхности ничтожно мал (доли градуса), а неравномерность накопления осадков приводит к образованию местных пологих понижений, в которых возможно заставивание поверхностных вод. Что же касается заболачивания, то оно нередко охватывает большую часть пологопокатой периферии сильно обводненных конусов постоянных рек, поскольку дренаж здесь практически отсутствует. Именно поэтому мы сочли необходимым ввести для предшествующей зоны название «срединная», а для области разливов — «краевая», тем более что здесь имеются в виду не просто геоморфологические зоны конуса выноса, а фациальные зоны комплекса пролювиальных отложений.

Следует заметить, что термин «веерно-лессовая» зона В. И. Попова неудачен, так как типичные лёссы в ней (как и вообще в конусах выноса) отсутствуют, а лёссовидные породы развиты далеко не всегда¹. Поэтому мы предлагаем фацию, соответствующую нашей срединной зоне, называть просто «веерной». Причем под этим термином автор подразумевает не столько рисунок системы потоков в плане, сколько их гидродинамическую сторону: они мало мощны, представляя собой иногда потоки-струйки (последние принимают, по-видимому, большое участие в формировании веерной фации подгорных шлейфов), местами не имеют морфологически выраженных ложбин стока, быстро иссякают и т. п. Вообще надо подчеркнуть, что в названиях основных фаций пролювия мы стремились отразить прежде всего именно особенности гидродинамической обстановки накопления основной массы их отложений. Литологические термины В. И. Попова нам кажутся менее удачными, поскольку состав пролювиальных отложений в разных случаях может быть существенно различным.

Сходная фациальная дифференциация присуща пролювиальным шлейфам и более мелким конусам выноса, сформированным небольшими временными потоками, с той лишь разницей, что в них выделяются только две первые из трех отмеченных фаций: потоковая и веерная. Это связано с меньшей обводненностью подгорных пролювиальных шлейфов, препятствующей возникновению застойноводной фации. Последняя не является обязательным компонентом пролювиальных образований аридных предгорий. Кроме того, подгорные пролювиальные шлейфы образованы литологически несколько иными осадками.

Такая же закономерность в строении пролювия наблюдается и в других районах Средней Азии и Южного Казахстана. Так,

¹ Определение понятий «лесс» и «лессовидная порода» дается в главе IX.

М. К. Граве [25], характеризуя Прикопетдагскую подгорную равнину позднеплейстоценового возраста, отмечает, что в южной части (прилежащей к горам и предгорьям) она образована щебнисто-галечниковыми осадками, представляющими собой отложения головных частей конусов выноса. Севернее она сложена супесчано-суглинистыми и глинистыми породами, являющимися осадками периферических частей расплывающихся конусов выноса. И, наконец, на границе с песками Каракумов, где уклон равнины ничтожен, в весенние месяцы образуются мелкие временные озера, в которых отлагается наиболее тонкий материал. Застаивание вод происходило здесь и в позднем плейстоцене, поскольку условия осадконакопления в пределах подгорной равнины Копетдага, по мнению М. К. Граве, существенных изменений на протяжении четвертичного периода не претерпевали.

В подгорном пролювиальном шлейфе Заилийского Алатау, по данным В. Ф. Шлыгиной [150], видны галечники и валунно-галечные образования, сменяющиеся ниже по течению песками с галькой, песками и суглинками (наши потоковая и веерная фации).

Если для сравнения обратиться к хорошо изученным аридным областям Северной Америки, то можно увидеть, что пролювий там построен подобным же образом. Так, Е. Блиссенбах [163] в конусах выноса штатов Аризона, Южная Калифорния и юго-западной части Нью-Мексико выделяет вершину (apex) — пункт, где поток выходит из гор; головную часть (fanhead) — участок конуса, соседний с вершиной; среднюю часть (midfan), располагающуюся между головной и внешней частями конуса, и основание (base), охватывающее периферическую, наиболее низменную часть конуса. В верхних частях конусов выноса, по Е. Блиссенбаху, преобладают грубые галечники, в центральных зонах — материал средней крупности, в периферических — алевроиты и глины.

В. Балл [170] в конусах выноса западной части графства Фресно в Калифорнии ниже вершины (apex) конуса выделяет три сегмента: верхний (upper fan segment), средний (middle fan segment) и нижний (lower fan segment), уклоны которых уменьшаются к периферии конуса. В слившихся конусах выноса, по данным В. Балла, наблюдается следующее: верхний и средний сегменты образованы песками, а нижний — глинами. К. Бэти [160], описывая происхождение аллювиальных конусов выноса Вайт Маунтинс и соседних долин Калифорнии и Невады, выделяет образования, сформированные потоками, переносимыми грубым обломочным материалом (debris flow), и мутьевыми потоками (mud flow). Первые прослеживаются в верхней и средней частях конусов выноса, вторые — в их нижних частях. М. Мелтон [183], описывая образования слившихся конусов выноса (отложения бахад) Южной Аризоны, отмечает, что они состоят из двух разновидностей

осадков — грубой (галечники, гравий и «грязные пески») и тонкой, переслаивающейся с грубой. М. Мелтон приводит гранулометрический анализ одного образца, отобранного из тонкой разновидности пролювия: гравий (максимальный размер зерен 8 мм) 7,5, песок грубый 8,6, песок средний 5,6, песок тонкий 27,5, ил и глина 50,8%.

На основании этого описания можно полагать, что пролювий Северной Америки в одних местах состоит из двух фаций, а в других — из трех, соответствующих нашим потоковой, веерной и застойноводной. Поэтому изложенная выше схема строения пролювия может рассматриваться как общая схема строения пролювия вообще.

Продолжая характеристику фациальных зон пролювия постоянных рек, отметим, что эта разновидность пролювия не везде одинаково полно развита. Только три конуса Южной Ферганы — сохский, исфаринский и шахимарданский — характеризуются наличием всех фациальных зон, тогда как другие конусы выноса в силу ряда причин являются недоразвитыми.

Из трех отмеченных конусов выноса Южной Ферганы сохский — самый большой. Его радиус достигает 42 км. Вершинная зона конуса, сложенная потоковой фацией, протягивается в продольном направлении примерно на 18 км, уклон ее поверхности 0,013. Примерно в 2—3 км южнее Большого Ферганского канала эта зона плавно переходит в срединную с уклоном поверхности 0,004 и протяженностью около 16 км. В ее пределах во многих пунктах можно наблюдать типичные разрезы веерной фации. Наконец, на расстоянии 32 км от вершины конуса осадки веерной фации сменяются отложениями застойноводной, образующими почти плоскую поверхность (уклон ее 0,001) размером приблизительно 8 км. Превышение вершины конуса над плоской поверхностью краевой зоны составляет около 300 м. Южные границы сохского, исфаринского и шахимарданского конусов выноса, отделяющие их от предгорий, четкие, в то время как северные морфологически не выражены и проводятся нами на основании изучения керна буровых скважин.

Значительно менее полным является набор фаций на конусах выноса Алакульской впадины. Наиболее крупный из них — тентекский, имеющий несколько асимметричную форму; его радиус около 24 км. Значительная часть площади конуса занята отложениями потоковой фации и должна быть причислена к вершинной зоне. Уклон ее поверхности по мере удаления от вершины почти не изменяется и составляет 0,009. На расстоянии 16 км от вершины конуса (в северной части сел. Уч-Арал), т. е. по самой его периферии, развиты осадки веерной фации. Далее к северу располагается котловина оз. Сассык-Куль, осадки которого и замещают застойноводную фацию пролювия. Превышение вершины конуса над пологой покатою равниной, образованной осадками веерной фации, составляет около 160 м.

Еще меньше по размерам джамантинский и ргайтинский конусы выноса, радиусы которых соответственно 14 и 18 км. Джамантинский конус выноса практически целиком сложен отложениями потоковой фации; уклон его поверхности мало изменяется на всем протяжении от вершины до периферии, в среднем составляя около 0,016. Только по самой его окраине, в 14 км от вершины, на отдельных участках развиты осадки веерной фации, вскрытые в абразионных уступах берега оз. Алакуль. То же самое касается и ргайтинского конуса, уклон поверхности которого также довольно постоянен и составляет 0,018. Однако здесь совершенно отсутствует веерная фация, хотя окраина конуса находится от его вершины на расстоянии 18 км, т. е. на 4 км дальше, чем на джамантинском. По-видимому, отсутствие здесь осадков веерной фации можно объяснить большим уклоном поверхности конуса, в результате чего тонкий материал, не задерживаясь на его поверхности, выносился в озеро. Следовательно, на этом конусе не только застойноводная, но и веерная фации замещены отложениями оз. Алакуль и его частично обсохшего в настоящее время залива Джаман-Уткуль (рис. 5).

К конусам выноса южной части Алакульской впадины по размерам близки конусы выноса северной части Ферганской впадины: майлисуйский, кассансайский и чадакский, радиусы которых соответственно равны 16, 12 и 12 км. Они, как и конусы выноса южной части Алакульской впадины, характеризуются неполным набором фаций. Развитые здесь фации соответствуют потоковой и веерной фациям или только одной потоковой фации конусов выноса Южной Ферганы. Отсутствие на этих конусах застойноводной, а местами и веерной фаций, скорее всего, связано с тем, что протекающая рядом р. Сырдарья подрезала эти конусы, и условий для образования разливов по их периферии не возникало.

Вершинная зона конуса выноса р. Майлису, сложенная осадками потоковой фации, имеет размер 10 км. Уклон ее поверхности около 0,008, а следующей за ней зоны развития осадков веерной фации около 0,006 (табл. 4). Превышение вершины конуса над его окраиной около 120 м. В своей западной части конус опирается на первую надпойменную террасу р. Нарын высотой 10—10,5 м над урезом воды. При этом конусовые и террасовые отложения образуют единую, идеально ровную поверхность. В остальной части майлисуйский конус выноса граничит с поймой р. Карадарья, поверхность которой лежит на 7—15 м ниже поверхности конуса (рис. 6). Этот уступ возник в результате подрезания периферической части конуса во время формирования карадарьянской поймы.

Протяженность зоны развития потоковой фации кассансайского конуса выноса 8 км, а уклон ее поверхности около 0,012, т. е. в 1,5 раза больше, чем майлисуйского.

Конус выноса р. Чадак целиком образован отложениями потоковой фации. Уклон его поверхности более или менее

постоянен и составляет 0,017. Превышение вершины конуса над окраиной достигает 200 м. В окраинной части конус граничит с поймой р. Сырдарьи, от которой его поверхность отделена уступом высотой 5—6 м, возникшим в результате боковой эрозии р. Сырдарьи. Поверхность конуса расчленена логами радиальной

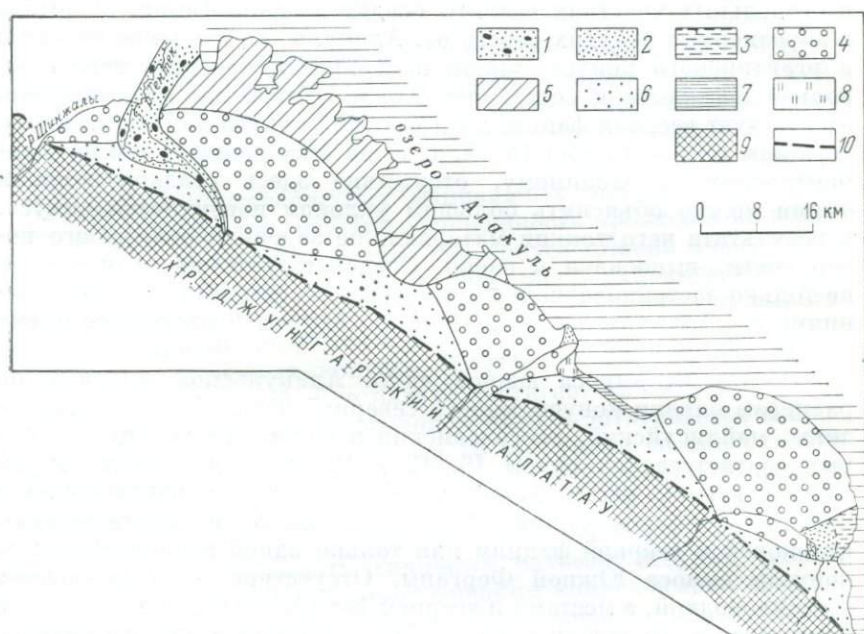


Рис. 5. Схема развития и строения пролювиальных отложений вдоль северо-восточного склона Джунгарского Алатау. Составил В. И. Елисеев.

Голоценовые отложения: 1 — галечники аллювиальные, 2 — галечники и галечные пески пролювиальные (потоковая фация), 3 — супеси пролювиальные (веерная фация); позднелейстоценовый пролювий: 4 — рыхлые конгломераты и галечники (потоковая фация) ргайтинского, джамантинского и тентекского конусов выноса с непостоянным и маломощным чехлом вторичных супесей на их поверхности; 5 — суглинки и глины с линзами галечников (веерная фация) этих же конусов выноса, 6 — галечники (потоковая фация) собственно предгорных шлейфов с непостоянным и маломощным чехлом вторичных супесей на их поверхности, 7 — супеси и суглинки с линзами галечников (веерная фация) собственно подгорных шлейфов; 8 — межконусный пролювий (галечники и суглинки); 9 — допозднелейстоценовые отложения; 10 — Главный Джунгарский разлом

направления глубиной 4—5 м и шириной 5—6 м, днища которых привязаны к уровню сырдарьинской поймы. К пойме привязан и более молодой, голоценовый конус выноса, вложенный в позднелейстоценовый. Ширина его окраины (близ р. Сырдарьи, у сел. Тепекурган) 1,5—2 км, глубина врезания в поверхность позднелейстоценового конуса не более 1—1,5 м. При этом переход поверхности одного в поверхность другого в этом месте постепенный, едва заметный. Из описания конусов выноса Северной Ферганы следует, что здесь отложения застойноводной фации,

ПАРАМЕТРЫ КОНУСОВ ВЫНОСА АЛАКУЛЬСКОЙ И ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИН

Название конусов выноса	Превышение вершины конуса над его окраиной, м	Глубина вреза в вершине конуса, м	Радиусы конусов выноса, км	Размеры вершинных зон, км	Уклоны вершинных зон	Размеры средних зон, км	Уклоны средних зон	Размеры краевых зон, км	Уклоны краевых зон
Тентекский	160	26	24	16	0,009	8	0,003	Отсутствует	—
Сохский	300	6	42	18	0,013	16	0,004	8	0,001
Исфаринский	180	6	20	10	0,014	5	Не измерялся	5	0,001
Джамантинский	260	60	14	14	0,016	Отсутствует	—	Отсутствует	—
Ргайтинский	300	80	18	18	0,018	То же	—	То же	—
Майлисуйский	120	8	16	10	0,008	6	0,006	»	—
Кассансайский	170	20	12	8	0,012	4	Не измерялся	»	—
Чадакский	200	15	12	12	0,017	Отсутствует	—	»	—

а на конусе выноса р. Чадак и веерной, замещаются аллювиальными осадками р. Сырдарьи.

Таким образом, рассмотрение пролювия из разных районов показывает, что в одних местах он является полно развитым, поскольку в нем имеются все фациальные зоны (например, в пролювии Южной Ферганы), в других местах — недоразвит, ибо в нем отсутствует или застойноводная фация (например, на тентекском конусе выноса), или застойноводная и веерная фации (например, на ргайтинском конусе выноса).

Исследование устьевых выносов потоков в плане позволяет выделить следующие формы: полукруглую (например, у устьевого выноса р. Исфары), полуовальную (у устьевых выносов рек Сох и Шахимардан) и конусообразную (у устьевых выносов рек Ргайт, Джаманты, Майлису, Чадак). Полукруглая и полуовальная формы устьевых выносов возникают тогда, когда вытекающий из гор поток может беспрепятственно растекаться во всех направлениях по радиусам. В таком случае вершинная часть сухой дельты разворачивается на 180° или даже на несколько больший угол, когда сухая дельта причленяется к выпуклому подножию гор (например, дельта р. Исфары). Если поток лишен такой возможности (из-за того что справа и слева от него происходит накопление пролювиального материала другими потоками), устьевые

выносы в плане приобретают конусообразную форму. Такие выносы характеризуются то малым вершинным углом, например конус выноса р. Чадак (остроугольная форма), то большим — конус выноса р. Ргайты (тупоугольная форма).

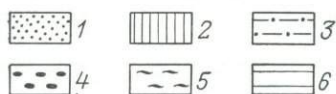
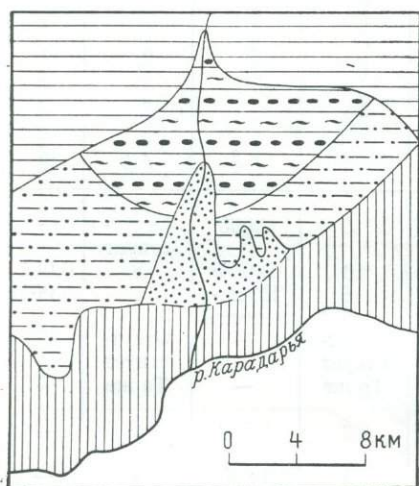


Рис. 6. Схема строения майлисуйского конуса выноса (Ферганская впадина).

Голоценовые отложения: 1 — галечники и галечные пески пролювиальные, 2 — алевроиты и пески аллювиальные; верхнеплейстоценовые образования: 3 — супеси с гальками и пески верной фации, 4 — галечники потоковой фации, 5 — суглинки и глины на галечниках потоковой фации (субфация вершинных разливов); 6 — лёсс на среднеплейстоценовых и раннеплейстоценовых отложениях

ными по сравнению с тем конусом, который прорезан на меньшую глубину. Врез потоков в вершинах сохского и исфаринского конусов выноса приблизительно составляет 6 м на каждом, т. е. незначителен. В связи с этим можно считать, что тектонические движения на этих конусах не проявлялись и уклоны их поверхностей обязаны только пролювиальной аккумуляции. Среднегодовые расходы рек Соха и Исфары, по данным Г. В. Лопатина [84], соответственно 41,5 и 13,2 м³/с. Уклон вершинной зоны сохского конуса выноса 0,013, а исфаринского 0,014. Примерная площадь сохского конуса выноса, по данным К. В. Курдюкова [73], 2000 км², а исфаринского только 600 км².

Начиная с майлисуйского конуса выноса (см. табл. 5) картина

Изучение уклонов поверхностей конусов выноса показывает, что чем меньше река, тем конус выноса круче, и наоборот. Указанную закономерность легко установить непосредственными наблюдениями. Можно увидеть, например, что конус выноса того или иного оврага всегда достаточно крут, тогда как даже у небольшой реки он значительно положе. В табл. 5 параметры конусов выноса расположены в порядке убывания расходов потоков, их сформировавших; при этом наблюдается увеличение уклона в конусах выноса от тентекского к ргайтинскому. Характерным примером в этом отношении являются конусы выноса рек Соха и Исфары в Ферганской впадине, которые не деформированы последующими тектоническими движениями. Об интенсивности тектонических движений на том или ином конусе можно судить по глубине вреза потока в вершине конуса: чем глубже врез, тем, следовательно, поднятия конуса выноса были более интенсивными

зависимости уклонов конусов выноса от расходов потоков нарушается. Это связано с уменьшением крупности материала, слагающего майлисуийский, кассансайский и чадакский конусы выноса. Дело в том, что прямой зависимости между уклоном конуса выноса и расходом воды в потоке, по-видимому, не имеется. Крутизна конуса выноса определяется также рядом других факторов — распределением стока по сезонам года, количеством и крупностью переносимого потоком обломочного материала, мутностью потока и т. п. Чем крупнее обломочный материал, отлагаемый потоком на конусе выноса, тем конус выноса будет круче, ибо грубый материал способен аккумулироваться при больших уклонах, чем более мелкий. Меньшая крутизна майлисуийского конуса выноса по сравнению, например, с тентекским объясняется тем, что он сложен значительно более мелким материалом. Из указанных трех конусов выноса — майлисуийского, кассансайского и чадакского, сложенных в общем материалом одинаковой крупности, наиболее крутым является чадакский, образованный наименее мощным потоком.

Р. Хук [176] на основании лабораторных и полевых наблюдений отмечает, что конусы выноса, сложенные грубообломочным материалом, круче тех, которые сложены мелкообломочным материалом. Г. И. Бушинский [8], касаясь уклонов конусов выноса, отмечает: «Крутизна конуса выноса зависит от крупности материала и от степени постоянства водотока. Чем крупнее материал и чем постояннее водоток, тем круче конус выноса» (с. 352). Как видим, Г. И. Бушинский правильно подметил зависимость уклона конуса выноса от гранулометрического состава осадков, его слагающих. Что же касается его тезиса о том, что чем постояннее водоток, тем конус выноса круче, то он ошибочен. В природе наблюдается как раз обратная закономерность. В. Балл [168], изучавший конусы выноса в западной части округа Фресно (Калифорния), констатирует, что крутизна поверхности конуса выноса уменьшается с увеличением его размеров. По Е. Блэкуельдеру [162], большие и глубокие каньоны порождают большие конуса выноса с малым уклоном. В устьях коротких ущелий формируются небольшие, крутонаклонные конусы выноса.

Уклон тентекского конуса выноса, деформированного последующими тектоническими движениями (прорезан рекой на 26 м), составляет всего 0,009, т. е. в $1\frac{1}{2}$ меньше, чем у сохского. Первоначальный уклон этого конуса, обремененный пролювиальной аккумуляции, был еще меньше. Значительную разницу в уклонах указанных конусов выноса вряд ли можно объяснить разными среднегодовыми расходами воды в реках, так как эти расходы у рек Соха и Тентека близки (среднегодовой расход р. Тентек определяется Г. В. Лопатиным в $44,6 \text{ м}^3/\text{с}$). По-видимому, большая крутизна сохского конуса выноса обязана вмешательству каких-то других факторов во время его формирования (возможно, большая перегруженность обломочным материалом в связи с более

обширным развитием ледников в области питания реки и т. п.). Если предположить, что количество мути и взвесей в сохском потоке того времени было больше, чем в тентекском (в настоящее время количество взвесей и мути в сохском потоке примерно в 6 раз больше, чем в тентекском; табл. 5), то это также могло привести к увеличению крутизны сохского конуса выноса. Муть и взвеси, прошикая в пустоты между гальками, заполняли их и тем самым затрудняли проникновение потока в эти пустоты. Другими словами, предохраняли поток от быстрого иссякания и он более длительное время мог аккумулировать на конусе выноса и переносить относительно более грубый материал по сравнению с тем потоком, который иссякал быстрее.

Таблица 5

СРЕДНЕГОДОВЫЕ РАСХОДЫ ВОДЫ, МУТИ И ВЗВЕШЕННЫХ
НАНОСОВ НА НЕКОТОРЫХ РЕКАХ

Река и пункт	Годы наблюдений	Площадь водосбора, км ²	Средние годовые		
			Расход взвешенных наносов, кг/с	Расход воды, м ³ /с	Мутность, г/м ³
Тентек — колхоз Тунку-руз	1936, 1939—1947	3330	6,73	44,6	151
Сох — кишлак Сары-Канда	1936—1942, 1946, 1947	2250	41,4	41,5	100
Исфара — п. г. т. Исфара	1937, 1938	2810	10,0	13,2	757
Шахмардансай — кишлак Пульган	1937—1943 (неполные годы)	1520	6,85	11,3	606

Во время формирования конусов выноса их уклоны не остаются постоянными, а меняются по мере того как идет их рост в радиальном направлении с одновременным наращиванием мощности обломочного материала. Так, в самую раннюю стадию образования каждый конус выноса имеет более значительную крутизну, чем в последующую, среднюю, когда конус становится положе в связи с увеличением его размеров. В самую позднюю стадию аккумуляции он снова делается круче.

Глава IV

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИЙ ПРОЛЮВИЯ ПОСТОЯННЫХ РЕК

В конусах выноса Южной Ферганы развиты все фациальные зоны. Однако вершинные зоны южноферганских конусов выноса почти не обнажены и о строении их потоковых фаций приходится судить главным образом по данным буровых скважин. Более благоприятна обстановка на тентекском, джамантинском и ргайтинском конусах выноса Алакульской впадины, вершины которых прорезаны глубокими молодыми долинами. Поэтому детали строения толщи потоковой фации здесь можно наблюдать в естественных обнажениях. В связи с этим потоковая фация пролювия постоянных рек описывается в основном на материале этих конусов. Вершинная фация характеризуется по данным сохского, исфаринского, шахимарданского и тентекского конусов выноса, а застойноводная — целиком по наблюдениям на конусах выноса Южной Ферганы.

1. Потоковая фация

Потоковая фация вершинных зон конусов выноса постоянных рек складывается в основном галечниками, рыхлыми конгломератами, валунниками и рыхлыми валунными конгломератами с заглиненным гравийно-песчаным заполнителем. Самые вершины конусов состоят из валунников и рыхлых валунных конгломератов. Наиболее грубые их разности прослеживаются в вершинных частях конусов выноса Иссык-Кульской впадины. Так, в вершинах конусов выноса рек Тоссор и Джуука у подножия хр. Терскей-Алатау наблюдаются валунники и рыхлые конгломераты, сложенные валунами размером 1,0—1,5 и даже 2,0 м в поперечнике. Основная причина накопления такого грубого материала — интенсивные тектонические движения, обусловившие крутые падения рек и, следовательно, большие скорости их течения. При таких скоростях течения даже сравнительно небольшие потоки способны переносить валуны значительных размеров. Для конусов выноса Ферганской и Алакульской впадин такие грубые накопления не характерны. Вершинные части конусов выноса упомянутых впадин состоят из обломков, диаметр которых не превышает обычно 0,5—1,0 м. Но отдельные очень крупные глыбы бывают все-таки включены и в эти толщи. Так, например, в вершине ргайтинского конуса выноса в основании аллювия молодых террас

(сопровождающих врезанную в него молодую долину) нередко встречаются валуны до 1,0—1,5 м в поперечнике. Они, несомненно, вымыты из толщи рыхлых конгломератов, слагающих тело конуса. Одна из наблюдавшихся здесь глыб достигает в длину 3 м и в ширину 2 м. Помимо продольного уклона рек, размер обломков на конусе выноса зависит от расходов потоков, режимов их в паводки, а также от состава размываемых рекой пород. Если прочие условия равны, то при размыве кварцитов, например, на конусе выноса будет отлагаться более крупный материал, чем при размыве глинистых сланцев.

Вниз по конусу крупность галечников уменьшается и они постепенно сменяются чередующимися мелкими и средними галечниками с прослоями гравийных песков, или даже галечными песками, развитыми, например, местами на сохском конусе выноса несколько южнее Большого Ферганского канала, т. е. в 15—16 км от его вершины. Общее измельчение материала по мере удаления от вершины конуса является правилом. Это видно хотя бы из сравнения данных гранулометрических анализов галечников по ргайтинскому конусу (табл. 6), которое показывает, что содержание фракций более 8 мм при удалении от вершины на 16 км уменьшается на 15%.

Таблица 6

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ
ПОТОКОВОЙ ФАЦИИ КОНУСА ВЫНОСА Р. РГАЙТЫ, %

Место взятия пробы	Номер обнажения	Положение слоя	Номер пробы		Размеры фракций (мм)											
					Вес пробы, кг											
					> 100	100—50	50—25	25—8	Сумма	8—4	4—2	2—1	1—0,25	Сумма	< 0,25	
Правый склон р. Ргайты у выхода ее из ущелья	256	Основание нижней пачки То же	216	20	22,4	23	16	8,8	70,2	6,6	7	3,6	3,6	20,8	9	
Левый склон р. Ргайты у линии связи (16 км от вершины)	368		328	20	—	—	—	—	55	—	—	—	—	38	7	

Окатанность галечников потоковой фации в общем слабая и средняя, реже встречаются хорошо окатанные галечники. Существенного изменения в степени окатанности галечников сверху вниз по конусу не наблюдается.

Необходимо оговориться, однако, что даже в случае хорошей обнаженности проследить непосредственно по естественным выходам изменение гранулометрического состава и степени окатанности осадков почти никогда не представляется возможным. Этому

мешают некоторые особенности строения и морфологии конусов выноса. Лучше всего это проиллюстрировать на примере ргайтинского конуса. Его вершинная часть прорезана молодой долиной на глубину около 80 м. Долина сопровождается террасами относительной высотой 60, 40, 22, 17, 4,2 и 1,6 м. Каждая терраса несет покров аллювиальных отложений, возникших за счет перемыва осадков конуса выноса, и лишь в их цоколях вскрываются эти последние. Вниз по течению глубина долины постепенно уменьшается, а соответственно снижаются как относительные высоты террас, так и амплитуды врезания их площадок в тело конуса. Наконец, сначала самая высокая, а затем и более низкие террасы последовательно сливаются с поверхностью конуса выноса, а их аллювий фациально замещается верхними горизонтами пролювия периферической зоны конуса, отсутствующими в его вершинной части. На достаточном удалении от вершины, в бортах неглубоко врезанных долин, видны только самые молодые горизонты, тогда как более древние, прослеживающиеся в вершинных частях конусов выноса, почти всегда оказываются погруженными под уровень реки. Иными словами, сравнивая состав обнаженной части пролювия в низовьях и близ вершины конуса, мы всегда должны помнить, что имеем дело с разновозрастными образованиями, возникшими в разное время, при разных геоморфологических и гидрологических условиях. Что же касается аллювия молодых террас, соответствующего верхним слоям пролювия периферии конусов, то закономерности его гранулометрической дифференциации отличны от тех, которые свойственны пролювию, и здесь прямое сравнение не может привести к нужным для нас результатам.

Ниже мы еще вернемся к вопросу о заключительной стадии формирования конусов выноса в связи с врезанием в них долин, а сейчас перейдем к дальнейшей характеристике потоковой фации и, в частности, к ее структурно-текстурным особенностям. Галечники и рыхлые конгломераты потоковой фации всех конусов выноса постоянных рек имеют отчетливую преимущественно горизонтальную или вернее почти горизонтальную грубую слоистость, параллельную поверхности конуса. Слоистость обусловлена чередованием пластов и линз пород различной структуры — конгломератов, гравийников и песчаников, а также пластов пород разной заглиненности и окраски (рис. 7 и 8). Только на отдельных небольших участках осадкам потоковой фации свойственна неясная слоистость. Своим ярко выраженным горизонтальным наслоением потоковая фация конусов выноса постоянных рек резко отличается от более однородных толщ горного аллювия. Слоистость толщи потоковой фации иногда подчеркивается тем, что пласты гравийников образуют ниши в обнажении, так как они быстрее разрушаются, чем более плотные конгломераты, формирующие карнизы. Слоистость отложений потоковой фации в радиальном направлении более правильна и выдержана, чем в поперечном.

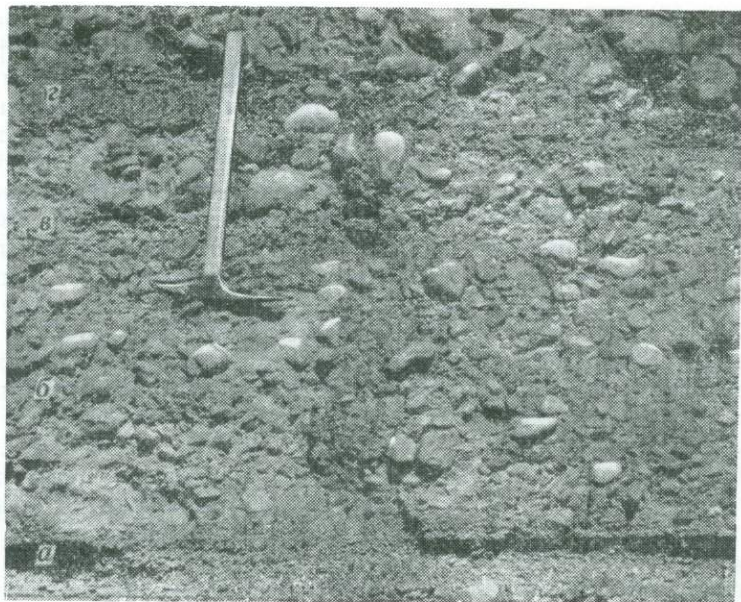


Рис. 7. Почти горизонтальная грубая слоистость в отложениях потоковой фации конуса выноса р. Ргайты (левый склон, в 11 км выше оз. Алакуль) в Алакульской впадине (продольное сечение).

a — гравийник рыхлый; *б* — конгломерат среднегалечный рыхлый; *в* — конгломерат мелкогалечный рыхлый; *г* — песчаник рыхлый

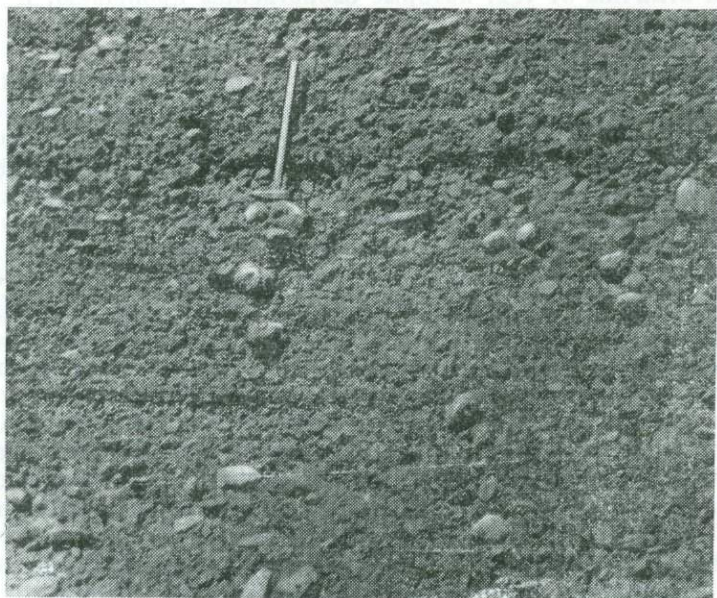


Рис. 8. Почти горизонтальная грубая слоистость в отложениях потоковой фации конуса выноса р. Джаманты (левый склон, в 4,5 км выше оз. Алакуль) в Алакульской впадине (продольное сечение)

В поперечном сечении она местами гнездообразно-линзовидная. Слоистость подобного рода наблюдалась нами, например, на конусе выноса р. Тентек, близ западной окраины железнодорожной станции Бесколь (рис. 9). Мощность отдельных линз изменяется от 0,05—0,3 до 0,5—1,0 м, а их протяженность от 10—15 до 50—100 м и редко более. В целом слоистость образований



Рис. 9. Косая гнездообразно-линзовидная слоистость в отложениях потоковой фации конуса выноса р. Тентек в Алакульской впадине (поперечное сечение)

потоковой фации характеризуется некоторой ритмичностью, что связано с постоянной миграцией потоков в пространстве и непостоянством их режима. О легкой миграции потоков при накоплении позднеплейстоценовых конусов выноса можно получить представление на основании изучения потоков, формирующих голоценовые конусы выноса. С какой легкостью эти потоки могут менять свои русла, можно судить хотя бы на основании того, что отдельные рукава реки легко направить по другому направлению с помощью обычной штыковой лопаты. Это проделывалось нами на современном конусе выноса р. Ргайты в Алакульской впадине.

Сортировка того или иного пласта потоковой фации зависит от крупности слагающего его материала. Пласты, состоящие из грубого галечника, всегда отсортированы хуже по сравнению

с пластами, образованными более мелкими галечниками. Объясняется это тем, что в пустоты между крупными гальками и валунами легко проникли мелкие гальки, гравий, песок и глина. Более сильная заглиненность наблюдается именно в пластах галечников или рыхлых конгломератов, гальки которых упакованы неплотно. Здесь промежутки, как правило, сплошь заполнены алеврито-пелитовым материалом. В плотно упакованных галечниках содержание алеврито-пелитового материала резко падает. Гальки и зерна гравия рыхлых конгломератов конусов выноса Алакульской впадины нередко покрыты с верхней стороны карбонатно-глинистой «рубашкой», тогда как нижние стороны их чистые, ибо муть оседала сверху вниз. Гальки в галечниках и рыхлых конгломератах потоковой фации располагаются чаще всего параллельно напластованию, реже — черепитчато (это характерно для галек плоской формы) и совсем редко встречаются гальки, поставленные на ребро.

Галечники потоковой фации довольно часто содержат линзы сильно карбонатных желтовато-серых суглинков и супесей мощностью от 0,1 до 0,8 м и протяженностью от 1,0 до 120 м. Они осаждались, скорее всего, в небольших застойных водоемах и лужах, которые возникали в углублениях русел после спада паводков. Подобные заиляющиеся водоемы и лужи наблюдаются, например, в долинах современных рек, разрезающих позднеплейстоценовые конусы выноса. Образующиеся при этом суглинки имеют характерную дырчатую текстуру.

Линзы супесей и суглинков располагаются иногда не параллельно общей слоистости галечной толщи, а срезают ее под углами 15—20°. Это связано с тем, что они облекают неровности дна погребенных русловых ложбин, врезанных в ранее отложенные слои. Аналогичное залегание свойственно и некоторым пластам галечников, которые вначале идут параллельно общей слоистости, потом резко наклоняются, срезая косо несколько подстилающих слоев, а затем вновь выпрямляются и следуют параллельно главному напластованию. Косое залегание пластов в этом случае опять-таки связано с облеканием эрозионных уступов, возникших в результате периодически повторявшегося руслового размыва.

Отложения потоковой фации, сформированные в руслах рек вершинных зон конусов выноса, мы выделяем под названием *субфации русел*. Среди осадков этой субфации четко распознаются галечные накопления потоков и суглинки заиляющихся участков русел. Кое-где крупные гальки и валуны в пределах потоковой фации сгруживаются в пакеты размером до 3—4 м в поперечнике, являющиеся, скорее всего, накоплениями водокаменных селей (рис. 10). Они характеризуются слабой сортировкой, отсутствием слоистости и несколько худшей окатанностью по сравнению с окружающими их галечниками, отложенными при обычном режиме водных потоков. Проследивая слоистые галечниковые пласты сверху вниз по течению, можно заметить кое-где, например

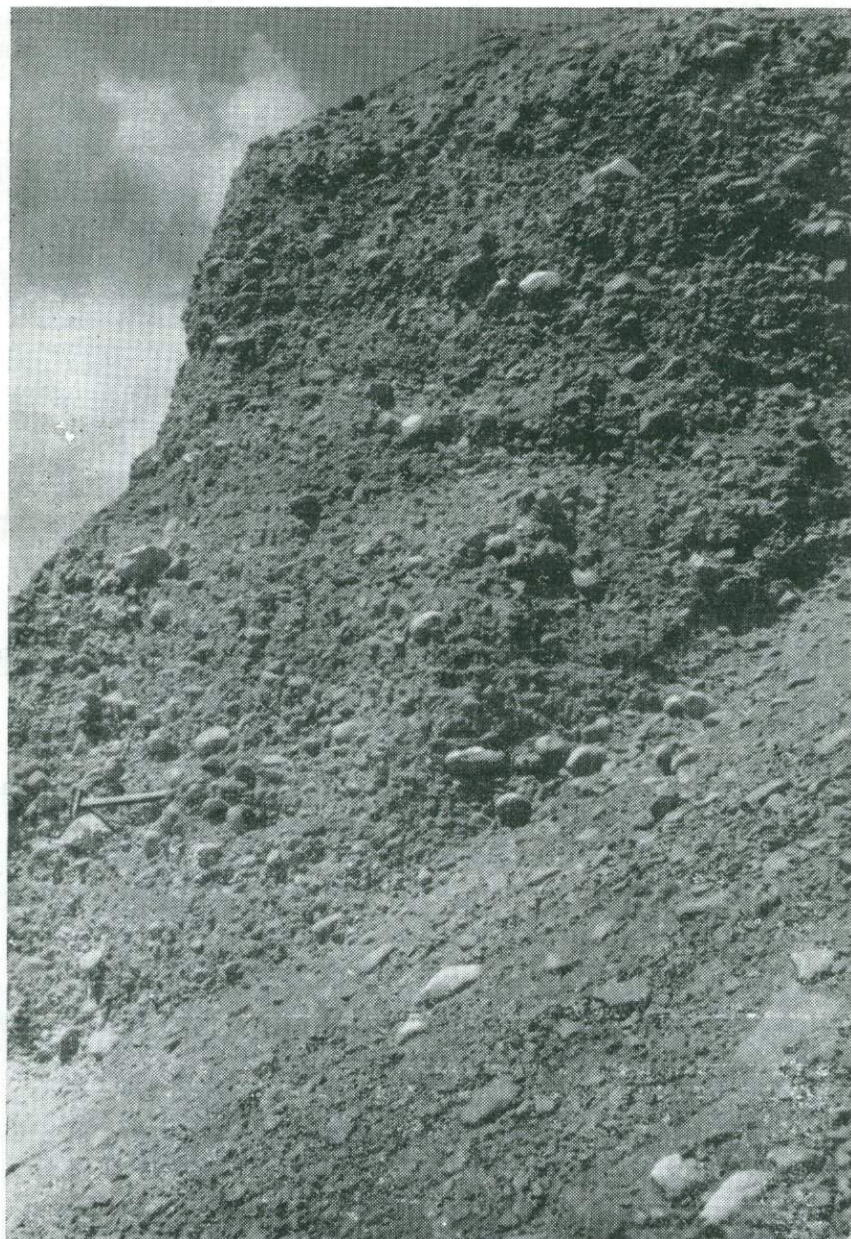


Рис. 10. Характер отложений потоковой фации конуса выноса р. Джаманты (левый склон, в 1,5 км ниже выхода ее из гор) в Алакульской впадине. Видны пакеты валуников среди рыхлых конгломератов (продольное сечение)

на конусе выноса р. Джаманты в 4,6 км выше оз. Алакуль, что они упираются в неслоистые пакеты. Непосредственно за пакетом слоистость в пластах не выражена, но на некотором удалении от него вновь появляется. Пакеты возникали, по-видимому, следующим образом. Во время дождя или в паводок потоки перегружались обломочным материалом (т. е. имели режим водокаменных), выходили из берегов русловой ложбины, где скорость течения резко падала, и отлагали грубый, слабо отсортированный материал близ русла в форме косы. В дальнейшем «нормальные» потоки обтекали это возвышение из грубого материала, дополнительно привнося в него алевроито-пелитовый материал. Обтекание и привело к тому, что слоистые пласты как бы упираются в пакеты.

Местами в среднеокатанных галечниках субфации русел прослеживаются линзы щебней с алевроито-пелитовым заполнителем. Одна из таких линз мощностью около 3 м видна, например, в галечниках конуса выноса р. Тоссор приблизительно в 4,6 км выше оз. Иссык-Куль. Материал линзы совершенно не окатан, не отсортирован и, вероятно, отложен грязекаменным селем.

В горах и предгорьях аридных зон происходит интенсивное физическое выветривание, а дожди случаются эпизодически. Скопившиеся в большом количестве рыхлые продукты выветривания во время дождя смываются в долины, давая начало грязекаменным селям. Описанные пакеты валуников и линзы щебней, возникшие в результате деятельности селевых потоков, выделяются нами как *селевая субфация* потоковой фации пролювия. Субфация представлена в одних местах отложениями водокаменных селей, в других — осадками грязекаменных селей.

Заметим, что за последние сто лет в Средней Азии случилось 2245 селевых потока, из которых 1141 приходится на Ферганскую впадину. По отдельным рекам селевые потоки распределяются следующим образом: Сох 64, Исфара 57, Шахимардан 71, Майлису 20, Кассансай 67, Чадак 22 [125]. Во время оледенений в горах количество проходивших по долинам селей, по-видимому, было больше (в связи с более интенсивными процессами выветривания) и они были мощнее. Приведем такой пример. На северном склоне Алайского хребта между реками Сох и Шахимардан (на северном склоне хр. Катран) и между реками Шахимардан и Исфайрам развиты своеобразные брекчии предположительно раннеплейстоценового возраста, которые В. Н. Вебер и Д. П. Резвой [122] назвали «брекчиями осыпей». Аналогичные брекчии описаны С. С. Шульцем (1948) в долине р. Арсланбоба в Северо-Восточной Фергане.

По В. Н. Веберу, брекчии имеют неровную сланцевую постель и разницу в величине обломков: ближе к хр. Катран — это громадные глыбы, которые к низине сменяются конгломератами. Брекчия настолько плотно сцементирована, что дает вертикальные стенки, имеет вертикальную отдельность и раскалывается по

гальке. Изучавший более детально брекчи Д. П. Резвой [122] отмечает, что они местами выполняют древние долины и состоят из обломков известняков очень плохой окатанности с размером обломков до 4—5 м в поперечнике. Цементом служит карбонатный материал, напоминающий пыль или муку. В левом склоне р. Ак-Капчигай в них видна грубая почти горизонтальная слоистость. Мощность брекчий, прорезанных р. Ак-Капчигай, превышает 150—200 м. Большую роль в их образовании Д. П. Резвой отводит обвалам, происходившим в результате интенсивного поднятия хребта по серии крупных разломов. Обвальные накопления перерабатывались мощными селевыми потоками, которые в то время, указывает Д. П. Резвой, выносили в несколько сот раз больше обломочного материала, чем сели современные.

На галечниковых полях вершинных зон конусов выноса Южной Ферганы нередко наблюдаются плоские повышения, в сложении которых принимают участие преимущественно серые карбонатные супеси, реже сильно карбонатные алевритовые и песчано-алевритовые суглинки. Они резко отграничены от подстилающих их галечников и имеют мощность 1,5—2,0 м. По своему генезису супеси и суглинки являются концевыми выносами небольших боковых рукавов, отходивших от более крупных, основных. Эти мелкозернистые пролювиальные отложения предлагается выделить под названием субфации *устьевых выносов мелких боковых рукавов*. К плоским повышениям концевых выносов малых потоков обычно приурочены населенные пункты и поливные поля, так что не всегда четко можно отделить собственно пролювиальные накопления от современных ирригационных осадков.

На некоторых конусах выноса Северной Ферганы, например на майлисуйском, галечники вершинной зоны почти сплошь перекрыты буровато-серыми алевритовыми карбонатными глинами и суглинками, реже супесями мощностью от 0,3 до 3—4 м. Они содержат включения галек и зерен гравия; иногда в них видны линзы галечников. В суглинисто-глинистых отложениях встречаются наземные и пресноводные моллюски. У сел. Батакара нами собраны следующие формы: наземные — *Cochlicopa lubrica* Müll., *Vallonia pulchella* Müll., *Subzebrinus albiplicatus* Mart., *S. labiellus* Mart., *Helicella cadacharica* Pfr.; пресноводные — *Galba truncatula* Müll. (определение А. А. Стеклова).

Вниз по конусу выноса суглинисто-глинистые образования смыкаются с веерной фацией (см. рис. 2), а выше, уже в пределах долины р. Майлису, замещаются пойменной фацией горного аллювия. Суглинисто-глинистые отложения появились в конечную, завершающую стадию формирования майлисуйского конуса выноса. В эту стадию во время половодий на межрусловых пространствах возникали разливы, течение которых в связи с малыми уклонами конуса было очень медленным¹. Местами здесь

¹ В настоящее время уклон вершинной зоны майлисуйского конуса выноса равен 0,008, ранее он был еще меньше.

образовывались по-видимому, даже и небольшие застойные водоемы. Межрусловые разливы и застойные водоемы служили местами осаждения мелко- и тонкообломочного материала. Вследствие легкой миграции русел по поверхности конуса выноса тонкозернистые породы распространялись все шире и шире и покрыли почти всю его вершинную зону. Наконец, наступил такой момент, когда майлисуйский поток стал прорезать отложения конуса и откладывать в образовавшейся долине аллювий, а за ее пределами ниже по течению — пролювий. Во время начальной стадии врезания потока в конус паводковые воды еще могли попадать на поверхность конуса и наращивать пачку суглинисто-глинистых отложений. В дальнейшем, в связи с увеличением глубины вреза в тело конуса выноса, наращивание этих осадков прекратилось. Процесс осадконакопления в вершинной зоне в завершающую стадию формирования майлисуйского конуса выноса был сходен с осадконакоплением на поймах равнинных рек. Описанные образования, покрывающие галечники вершинной зоны майлисуйского конуса выноса, можно выделить под названием субфации *вершинных разливов*.

На конусах выноса с более крутыми уклонами вершинных зон подобных условий осадконакопления не существовало. Кроме того, на майлисуйском конусе выноса переход от стадии аккумуляции к стадии врезания продолжался, возможно, более длительное время, чем на других конусах выноса. На тех конусах выноса, где переход от стадии аккумуляции к стадии врезания совершался достаточно быстро, а тектонические поднятия были более интенсивными, возможностей накопления мелкообломочных пород в вершинных зонах конусов выноса было значительно меньше.

Поскольку североферганские конусы выноса образованы менее многоводными потоками, чем южноферганские, их субфация русел имеет несколько иной облик. Она, в отличие от таковой в конусах Южной Ферганы, представлена менее крупными, хуже окатанными и отсортированными галечниками, обладающими к тому же менее ясно выраженной слоистостью. Так, приблизительно в средней части конуса выноса р. Чадак субфация русел представлена (видно в искусственной выемке)¹ розовато-серыми (от присутствия галек из микроклина) мелкими и средними галечниками с гальками крупного размера и валунами, не превышающими 0,2 в поперечнике. Окатанность галек слабая и плохая, по форме преобладают неправильно угловатые гальки со стертими углами. В галечниках много песчаных и гравийных линз мощностью до 0,2 м и длиной до 5 м, иногда наклоненных по направлению течения под углом 5°. Наряду с песчаными и гравийными линзами в галечниках много линзочек гипса 2—3 см толщиной и до 20 см длиной. Гипс покрывает также гальки в виде корочек.

¹ Образования субфации русел на других конусах выноса не обнажены или обнажены плохо.

Гипс здесь, вероятно, является вторичным, отложенным из сильно минерализованных грунтовых вод. По окраине конуса субфация русел образована уже преимущественно мелкими галечниками и кое-где гравийно-галечными песками по-прежнему с большим количеством линз песков и гравийных песков.

Таким образом, в потоковой фации пролювия постоянных рек различаются четыре субфации: русел (образована отложениями потоков и осадками заиляющихся участков русел), селевая (представлена отложениями водокаменных и грязекаменных селей), устьевых выносов мелких боковых рукавов и вершинных разливов.

Заканчивая описание потоковой фации пролювия постоянных рек, отметим следующее. На поверхности вершинных зон некоторых конусов выноса отчетливо прослеживаются плоские, радиально направленные ложбины эрозионного происхождения. Ранее по ним текли потоки. Они особенно хорошо выражены в вершинных зонах конусов выноса южной части Алакульской впадины. В этих ложбинах наблюдается желтовато-, а также буровато-серые карбонатные глины и суглинки мощностью от 0,3 до 0,8 м. Они нередко переполнены гальками и гравием и являются вторичными, возникшими после образования конусов выноса. Поскольку эти накопления залегают в радиально направленных ложбинах, то можно полагать, что супесчано-суглинистые осадки возникли за счет мелкозема, вымытого из галечников потоковой фации дождевыми и тальми снеговыми водами. Динамика их образования близка к динамике формирования делювия.

2. Веерная фация

Зона распространения отложений веерной фации на конусах выноса постоянных рек не отделяется от зоны распространения осадков потоковой фации какой-либо резкой границей. Напротив, отложения руслового типа, свойственные потоковой фации, часто довольно глубоко внедряются в веерную зону, а образования веерной фации нередко далеко заходят в зону развития потоковой фации. Граница между потоковой и веерной фациями в плане всегда имеет фестончатое очертание, то более, то менее четко выраженное. Такие соотношения потоковых и веерных фаций на конусах выноса обязаны неодинаковым расходам радиально направленных потоков. Более многоводный поток выдвигает вперед зону развития отложений потоковой фации, менее многоводный, быстрее иссякающий поток, оставляет ее как бы позади. Миграция потоков по поверхности конуса и связанных с ними частных вееров выноса во времени приводит к весьма сложному чередованию потоковых и веерных фаций в вертикальном разрезе, особенно в полосе их взаимоперехода. Это можно видеть, например, на разрезе через сохский конус выноса (рис. 11). Очень показательным в этом отношении строение самой периферии джаман-

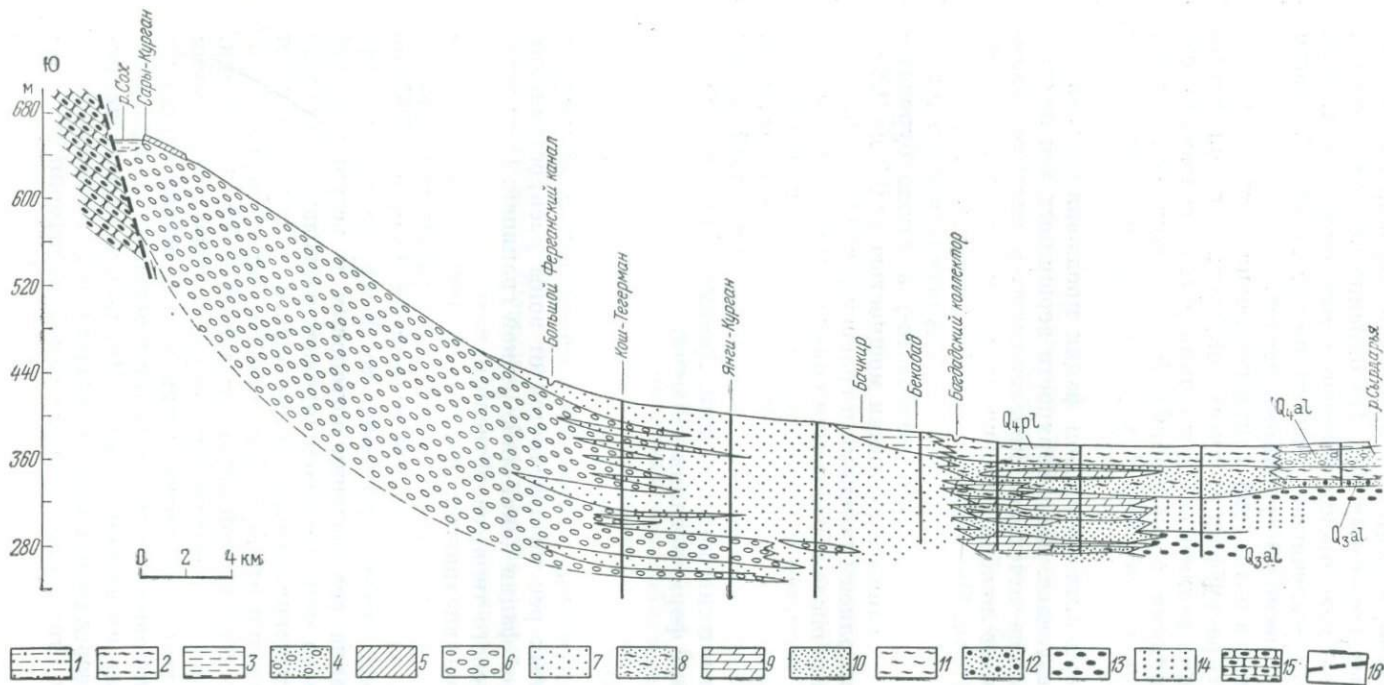


Рис. 11. Геологический профиль через сохский конус выноса от сел. Сары-Курган до совхоза Талык. Составил В. И. Елисеев с использованием материалов О. К. Инжеватовой, В. А. Гейнца, Н. И. Кузнецова, Г. Халикова, А. Т. Рахимова, М. Менглибаева, М. Л. Мищенко и личным наблюдениям.

Голоценовый пролювий: 1 — супеси, 2 — пески и супеси, с поверхности перевернутые, глины карбонатные; голоценовый аллювий: 3 — супеси, 4 — галечники; позднеплейстоценовый пролювий: 5 — пески и супеси (концевые выносы небольших боковых рукавов), 6 — галечники и галечные пески потоковой фации (вершинная зона), 7 — пески, супеси, суглинки, глины и мергели верной фации (срединная зона); образования застойной фации (красная зона): 8 — супесь алевритовая, 9 — мергели, 10 — пески рыхлые мелкозернистые и песчаники (осадки руслового типа); позднеплейстоценовый аллювий: 11 — глины, 12 — пески с гравием и галькой, 13 — галечники, 14 — пески с гравием; 15 — конгломераты среднеплейстоценовые, 16 — разлом. Вертикальные линии — скважины

тинского конуса выноса, вскрытой абразионным уступом берега оз. Алакуль. Береговая линия озера пересекает северо-западную окраину джамантинского конуса примерно вдоль границы потоковой и веерной фаций; поэтому здесь чередуются выходы отложений то той, то другой.

Однако прежде чем перейти к описанию разрезов отложений веерной фации, необходимо остановиться на классификации обломочных горных пород. Большинство исследователей в настоящее время выделяет по величине зерен следующие структуры: псефитовую (крупнообломочную), псаммитовую (среднеобломочную, или песчаную), алевритовую (мелкообломочную), пелитовую (глинистую, или тонкообломочную) и смешанную (например, псаммитопелитовую). Общепринятых размеров частиц для отмеченных структур не существует. Мы придерживаемся в основном десятичной схемы классификации МИНХ и ГП (табл. 7) [148]. А для выделения пород, состоящих из разных фракций, исходим из двучленной классификации Н. М. Сибирцева [156], внося в нее небольшие дополнения (табл. 8).

У мыса Бол. Балгын на конусе выноса р. Джаманты в 2,5-метровом уступе к оз. Алакуль видны желтовато-серые алевритовые тяжелые карбонатные суглинки (мощностью 1 м) с включением мелкой плохо окатанной гальки, зерен гравия и валунов (табл. 9, обр. 245). Они подстилаются галечниками потоковой фации видимой мощностью 1,5 м. В 50 м к северо-западу веерная фация сложена теми же суглинками с линзами галечников неправильной формы, которые, в свою очередь, содержат линзы супесей с зернами гравия. Далее в том же направлении (на протяжении 50 м) уже прослеживаются темно-серые супеси с зернами гравия, с карбонатными стяжениями, с линзами галечников. Еще далее супеси замещаются галечниками потоковой фации (протягиваются на расстояние около 100 м), которые снова переходят в суглинки (протягиваются на расстояние около 20 м). Далее суглинки сменяются галечниками, чередующимися с суглинками. Пачка чередующихся галечников и суглинков к северо-западу сменяется одними галечниками.

Наконец, в 2,5 км северо-западнее мыса Бол. Балгын береговой обрыв высотой 2 м образован светло-серыми тяжелыми алевритовыми карбонатными (27%) глинами (см. табл. 9, обр. 248), пористыми, вертикально трещиноватыми с линзой (максимальной мощностью 0,5 м) темно-серой гравийной супеси в верхней части. Тяжелые карбонатные глины видны и далее в северо-западном направлении. Они протягиваются от этого обнажения на 2 км; еще далее берег оз. Алакуль низкий и заболоченный.

У селения Беко-Бача на сохском конусе выноса наблюдаются следующие соотношения осадков веерной и потоковой фаций. Здесь в дорожной выемке видно, что веерная фация образована чередующимися супесями, суглинками и глинами. Если двигаться вдоль дорожной выемки вверх по конусу, можно заметить, что

СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ОБЛОМОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД
ПО РАЗМЕРАМ СЛАГАЮЩИХ ОБЛОМКОВ

Размеры обломков, мм	Структуры пород	Название пород	Более дробное деление обломков по размеру, мм
>100	Крупнообломочная (песчито-глинистая)	Валунизм, скопление глыб, валунный конгломерат, глыбовая брекчия	>1000 (очень крупный) 1000—500 (крупный) 500—250 (средний) 250—100 (мелкий)
100—10		Галечник, щебеночник, конгломерат, брекчия	100—50 (крупный) 50—25 (средний) 25—10 (мелкий)
10—1		Гравий, дресва, гравийник	10—5 (крупнозернистый) 5—2 (среднезернистый) 2—1 (мелкозернистый или грубозернистый песок и песчаник)
1—0,1	Среднеобломочная (псаммитовая)	Песок, песчаник	1—0,5 (крупнозернистый) 0,5—0,25 (среднезернистый) 0,25—0,1 (мелкозернистый)
0,1—0,01	Мелкообломочная (алевритовая)	Алеврит, алевролит	0,1—0,05 (крупнозернистый или тонкозернистый песок) 0,05—0,025 (среднезернистый) 0,025—0,01 (мелкозернистый)
<0,01	Тонкообломочная (пеллитовая)	Пеллит (глина)	0,01—0,001 (крупный) 0,001 (мелкий)

суглинисто-глинистые слои выклиниваются, а супесчаные, становясь грубее, замещаются галечными песками с линзами супесей и галечников, а последние — галечниками (рис. 12).

На исфаринском конусе выноса, примерно в 2 км севернее Большого Ферганского канала, можно наблюдать, как осадки веерной фации налегают на русловые галечники потоковой фации, указывая на смещение внешней границы между этими фациями в глубь конуса выноса в завершающие фазы его аккумуляции.

Веерная фация образована преимущественно субаэральными и полусубаэральными осадками, представленными в основном тонкообломочными разностями пород — тяжелыми суглинками

СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ПОРОД, СОСТОЯЩИХ ИЗ РАЗНЫХ ФРАКЦИЙ

Название породы у Н. М. Сибирцева (Яковлев, 1954)	Содержание частиц < 0,01 мм, %	Название породы, принятое в работе
Песок	< 5	Песок, или алеврит
Песок глинистый	5—10	Песок, или алеврит глинистый
Супесь грубая	10—20	Супесь легкая песчаная, или алевритовая
Супесь тонкая	20—30	Супесь тяжелая песчаная, или алевритовая
Суглинок грубый	30—40	Суглинок легкий песчаный, или алевритовый
Суглинок тонкий	40—50	Суглинок тяжелый песчаный, или алевритовый
Глина грубая	50—60	Глина легкая песчаная, или алевритовая
Глина тонкая	> 60	Глина тяжелая песчаная, или алевритовая

и глинами, то слабо, то очень сильно карбонатными. Реже среди осадков верной фации встречаются супеси и пески, и еще реже — галечники руслового типа. Во внутренней части срединной зоны

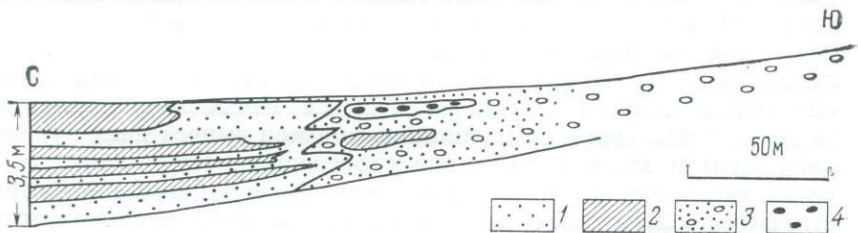


Рис. 12. Схема соотношения осадков верной и потоковой фаций на сохском конусе выноса у сел. Беко-Бача.

Верная фация: 1 — супеси, 2 — суглинки и глины; потоковая фация: 3 — галечные пески с линзами галечников и супесей, 4 — галечники

преимущественное распространение имеют пески и супеси, а во внешней — почти исключительно суглинки и глины. Среди суглинков и глин встречаются разности пород, настолько обогащенные карбонатами (до 43—57%), что их (если отвлечься от текстуры) можно называть и рыхлыми мергелями. Они отличаются от типичных светло-желтых плотных тонкослоистых мергелей с полураковистым изломом (слагающих места застойноводную фацию) зеленовато-серой желто-бурой окраской (в зависимости от степени оглеения), мелкокомковатой текстурой и наличием макропор, то редких, то обильных. При этом надо иметь в виду, что

Место взятия	Номер образца	Размеры			
		> 2	2-1	1-0,5	0,5-0,25
У мыса Бол. Балгын (обн. 292)	245	0,857	1,456	1,226	3,308
В 2,5 км северо-западнее мыса Бол. Балгын (обн. 293)	248	1,938	0,273	0,311	1,033

карбонаты в них встречаются двух типов: первичные, более или менее равномерно распределенные по всей породе, и вторичные — в форме конкреций, которые возникали впоследствии, в результате циркуляции грунтовых вод по порам породы. Среди отмеченных пород веерной фации существуют тонкослоистые разности, неслоистые и скрытослоистые (раскалываются на плитки по плоскостям напластования).

Веерная фация конусов выноса Южной Ферганы представлена сложным чередованием в разрезе суглинков, глин, супесей и песков. Литологически более однородными породами образована веерная фация на тентекском конусе выноса в Алакульской впадине, в которой преобладают глины. Веерная фация пролювия Северной Ферганы сложена чередующимися глинами и суглинками, содержащими отдельные гальки и зерна гравия, а также линзы галечников. Эти породы от пород веерной фации вышеописанных конусов выноса отличаются меньшей оглеенностью (в связи с меньшей обводненностью конусов выноса и их лучшим дренажем) и хуже выраженной слоистостью. Пласты здесь нередко характеризуются скрытой слоистостью и несут в большинстве случаев признаки субаэральной диагенетической переработки, выраженные в форме вертикальной трещиноватости и макропористости; иногда они перерывы ходами червей, личинками насекомых, содержат карбонатный псевдомицелий и конкреции типа дутиков и журавчиков, связанные с процессами почвообразования.

В веерной фации конусов выноса постоянных рек можно выделить четыре субфации: транзитных русловых ложбин, иссякающих вееров, междрусловых разливов и мелких временных застойных водоемов. Большинство потоков, формирующих вершинные зоны конусов выноса, иссякает в срединной зоне. Только отдельные из них пересекают ее и проникают в краевую зону. Отложения этих потоков и выделяются нами под названием субфации *транзитных русловых ложбин*. Она представлена песками с гравием и мелкими галечниками, залегающими в форме линз среди суглинисто-глинистых пород. Иногда это галечники сред-

ФАЦИИ КОНУСА ВЫНОСА Р. ДЖАМАНТЫ В АЛАКУЛЬСКОЙ ВПАДИНЕ, %

фракций (мм)			Содержание карбонатов	Название породы
0,25—0,1	0,1—0,01	< 0,01		
3,960	43,492	45,701	13,0	Суглинок тяжелый, алевритовый, карбонатный
1,412	31,209	63,824	27,0	Глина тяжелая, алевритовая, карбонатная

него и крупного размера, которые свидетельствуют о том, что в пределах срединной зоны текли достаточно быстрые потоки. В то же время в суглинках и глинах прослеживаются рыхлые супеси в форме линз со следами размыва в постели. Они являются, скорее всего, образованиями небольших временных потоков с очень медленным течением.

Почти каждый радиально направленный поток вершинной зоны конуса выноса, выходя в пределы срединной, дробится на целый ряд более мелких русел, имеющих в плане форму веера. Эти веера, просачиваясь в рыхлые наносы, иссякают и отлагают пески, супеси, суглинки и глины субфации *иссякающих вееров*. Они тонкослоистые, иногда скрытослоистые и неслоистые. Образования субфации *иссякающих вееров* лучше всего представлены на тентекском, майлисуйском и сохском конусах выноса.

В кирпичном карьере у сел. Обуховка на тентекском конусе выноса — это глины желтовато-серые, скрыто-параллельнослоистые, разбитые редкими вертикальными трещинами, легкие, слюдястые, карбонатные, алевритовые, макропористые, с включением отдельных галек, с тонкими прослоями супеси и гипса, с карбонатной лжегрибницей, или псевдомицелием (табл. 10, обр. 178, 179, 180). Вскрытая мощность отложений 4 м.

В 3 км севернее сел. Пайток на конусе выноса р. Майлису (Северная Фергана), в верхней части 7-метрового уступа (конус выноса здесь был подрезан рекой) прослеживаются тяжелые и легкие карбонатные глины и легкие песчано-алевритовые карбонатные суглинки (см. табл. 10, обр. 102, 101а, 101б), скрытослоистые, вертикально трещиноватые, содержащие включения карбонатов в виде пятен неправильной формы.

В 5 км южнее сел. Араб-Кишлак на этом же конусе выноса в силосной яме вскрыты следующие породы (сверху):

1. Суглинок серый, алевритовый, карбонатный с линзой серого мелкозернистого песка 1,0 м
2. Глина буровато-серая тяжелая, алевритовая (табл. 11, обр. 100) с зернами гравия и мелкой галькой, с линзой мелкого галечника (мощностью 0,3 м и длиной 2 м) 1,0 м

Вскрытая мощность отложений 2 м.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КАРБОНАТНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕЕРНОЙ ФАЦИИ
НА КОНУСАХ ВЫНОСА РЕК ТЕНТЕК И МАЙЛИСУ, %

Место взятия образца	Номер образца	Размеры фракций (мм)							Содержание карбонатов	Название породы
		>2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	<0,01		
Тентекский конус выноса, у сел. Обуховки (обн. 225, 227, 228)	178	—	—	0,044	1,566	2,74	44,861	50,789	19,4	Глина легкая, карбонатная, алевритовая Глина тяжелая, алевритовая, карбонатная То же
	179	—	—	—	—	0,058	13,278	86,664	27,5	
	181	—	—	0,001	0,020	0,212	29,933	69,774	16	
Конус выноса р. Майлису, в 3 км севернее сел. Пайток (обн. 102)	102	—	—	0,009	0,01	0,02	0,96	99,001	26,5	Глина тяжелая, карбонатная Глина легкая, алевритовая, карбонатная Суглинок легкий, песчано-алевритовый, карбонатный
	101a	3,2	2,1	1,1	2,4	2,05	29,8	59,35	22,0	
	101б	10,5	11,05	6,3	14,7	8,4	18,4	30,65	15,0	
Конус выноса р. Майлису, в 5 км южнее сел. Араб-Кишлак (обн. 100)	100	0,24	0,89	0,8	2,41	4,71	29,01	61,94	20,5	Глина тяжелая алевритовая, карбонатная

В осадках верной фации конуса выноса р. Кассансай (Северная Фергана) в 0,5 км ниже ж.-д. моста собраны наземные моллюски: *Succinea putris* L., *Cochlicopa lubrica* Müll., *Subzebrinus albiplicatus* Mat., *S. labiellus* Mart., *Zonitoides nitidus* Müll., *Trichia rufispira* Mart. (определение А. А. Стеклова).

Внедрявшиеся в срединные зоны конусов выноса потоки во время половодий выходили из берегов и заливали междурусловые пространства. Воды разливались сплошной маломощной пеленой, и динамика осадконакопления напоминала пойменно-аллювиальную. Из таких разливов отложились преимущественно тонкогоризонтальнослоистые карбонатные глины и суглинки, реже супеси, выделяемые нами под названием *субфации междурусловых разливов*. Миграция потоков по поверхности конусов выноса приводила к тому, что накопившиеся на междурусловых пространствах тонкообломочные породы прорезались русловыми ложбинами, в которых отлагались осадки руслового типа — пески с гравием и галечники.

Хорошие разрезы отложений междурусловых разливов наблюдаются в дорожных выемках и оросительных каналах на исфаринском конусе выноса. В 1 км южнее сел. Шабарды, близ Большого Ферганского канала наблюдается следующий разрез (сверху):

- | | |
|---|-------|
| 1. Суглинок желтовато-серый, алевритовый, карбонатный, тонкогоризонтальнослоистый. Слоистость обусловлена чередованием легкого и тяжелого суглинков. Толщина слоев 0,5—2,0 см. Поскольку эти слои обладают различной способностью к выветриванию, слоистость особенно хорошо видна на естественном выходе. По плоскостям напластования суглинки местами сильно ожелезнены (рис. 13) | 0,7 м |
| 2. Суглинок серовато-желтый, алевритовый, карбонатный, слюдистый с карбонатными стяжениями, песнослоистый, с линзами серого крупнозернистого песка до 4 см мощностью | 0,9 » |
| 3. Глина темно-серая, тяжелая, алевритовая, карбонатная, макропористая, оглеенная (табл. 11, обр. 31) | 0,8 » |
| 4. Супесь желтовато-серая, алевритовая, легкая, слюдистая, с прослойками (мощностью 1 см) серых супесей (расположенными на расстоянии 2—3 см друг от друга), тонкогоризонтально-ленточнослоистая. В правой стенке расчистки супесь вверх по разрезу сменяется линзой серого грубозернистого песка с зернами мелкого гравия | 0,6 » |

Мощность отложений междурусловых разливов равна 2,5 м. Ниже видны галечники потоковой фации.

В 4 км восточнее описанного обнажения, у Большого Ферганского канала можно наблюдать следующий разрез (сверху):

- | | |
|---|-------|
| 1. Глина серая, тяжелая, алевритовая, карбонатная (табл. 12, обр. 40). Если ее растереть в руке, то образуется пыль, которая легко сдувается ветром. Поверхность выхода глины усеяна гальками | 1,0 м |
|---|-------|

- | | |
|--|-------|
| 2. Песок серый, мелкозернистый, слюдястый, сыпучий (осадок руслового типа) | 0,2 м |
| 3. Глина серая, тяжелая, алевроитовая, карбонатная | 0,6 » |
| 4. Песок серый, мелкозернистый, слюдястый, сыпучий (осадок руслового типа) | 0,4 » |

Мощность осадков межрусловых разливов 2,2 м. Ниже прослеживаются галечники потоковой фации среднего размера.

В стенке канала Дейкантода, приблизительно к 5 км севернее Большого Ферганского канала, у дороги Кирова — Рапкан субфация межрусловых разливов имеет такой состав (сверху):

- | | |
|--|--------|
| 1. Суглинок желтовато-серый, тяжелый, оглеенный, алевроитовый, карбонатный (см. табл. 11, обр. 5), пористый, вертикально трещиноватый с карбонатными стяжениями и корнями растений | 1,4 м |
| 2. Суглинок серый, тяжелый, алевроитовый, карбонатный, переполненный карбонатными стяжениями, пористый | 0,2 » |
| 3. Суглинок темно-серый, тяжелый, алевроитовый, пористый, карбонатный с корнями растений | 0,15 » |

Граница этого слоя с вышележащим ровная, с нижележащим — неровная.

- | | |
|--|--------|
| 4. Суглинок серый, алевроитовый, слюдястый, карбонатный с карбонатными стяжениями. Поверхность выхода этого слоя «утыкана» карбонатными стяжениями причудливой формы. Они с трудом отбиваются молотком и возникают в связи с избирательным выветриванием | 0,5 м |
| 5. Супесь желтовато-серая, легкая, карбонатная, алевроитовая, слюдястая с отдельными мелкими плохо окатанными зернами гравия | 0,2 » |
| 6. Песок гравийный серого и желтовато-серого цвета с выцветами солей на поверхности (осадок руслового типа). Зерна гравия окатаны слабо | 0,2 » |
| 7. Супесь желтовато-серая, алевроитовая, легкая, карбонатная с карбонатными стяжениями, выцветами солей на поверхности выхода и мелкими редкими зернами гравия плохой окатанности | 0,6 » |
| 8. Глина пестрая (серая, желтая, оранжевая), тяжелая, алевроитовая, карбонатная, жирная, вязкая, с линзочками (мощностью 1 см) серого песка. Оранжевые прослои в глине причудливо изгибаются | 0,55 » |
| 9. Супесь песчано-алевроитовая, легкая, кварцевая, серовато-желтая, карбонатная, сыпучая (см. табл. 11, обр. 9). Уходит под урез воды. Видимая мощность | 0,7 » |

Неполная мощность осадков веерной фации 4,5 м.

В суглинках веерной фации исфаринского конуса выноса, у северной окраины сел. Якка-Тут собраны наземные моллюски *Succinca elegans* R i s s o и пресноводные *Galba* sp., *Planorbis sieversi* M o u s s., *Physa acuta* D r a p. (определение А. А. Стеклова).

Неглубокие временные застойные водоемы и лужи возникали в межвеерных понижениях и на участках сухих русел. В них

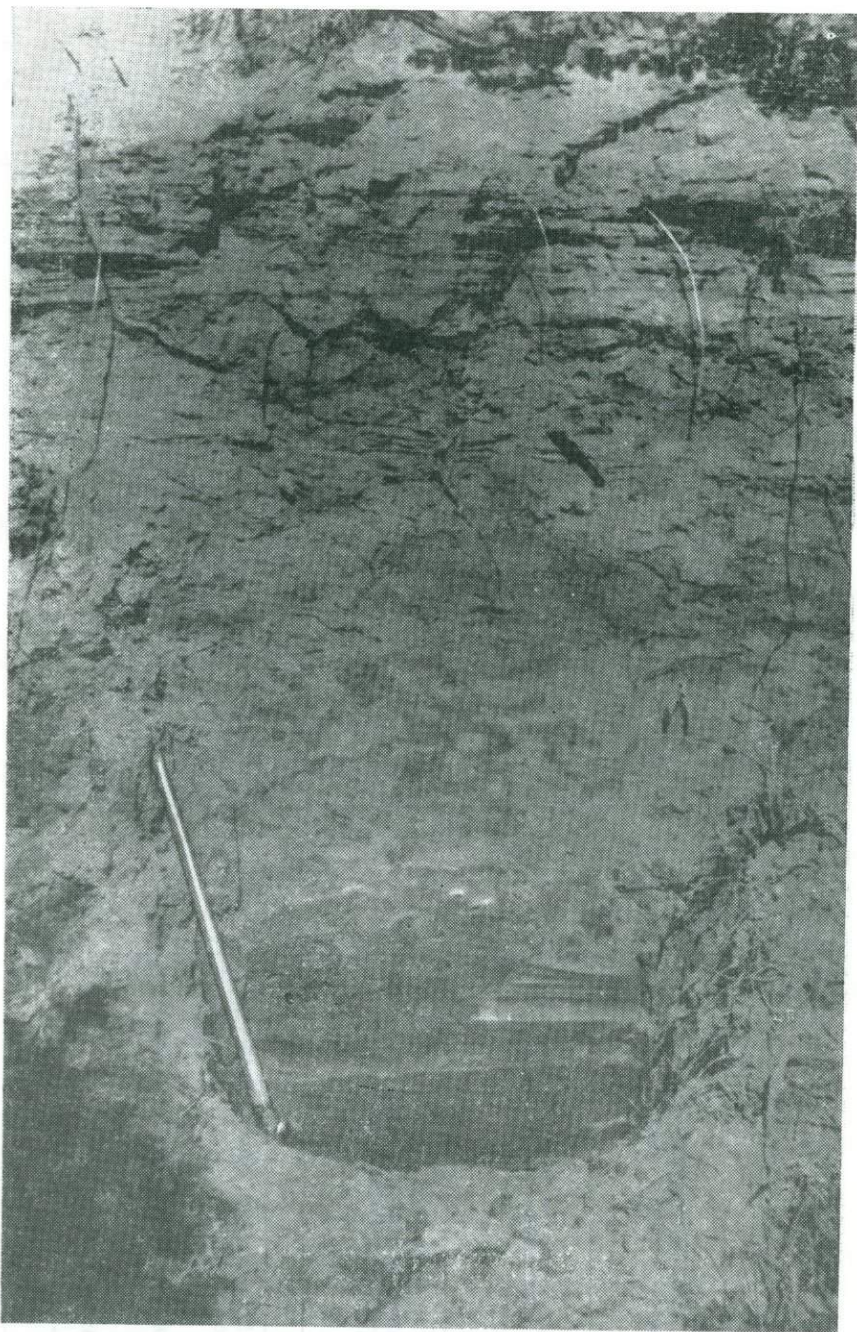


Рис. 13. Характер отложений субфаций межрусловых разливов конуса выноса р. Исфары в Ферганской впадине в 1 км к югу от сел. Шабарды (продольное сечение)

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КАРБОНАТНОСТЬ ОСАДКОВ ВЕРНОЙ ФАЦИИ
ИСФАРИНСКОГО КОНУСА ВЫНОСА, %

Место взятия образца	Номер слоя	Номер образца	Размеры фракций (мм)						Содержание карбонатов	Название породы
			2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	< 0,01		
В 1 км южнее сел. Шебарды (обн. 17)	3	31	—	0,19	1,4	2,6	18,2	77,61	29,5	Глина тяжелая, алевроитовая, карбонатная
В 4 км восточнее обн. 17 (обн. 26)	1	40	—	—	0,1	0,9	20,4	78,6	19,0	Глина тяжелая, алевроитовая, карбонатная
В 5 км севернее Бол. Ферганского канала (обн. 4)	1	5	0,1	0,18	2,6	4,8	42,7	49,62	25,5	Суглинок тяжелый, алевроитовый, карбонатный
Там же	9	9	—	0,09	1,6	16,1	71,7	10,51	17,0	Супесь легкая, песчано-алевритовая, карбонатная

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КАРБОНАТНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРНОЙ ФАЦИИ
СОХСКОГО И ШАХИМАРДАНСКОГО КОНУСОВ ВЫНОСА, %

Таблица 12

Место взятия образца	Номер образца	Размеры фракций (мм)							Содержание кар- бонатов	Название породы
		> 2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	< 0,01		
Шахимарданский конус выноса, в 3 км севернее сел. Язъяван (обн. 198)	162	1,9	—	0,02	0,6	1,6	11,4	84,48	57	Глина тяжелая, алевроито- вая, очень сильно карбонат- ная То же Глина тяжелая, очень силь- но карбонатная
	161	—	—	—	—	0,2	30,6	69,2	43,5	
	160	—	—	—	—	0,008	1,4	98,592	52,6	
Сохский конус выно- са, у сел. Беко-Бача (обн. 113)	108	—	0,06	0,395	3,547	13,057	37,489	45,452	14,2	Суглинок тяжелый, песча- но-алевритовый Супесь легкая, алевроито- песчаная Глина тяжелая, алевроито- вая
	109	—	0,054	0,706	12,3	42,588	24,812	19,54	10,0	
	284	—	0,012	0,036	0,317	0,698	5,817	93,120	10,4	

осаждались суглинки и глины, иногда очень сильно карбонатные (до 57%; рыхлые мергели), а также алевриты субфации *мелких временных застойных водоемов*. Кое-где глины, образовавшиеся в застойных водоемах, характеризуются ритмической слоистостью. При этом наслоение в глинах неровное, изогнутое. Оно является результатом обложения неровностей дна водоема, в котором отлагались глины. В качестве примера осадков, возникших в субаквальных условиях, приведем разрез шахимарданского конуса выноса, находящийся в 3 км севернее сел. Язъяван, в котором очень сильно карбонатные глины чередуются с алевритами (сверху):

1. Глина светло-серая, местами желтая, оглеенная, алевритовая, очень сильно карбонатная (57%) (см. табл. 12, обр. 162), макропористая с линзами и прослоями алеврита мощностью до 0,5 м. По простиранию глина замещается серым кварцевым алевритом, который развеивается ветром с образованием эоловых бугров и гряд	4,0 м
2. Алеврит серый, мелкозернистый, глинистый, слюдястый	0,2 »
3. Глина светло-желтая, тяжелая, алевритовая, карбонатная, макропористая, слюдястая	0,2 »
4. Алеврит серый, хорошо отмытый и отсортированный, слюдястый. В самом низу в нем прослеживается тонкий (2 см) прослой сильно карбонатной глины	0,7 »
5. Глина светло-желтая, оглеенная, тяжелая, алевритовая, очень сильно карбонатная (см. табл. 12, обр. 161), слюдястая, макропористая	0,3 »
6. Глина желтовато-серая, местами серая, оглеенная, тяжелая, алевритовая, сильно карбонатная	0,3 »
7. Алеврит серый, слюдястый, местами желтый, карбонатный	0,2 »
8. Глина желтовато-серая, оглеенная, тяжелая, очень сильно карбонатная (см. табл. 12, обр. 160), макропористая с растительными остатками и с выцветами солей на поверхности выхода	0,25 »
9. Песок желтовато-серый, слюдястый, мелко-среднезернистый, алевритовый с зернами грубозернистого песка и мелкого гравия (осадок руслового типа)	0,1 »
10. Глина серая с желтыми пятнами, тяжелая, алевритовая, сильно карбонатная, макропористая с выцветами солей на поверхности	0,9 »
11. Алеврит серый, сильно слюдястый (образует нишу в обрыве)	0,1 »

Мощность отложений, вскрытая оросительным каналом, 7,25 м.

Ритмичнослоистые образования застойных водоемов можно наблюдать на сохском конусе выноса у сел. Беко-Бача. Здесь в стенке дорожной выемки высотой 3,5 м видны легкие песчано-алевритовые супеси, тяжелые песчано-алевритовые суглинки и тяжелые алевритовые глины, чередующиеся между собой (см. табл. 12, образцы 108, 109, 284). Мощность супесчаных слоев 0,1—0,5 м (образуют ниши), а глинисто-суглинистых 0,3—0,6 м (образуют карнизы). Внизу разреза преобладают супеси, сверху — суглинки и глины. Супеси серые, то тонко-горизонтальнослоистые из-за наличия в них маломощных прослоев листоватых глин, то

неслоистые, содержащие включения глины в форме пятен неправильной формы. Суглинки и глины характеризуются желтовато- и синеvато-серой окраской, оглеены, разбиты редкими неправильными вертикальными трещинами. Они то неслоистые или скрытослоистые (по плоскостям напластования раскалываются



Рис. 14. Характер отложений субфации мелких временных застойных водоемов на сохском конусе выноса у сел. Беко-Бача (продольное сечение). а — пачка ритмичнослоистых глин; б — суглинки тяжелые; в — супеси легкие

на плитки), то ритмичнослоистые. В неслоистых глинах видны круглые отверстия (ходы червей), заполненные суглинистой крошкой. Вследствие этого они напоминают червивый гриб; излом неровный землистый, много крупных пор.

Пачка ритмичнослоистых отложений располагается вверху разреза. В ней четко видны два ритма, в каждом из них два слоя: внизу — глина очень тяжелая (содержание фракции более 0,01 мм

достигает 93%) тонко-горизонтальнослоистая, сверху — глина более легкая, неслоистая. Мощность каждого слоя примерно 0,15 м, а пачки в целом 0,6 м. Наслоение в ритмичнослоистых глинах неровное, изогнутое (рис. 14). Оно является результатом облекания небольших неровностей дна неглубокого водоема.

В итоге можно констатировать, что веерная фация конусов выноса постоянных рек, по крайней мере, во внутренней части, образована преимущественно песками и супесями, которые ниже по течению замещаются алевритами, суглинками и глинами. Повидимому, в большей своей части веерная фация сложена супесчано-суглинисто-глинистыми осадками илссякающих вееров. Реже в ее составе прослеживаются тонко-горизонтальнослоистые суглинки и глины межрусловых разливов и алевриты, глины и рыхлые мергели (иногда ритмичнослоистые) мелких временных застойных водоемов; еще реже наблюдаются песчано-гравийно-галечные отложения транзитных русловых ложбин.

3. Застойноводная фация

Отложения застойноводной фации могут возникать лишь в определенных условиях: при достаточной обводненности конусов выноса как водами поверхностного стока, так и грунтовыми водами, насыщающими их тела, и затрудненности оттока вод от периферии конусов выноса. Поэтому в типичном развитии эта фация возникает только по периферии крупных конусов, которые характеризуются незначительными уклонами их поверхностей (0,001) и формируются постоянными реками. В таких условиях даже незначительные понижения в поверхностях периферических частей конусов выноса во время половодий превращаются в обширные временные разливы, в эфемерные озера или в болота и солончаки.

Наиболее благоприятные условия для развития застойноводной фации в позднелейстоценовое время имелись на конусах выноса Южной Ферганы. В конусах выноса Северной Ферганы, дренировавшихся в то время р. Сырдарьей, застойноводная фация не образовывалась. Во впадинах с постоянными озерными водоемами также отсутствовали условия для ее накопления. В таких впадинах (например, в Алакульской и Исык-Кульской) застойноводная фация замещена озерными осадками.

Необходимо оговориться, что сказанное отнюдь не означает возможности присутствия линз осадков, литологически сходных с типичными для застойноводной фации, и в разрезах периферий тех конусов, где не выделяется самостоятельной окраинной зоны ее развития. Уже в зоне формирования веерных фаций, как ранее упоминалось, могут существовать местные депрессии, временно затопляемые водами разливов. С ними связаны отложения полуозерного типа, т. е. как раз наиболее характерные для застойноводной фации. Следует подчеркнуть, что граница веерной и за-

стойноводной фаціальных зон еще более неопределенна и расплывчата, чем граница между потоковой и веерной фациями. Речь идет здесь о постепенном взаимопереходе.

Застойноводная фация сложена осадками, возникшими в субаквальной и полусубаквальной обстановках. Среди образований застойноводной фации можно выделить четыре субфации: концевых частей транзитных русловых ложбин, распластывающихся потоков, болотно-солончаковую и озеровидных разливов. Отложения субфации *концевых частей транзитных русловых ложбин* распространены по всему разрезу мощной толщи, образующей краевую зону сохского конуса выноса, и представлены мелко- и среднезернистыми песками. В верхней части толщи развиты преимущественно мелкозернистые пески, выполняющие небольшие русловые ложбины. Последние врезаны в суглинисто-глинистые образования и отчетливо видны в стенках обнажений и искусственных выемок. В нижней части толщи преобладают среднезернистые пески, причем количество их прослоев возрастает. Увеличивается также и мощность прослоев (рис. 15). Здесь наблюдаются отдельные прослои песков мощностью до 15 м, которые непосредственно замещаются аллювием р. Сырдарьи. Все это свидетельствует о том, что в начальную фазу своего формирования сохский конус выноса был гораздо более обводнен, чем в завершающую.

В разрезах отложений застойноводной фации местами можно видеть, как пески субфации концевых частей транзитных русловых ложбин ниже по течению замещаются хорошо слоистыми, иногда даже ритмичнослоистыми пачками отложений, представленными чередующимися серыми тяжелыми оглеенными загипсованными глинами и серыми загипсованными супесями. Эти пачки возникли, по-видимому, в результате намывания осадков в устьях русловых ложбин тонким слоем растекавшейся во все стороны воды, или распластывающимися потоками. Отмеченные образования выделяются нами под названием *субфации распластывающихся потоков*.

В качестве примера ритмично построенной пачки отложений, можно привести разрез правой стенки Богдадского коллектора, находящейся в 6 км северо-западнее сел. Бувайды на сохском конусе выноса (сверху):

- | | |
|---|-------|
| 1. Пачка чередующихся серых пористых карбонатных супесей и желтых тяжелых карбонатных оглеенных глин ритмичнослоистая (рис. 16) | 1,2 м |
| 2. Супесь серая, легкая, алевроито-песчаная, карбонатная (табл. 13, обр. 115) | 0,2 » |
| 3. Глина желтовато-серая с бурыми пятнами, тяжелая, алевроитовая, загипсованная, сильно карбонатная (32,6%), слюдяная, оглеенная, макропористая. Содержание фракции менее 0,01 мм составляет 91% (см. табл. 13, обр. 116). Поверхность выхода пласта покрыта тонкой корочкой белого порошкового гипса | 0,6 » |

- | | |
|--|-------|
| 4. Глина темно-серая почти черная (во влажном состоянии), тяжелая, песчано-алевритовая, слабо карбонатная (3,6%). Содержание фракции менее 0,01 мм составляет 60% (см. табл. 13, обр. 117) | 0,3 м |
| 5. Глина пестрая (желтая и серая), тяжелая, песчано-алевритовая, карбонатная (26%), загипсованная, вязкая во влажном состоянии, сильно оглеенная (см. табл. 13, обр. 118). Поверхность выхода пласта покрыта корочкой белого порошкового гипса | 0,5 » |
| 6. Супесь серая с желтыми пятнами, алевритовая, карбонатная, местами с мелкими кристаллами гипса (выполняет русловую ложбину) | 0,3 » |
| 7. Супесь серая, местами бурая (ожелезненная) алевритовая, карбонатная, загипсованная, горизонтально-линзовидностлойная. Поверхность выхода пласта покрыта корочкой белого порошкового гипса | 1,5 » |

Общая неполная мощность отложений равна 4,6 м.

Прежде чем перейти к характеристике *болотно-солончаковой субфации*, необходимо отметить, что под солончаками (сорами) в Средней Азии и Казахстане понимают топкие соленые грязи, покрытые либо тонкой коркой соли, либо маломощным слоем рапы¹. Они возникают в понижениях рельефа при наличии неглубоко залегающих, сильно засоленных грунтовых вод. Последние, поднимаясь по капиллярам в поверхностные части сора, испаряются и обогащают его осадки солями. Для формирования соров, указывает А. Л. Яншин [158], «...необходима либо вполне водопроницаемая глинистая подстилка, либо же расположение поверхности сора на уровне грунтовых вод, т. е. постоянное подпитывание его водой, испарение которой обогащает осадки сора солями» (с. 9). Глинистые, идеально ровные поверхности называются такырами. В отличие от соров, такыры возникают там, где дно первичного понижения образовано в какой-то мере водопроницаемыми породами [158]. Эти породы, поглощая избытки солевых растворов, препятствуют превращению такыра в солончак. Суглинисто-глинистый состав отложений конусов выноса Южной Ферганы и близость грунтовых вод к дневной поверхности представляли различные условия для широкого развития именно солончаков, такыров и болот, которые и сейчас достаточно широко развиты в Ферганской впадине к югу от р. Сырдарья.

В образованиях болотно-солончаковой субфации конусов выноса Южной Ферганы широко распространены серые и сизовато-серые тяжелые макропористые оглеенные карбонатные загипсованные глины (местами сильно обогащенные органическим веществом и растительными остатками), реже встречаются тяжелые и легкие карбонатные загипсованные супеси и суглинки, а также

¹ Солончаками также считают засоленные гидроморфные почвы с содержанием растворимых солей более 1%. В зависимости от состава почвенных солей различают хлоридные, сульфатные и содовые почвы.

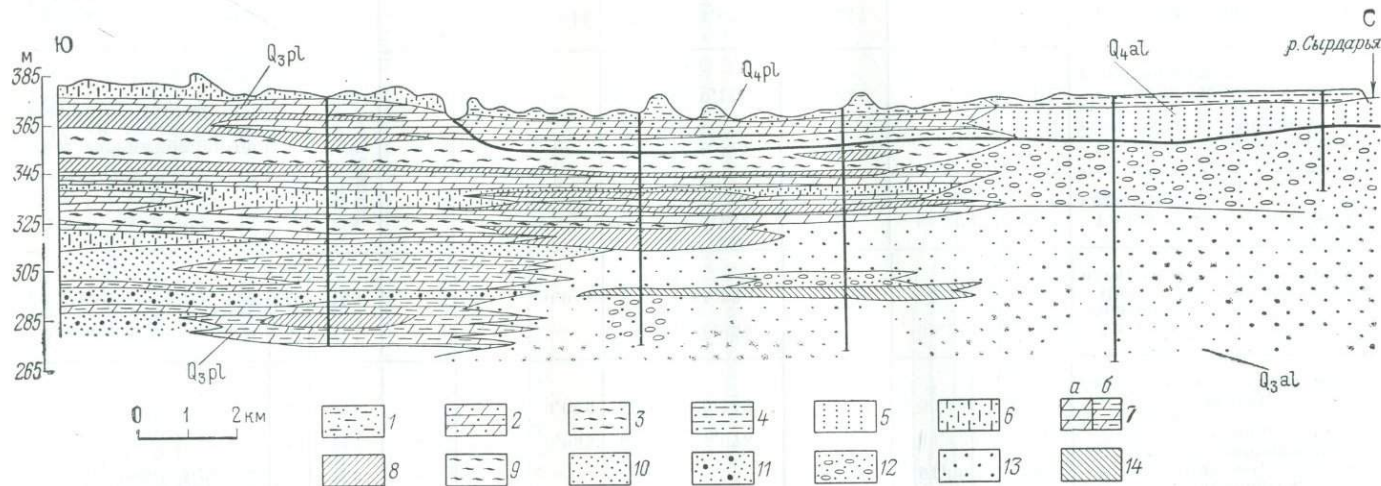


Рис. 15. Геологический профиль через краевую зону сохского конуса выноса в северо-восточной части. Составил В. И. Елисеев с использованием материалов Н. И. Кузнецова, Г. Халикова, А. Т. Рахимова, М. Менглибаева, М. Л. Мищенко и личным наблюдениям.

Голоценовый пролювий: 1 — супесь, с поверхности перевеянная, 2 — мергель рыхлый, 3 — глина карбонатная; голоценовый аллювий: 4 — супесь, с поверхности перевеянная, 5 — песок мелко-среднезернистый; позднелейстоценовый пролювий (застойноводная фаза): 6 — супесь, с поверхности перевеянная, 7 — мергель (а — рыхлый, б — плотный), 8 — суглинок легкий, 9 — глина тяжелая, 10 — песок мелкозернистый глинистый, 11 — песок мелко-среднезернистый глинистый; позднелейстоценовый аллювий: 12 — галечник, 13 — песок, 14 — суглинок. Вертикальные линии — скважины

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КАРБОНАТНОСТЬ ОСАДКОВ ЗАСТОЙНОВОДНОЙ ФАЦИИ
СОХСКОГО КОНУСА ВЫНОСА, %

Место взятия образца	Номер слон	Номер образца	Размеры фракций (мм)							Содержание карбонатов	Название породы
			> 2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	< 0,01		
Богдадский коллектор, в 6 км северо-западнее сел. Бувайды (обн. 122)	2	115	0,116	0,057	0,41	8,84	45,035	25,554	19,998	14,2	Супесь легкая, алеврито-песчаная, карбонатная
	3	116	—	—	—	0,001	0,06	8,936	91,003	32,6	Глина тяжелая, алевритовая, сильно карбонатная
	4	117	—	—	0,005	0,363	8,078	31,428	60,126	3,6	Глина тяжелая, песчано-алевритовая
	5	118	—	—	0,005	0,11	3,167	5,724	90,994	26	Глина тяжелая, песчано-алевритовая карбонатная
Богдадский коллектор, в 2 км севернее сел. Ескобад (обн. 163)	3	144	—	—	—	—	0,034	0,755	99,211	30	Глина тяжелая, сильно карбонатная
	4	143	—	—	0,048	7,43	65,33	19,704	7,488	13	Песок мелкозернистый, алевритовый, карбонатный
У сел. Арап (обн. 121)	1	114	—	—	—	0,04	1,932	16,05	81,978	23,0	Глина тяжелая, алевритовая, карбонатная
Богдадский коллектор, в 14 км юго-восточнее сел. Янги-Курган (обн. 138)	3	129	—	—	—	0,01	0,127	0,31	99,562	49,2	Глина тяжелая, очень сильно карбонатная (рыхлый мергель)
	5	128	—	0,015	—	0,114	0,116	90,24	8,515	43,2	Алеврит глинистый, кварцево-карбонатный
Коканд-сай, у сел. Кара-Курпа (обн. 157)	1	134	—	—	0,013	0,54	1,828	17,217	80,402	18,6	Глина тяжелая, алевритовая, карбонатная
	2	135 136	—	—	— 0,025	— 5,42	0,035 29,827	1,296 63,284	98,669 1,444	24 17,6	Глина тяжелая, карбонатная Алеврит песчаный, карбонатный

карбонатные слюдистые алевриты, чередующиеся между собой в разрезах. Среди них имеются практически лишенные слоистости разности пород, возникшие в полусубаквальной обстановке сильно заросших влаголюбивой и солянковой растительностью понижений. С ними иногда связаны прослой рыхлых загипсованных мергелей и рыхлых, рассыпчатых, сильно обогащенных мелкокристаллическим гипсом карбонатных суглинков типа гажей, т. е. образований, свойственных карбонатно-сульфатным и сульфатным солончакам (сорам).

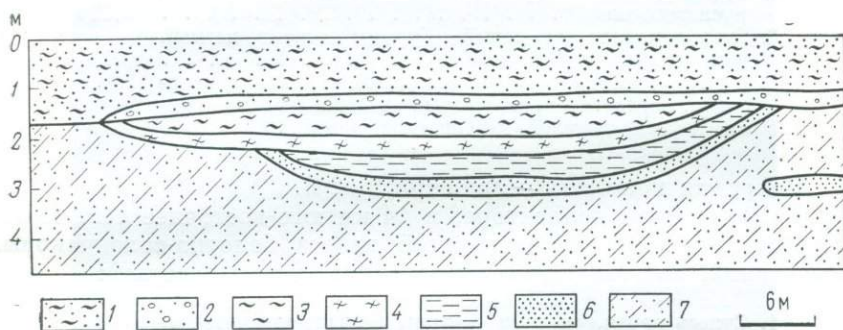


Рис. 16. Характер отложений засойноводной фации (субфации распластывающихся потоков) на сохском конусе выноса в Ферганской впадине (зарисовка, продольное сечение).

1 — чередование супесей и глин; 2 — супесь легкая; 3 — глина желтовато-серая тяжелая; 4 — глина темно-серая тяжелая; 5 — глина пестрая тяжелая; 6 — супесь серая (выполняет русловую ложбину); 7 — супесь серая местами бурая

Разрез, вскрывающий лишь самые верхние горизонты болотно-солончаковых отложений мощной толщи периферической зоны сохского конуса выноса (левая стенка Богдадского коллектора, в 2 км севернее сел. Бекобад), следующий (сверху):

- | | |
|---|-------|
| 1. Глина желтовато-серая, тяжелая, алевритовая, макропористая, оглеенная | 0,2 м |
| 2. Супесь серая, тяжелая, алевритовая, кварцево-карбонатная | 0,5 » |
| 3. Глина светло-серая с желтыми пятнами, тяжелая, сильно карбонатная (30%), макропористая, оглеенная. На фракцию менее 0,01 мм приходится 99% (см. табл. 13, обр. 144) | 1,0 » |
| 4. Песок серый (осадок руслового типа) с желтыми пятнами, мелкозернистый, алевритовый, карбонатный (13%). Содержание фракции 0,25—0,01 м (без учета карбонатной части) составляет 65%, а фракции 0,1—0,01 мм около 20% (см. табл. 13, обр. 143) | 1,1 » |

Вскрытая мощность отложений 2,8 м.

В сел. Арац, в правой стенке канала выходят (сверху):

- | | |
|---|--------|
| 1. Глина серая, тяжелая, алевроитовая, карбонатная, макропористая (см. табл. 13, обр. 114) | 1,2 м |
| 2. Глина желтовато-серая, тяжелая, алевроитовая, сильно карбонатная с выцветами гипса на поверхности выхода, макропористая, оглеенная | 0,7 » |
| 3. Супесь серая, легкая, алевроитовая, карбонатная слюди-
стая, сыпучая | 0,2 » |
| 4. Супесь желтовато-серая (во влажном состоянии) с бурь-
ми пятнами, легкая, алевроитовая, карбонатная | 0,4 » |
| 5. Гравий мелкий с серым песком в заполнителе (осадок
руслового типа) | 0,02 » |
| 6. Суглинок желтовато-серый с бурьми пятнами, легкий,
алевроитовый, карбонатный | 0,4 » |
| 7. Супесь серая (во влажном состоянии), тяжелая, алеври-
товая, карбонатная, слюдистая, сыпучая с тонким про-
слоем (5 см) тяжелой, карбонатной глины | 0,5 » |

Вскрытая мощность отложений 3,42 м.

В Богдадском коллекторе, в 14 км юго-восточнее сел. Янги-Курган, наблюдается следующий разрез болотно-солончаковых отложений, слагающих застойноводную фацию (сверху):

- | | |
|--|-------|
| 1. Супесь серая, местами желтая, песчано-алевроитовая, тяжелая, слюдистая с карбонатными стяжениями, за-
гипсованная (гипс встречается в форме отдельных полу-
прозрачных кристаллов), с поверхности перевесная. Зо-
ловые бугры имеют высоту 3—4 м и сложены хорошо
отсортированными песками; песчаные зерна окатыны
плохо и имеют матовую поверхность | 1,4 м |
| 2. Суглинок светло-серый с желтыми пятнами, легкий,
алевроитовый, карбонатный, сильно слюдистый и загни-
сованный | 0,6 » |
| 3. Глина желтая с серыми пятнами, тяжелая, сильно кар-
бонатная (49%) с тонкими прослоями гипса, горизонталь-
но-тонкослоистая (см. табл. 13, обр. 129). Породу мож-
но также назвать рыхлым мергелем (рис. 17) | 0,9 » |
| 4. Глина серая с бурьми пятнами, тяжелая, алевроитовая,
сильно карбонатная, слюдистая, загипсованная | 0,3 » |
| 5. Алевроит серый, глинистый (содержание фракции 0,1—
0,01 мм после отделения карбонатной части составляет
90%), кварцево-карбонатный (содержание карбоната
равно 43%; см. табл. 13, обр. 128), слюдистый, хорошо
отсортированный. Видимая мощность | 0,2 » |

Вскрытая мощность осадков 3,4 м.

В правом склоне Коканд-сая у сел. Кара-Курна прослежи-
ваются следующие породы (сверху):

- | | |
|--|-------|
| 1. Пачка чередующихся светло-серых тяжелых глин (мощ-
ность слоев 5—10 см; см. табл. 13, обр. 134) и серых хо-
рошо отмыханных слюдистых тяжелых супесей (мощность
слоев около 5 см). Наслоение в глинах неровное, изогну-
тое | 1,0 м |
| 2. Глина серая, тяжелая, карбонатная (см. табл. 13, обр.
135), скрытослоистая (по плоскостям напластования | |

раскалывается на плитки толщиной 1—2 см), вертикально-трещиноватая	0,4 м
3. Алеврит серый, песчаный, карбонатный, слюдястый (см. табл. 13, обр. 136)	1,1 »

Вскрытая мощность отложений 2,5 м.

В осадках застойноводной фации периферии сохского конуса выноса нередко встречаются светло-желтые, иногда белые плотные мергели с полураковистым изломом и тяжелые сильно карбонатные глины, отложенные в субаквальной обстановке. Они названы

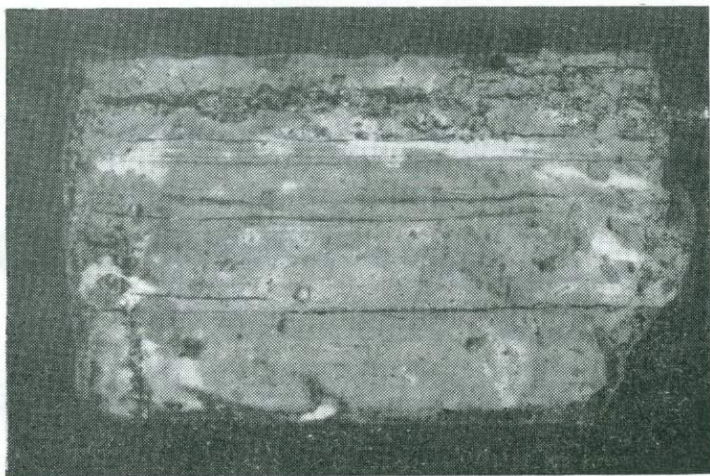


Рис. 17. Мергель рыхлый с тонкими прослоями гипса, тонко-горизонтально-слоистый из болотно-солончаковой субфации сохского конуса выноса. Богдский коллектор, в 14 км юго-восточнее сел. Янги-Курган. Нат. величина

нами субфацией *озеро-видных разливов*. Образования этой субфации тяготеют к основанию мощной толщи, образующей краевую зону сохского конуса выноса (см. рис. 15). Это свидетельствует о том, что в более раннюю фазу периферия сохского конуса характеризовалась гораздо большим развитием водоемов озерного типа. В верхах застойноводной фации сохского конуса развиты преимущественно рыхлые мергели, нередко оглеенные, указывающие на то, что озерные водоемы в заключительную фазу формирования конуса сменялись болотами и солончаками. Осадконакопление происходило в полусубаквальной обстановке. Это можно проиллюстрировать описанием скв. 14, пробуренной в 16 км к северо-востоку от сел. Янги-Курган (северо-восточная часть сохского конуса). Здесь наблюдается следующий разрез (сверху):

1. Гл. 0—6 м. Мергель зеленовато-светло-желтый с серыми пятнами, оглеенный, слюдястый, рыхлый (табл. 14, обр. 18с). Порода почти наполовину (41,1%) состоит из карбоната 6,0 м

2. Гл. 6—8 м. Суглинок светло-серый, легкий, алевроитовый, сильно карбонатный	2,0 м
3. Гл. 8—14 м. Мергель светло-желтый, рыхлый	6,0 »
4. Гл. 14—16 м. Суглинок серый, легкий, алевроитовый, сильно карбонатный	2,0 »
5. Гл. 16—27 м. Глина желтовато-серая, тяжелая, сильно карбонатная (см. табл. 14, обр. 19с) с линзой суглинка	11,0 »
6. Гл. 27—30 м. Суглинок серый, легкий, алевроитовый сильно карбонатный	3,0 »
7. Гл. 30—37 м. Мергель светло-серый, рыхлый	7,0 »
8. Гл. 37—46 м. Супесь тяжелая, алевроитовая, карбонатная	9,0 »
9. Гл. 46—50 м. Мергель светло-серый, мараящийся, рыхлый (см. табл. 14, обр. 10с)	4,0 »
10. Гл. 50—56 м. Глина тяжелая, сильно карбонатная (см. табл. 14, обр. 11с)	6,0 »
11. Гл. 56—59 м. Мергель светло-серый, плотный	3,0 »
12. Гл. 59—64 м. Песок серый, мелкозернистый, глинистый (см. табл. 14, обр. 21с), карбонатный (осадок руслового типа)	5,0 »
13. Гл. 64—78 м. Мергель светло-серый с желтыми пятнами, плотный	14,0 »
14. Гл. 78—82 м. Песок мелко-среднезернистый (осадок руслового типа), алевроитовый, карбонатный (см. табл. 14, обр. 22с)	4,0 »
15. Гл. 82—100 м. Мергель желтовато-серый, плотный (см. табл. 14, обр. 13 с)	18,0 »

Неполная мощность отложений застойноводной фации, вскрытых скважиной, 100 м.

Таблица 14

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КАРБОНАТНОСТЬ ОСАДКОВ
ЗАСТОЙНОВОДНОЙ ФАЦИИ¹ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ
СОХСКОГО КОНУСА ВЫНОСА), %

Номер образца	Глубина отбора, м	Размеры фракций (мм)				Содержание карбонатов	Название породы
		0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	< 0,01		
18с	6	—	0,469	0,312	58,119	41,10	Мергель рыхлый Глина тяжелая, сильно карбонатная
19с	23	0,605	0,307	0,082	68,556	31,45	
10с	47	—	1,028	0,800	55,172	43,0	Мергель рыхлый Глина тяжелая, сильно карбонатная
11с	51	—	0,043	0,003	71,354	28,6	
21с	63	20,48	32,83	7,83	22,20	16,66	Песок мелкозернистый
22с	80	26,59	38,46	10,80	6,80	17,35	Песок средне-мелкозернистый
13с	95	0,097	1,146	0,805	57,452	40,5	Мергель плотный

Примечание. Образцы взяты из скв. 14.

Изучение разрезов застойноводной фации конусов выноса южной части Ферганской впадины показывает, что наиболее развиты в них осадки субфаций болотно-солончаковой и озеровидных разливов. Образования остальных субфаций имеют подчиненное значение.

Отложения застойноводной фации характеризуются весьма большой тонкозернистостью, среди них господствуют глинистые и тонкоалевритовые породы. Более грубые супеси, а тем более пески, играют резко подчиненную роль. В подавляющем большинстве отложения застойноводной фации сильно карбонатны, нередко загипсованы. Содержание карбонатов в них обычно не ниже 13—14% и часто достигает 23—30% и более, иногда составляя почти половину массы породы. Глины, суглинки и мергели застойноводной фации преимущественно серые и светло-серые (в отличие от аналогичных пород верной фации, имеющих в основном желтую и иногда оранжевую окраску), что можно объяснить следующими причинами: 1) наличием значительного количества карбонатов в осадках; 2) формированием, по крайней мере, части пород в восстановительных условиях (без доступа воздуха), чему способствует и обогащение органическим веществом бассейновых отложений, свойственное аридной зоне [129]. В мелкозернистых песках субфации русловых ложбин в восточной части сохского конуса выноса (в 12 км восточнее сел. Бардан) найдена *Corbicula fluminalis* Müll. (определение А. А. Стеклова), местом обитания которой являются преимущественно озера и крупные реки.

Образования застойноводной фации конусов выноса Южной Ферганы к северу замещаются позднплейстоценовыми аллювиальными осадками р. Сырдарьи. Геологические профили через сохский конус выноса (см. рис. 11 и 15) показывают, что в начале позднего плейстоцена р. Сырдарья протекала южнее по сравнению с ее современным положением. Ее смещение в дальнейшем к северу происходило, скорее всего, под напором разраставшихся исфариноского, сохского и шахимарданского конусов выноса.

Глава V

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИЙ ПРОЛЮВИЯ ВРЕМЕННЫХ ПОТОКОВ (ПРОЛЮВИЙ ПОДГОРНЫХ ШЛЕЙФОВ)

Пролувий временных водотоков прослеживается преимущественно в форме подгорных шлейфов, т. е. слившихся между собой мелких конусов выноса. Эта разновидность пролювия встречается и в виде отдельных конусов выноса.

Характерной особенностью конусов выноса, образующих подгорные шлейфы, является небольшая обводненность, препятствующая формированию здесь зоны разливов. Все изученные нами подгорные шлейфы состоят из двух фаций: потоковой и веерной. Обычно большая часть тела шлейфа сложена потоковой фацией, меньшая — веерной. Так например, шлейф между джамантинским и ргайтинским конусами выноса в Алакульской впадине имеет протяженность в радиальном направлении около 6 км, из которых зона развития осадков потоковой фации занимает 5 км (уклон ее поверхности 0,05), а веерной 1 км (уклон ее поверхности около 0,03). Радиус шлейфа в северной части Ферганской впадины западнее сел. Пунган 14 км, на зону развития образований потоковой фации (уклон поверхности которой 0,017) приходится 13 км. Таким образом, уклон поверхности шлейфа здесь в три раза меньше, чем в Алакульской впадине. В северной части Иссык-Кульской впадины у г. Рыбачье радиус шлейфа составляет около 11 км, а уклон его поверхности примерно 0,04, т. е. близок к такому в Алакульской впадине. Иные соотношения размеров зон потоковой и веерной фаций подгорного шлейфа наблюдаются в районе г. Самарканда. Здесь при протяженности шлейфа около 20 км на зону распространения потоковой фации приходится только около 3 км (уклон ее поверхности 0,01), остальная же часть сложена осадками веерной фации (уклон ее поверхности 0,007 и он постоянен).

Поверхности подгорных шлейфов нередко обладают пологим грядово-ложбинным рельефом, ориентированным в радиальном направлении. Прослеживаются две группы ложбин, которые возникли разными путями. Одна из них объединяет ложбины, являющиеся межконусными понижениями. При формировании подгорных шлейфов слияние двух соседних конусов выноса происходило не «впритык», а так, что между ними оставались «просветы» в форме депрессий, то очень четких, то слабо выраженных. Чем дальше друг от друга находились временные потоки, формировавшие конусы выноса, тем четче и крупнее становились пони-

жения между ними (при прочих равных условиях) и наоборот. Понижения прослеживаются также между конусами выноса постоянных рек и подгорными шлейфами. Например, в Алакульской впадине четко выраженное понижение наблюдается между джамантинским конусом выноса и расположенным от него к юго-востоку шлейфом. Вторая группа ложбин включает ложбины, выработанные русловыми потоками. Их ширина 5—10 м.

Изучение гряд показало, что наиболее широко распространены межрусловые повышения. Для них свойственны более или менее плоские вершины и ширина их колеблется от нескольких десятков до первых сот метров. Менее развиты валы, вытянутые параллельно русловым ложбинам и расположенные в непосредственной близости от них. Их длина 10—20 м, ширина несколько метров и высота 1—2 м. Они образованы грубыми валунными галечниками с размерами валунов до 1 м в поперечнике, в то время как окружающие их породы представлены галечниками. Валы по своему происхождению являются, скорее всего, селевыми накоплениями.

Исследование подгорных пролювиальных шлейфов позднелейстоценового возраста показало, что они образованы двумя генерациями пролювия: древней, слагающей основные тела шлейфов, и более молодой, прослеживающейся только в межконусных понижениях. После того как сформировались в основном подгорные пролювиальные шлейфы, процесс накопления пролювия в их пределах не завершился, а продолжался именно в этих понижениях. По ним текли временные ручьи, возникавшие от выпадения дождей и таяния снега. Они выносили обломочный материал, главным образом из ранее накопленного пролювия, а также частично, по-видимому, со склонов горных хребтов, окружающих впадины, и отлагали его ниже по течению. В результате их деятельности появилась вторая генерация «наложенного» пролювия. Этот пролювий, образованный временными ручьями в межконусных понижениях, мы выделяем под названием межконусного. Таким образом, в пролювии временных потоков (пролювии подгорных шлейфов) можно, в свою очередь, выделить две категории: пролювий собственно-подгорных шлейфов и межконусный пролювий.

А. ПРОЛЮВИЙ СОБСТВЕННО-ПОДГОРНЫХ ШЛЕЙФОВ

1. Поточковая фация

Поточковая фация собственно-подгорных пролювиальных шлейфов представлена валунными и глыбовыми галечниками, а также галечниками разной крупности и галечными песками. Указанные разности пород характеризуются в большинстве случаев слабой и плохой окатанностью слагающих их обломков. Кроме того, в составе поточковой фации встречаются вообще неокатанные

породы — щебни и дресвяники. Сортировка отложений слабая и плохая. Только в отдельных местах потоковая фация подгорных шлейфов образована галечниками и галечными песками, имеющими среднюю окатанность и сортировку. Заполнителем отмеченных пород крупнообломочной структуры является пелито-алевритно-песчаный материал, то более или менее промытый, то представляющий собой грязеподобную неотсортированную и непромытую массу. Наиболее грубые разности пород распространены в вершинных частях шлейфов, где валуны и глыбы достигают 0,5—1,0 м, а иногда и более, в поперечнике. Ниже по течению материал становится мельче. В окраинных частях шлейфов потоковая фация образована мелкими (реже мелкими и средними) галечниками, в которых встречаются гальки крупного размера и отдельные валуны. Таким образом, здесь наблюдается та же закономерность, которая отмечалась для конусов выноса постоянных рек. Поскольку путь, проходимый обломками от вершины шлейфов до их окраин, небольшой, окатанность их почти не изменяется.

Образования потоковой фации подгорных шлейфов сформированы главным образом обычными водными потоками. Наряду с ними прослеживаются осадки селевых потоков, занимающие резко подчиненное положение по отношению к первым. Отложения водных потоков состоят из слабо окатанных галечников и валунных галечников с песчано-гравийно-глинистым заполнителем, с линзами гравия, супесей и глин. Они обычно характеризуются ясной почти горизонтальной слоистостью, то мелкой (рис. 18), то грубой, иногда она неправильно линзовидная косая. Местами слоистость в галечниках неясная или совсем отсутствует.

Отчетливая почти горизонтальная слоистость в радиальном сечении потоковой фации шлейфа обусловлена (как можно видеть в карьерах у ст. Коктума в Алакульской впадине и к востоку от совхоза Кек-Майнак в Иссык-Кульской впадине) чередованием желтовато-серых пластов галечников (пересыпаны пылеватым материалом желтовато-серого цвета) и темно-серых (пересыпаны темно-серым гравийным песком) мелких и более крупных галечников (мелкие галечники содержат гальки крупного размера и валуны), галечников и гравия (рис. 19). Мощность галечниковых и гравийных пластов 0,15—0,25 м. От наличия в некоторых местах в галечниках линзовидных прослоев глин и супесей мощностью 0,1—0,2 м и длиной 5—10 м слоистость их становится еще четче. Гранулометрический анализ некоторых образцов глин и супесей из глинистых и супесчаных прослоев в галечниках показывает, что глины легкие, алевритовые, а супеси тяжелые, алевритовые (табл. 15).

Слоистость в поперечном сечении галечников потоковой фации пролювиальных шлейфов значительно менее выдержана. Линзы здесь более короткие (обычно по длине не превышают 0,5 м), а мощность их несколько больше (0,2—0,3 м) по сравнению с лин-

зами, прослеживающимися на радиальных сечениях. В поперечном сечении подгорного шлейфа в Алакульской впадине можно наблюдать линзы, наклоненные то на юго-восток, то на северо-запад, т. е. вдоль простирания шлейфа и склона Джунгарского Алатау.

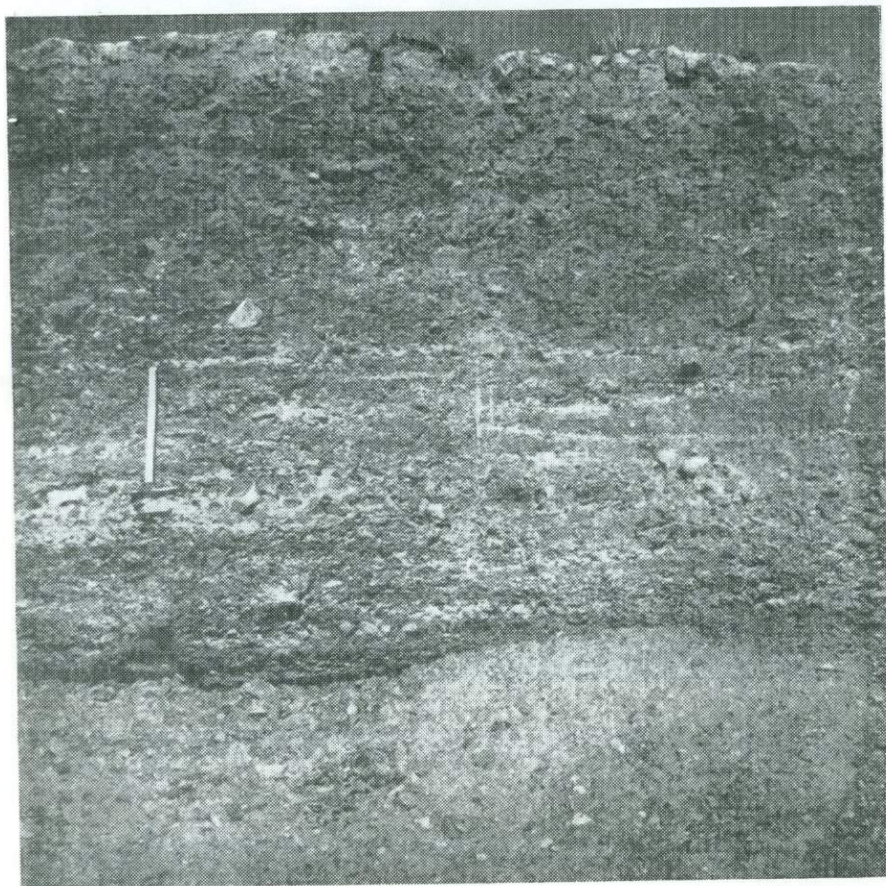


Рис. 18. Ясная почти горизонтальная мелкая слоистость в галечниках потоковой фации пролювиального шлейфа в Алакульской впадине (продольное сечение)

В целом слоистость в этом месте неправильно-линзовидная косая разнонаправленная (рис. 20). Уже указывалось, что в радиальном сечении слоистость потоковой фации крупных конусов выноса постоянных рек выражена лучше, чем в поперечном. Подобная закономерность характерна и для потоковой фации мелких конусов выноса, слившихся в общий шлейф.

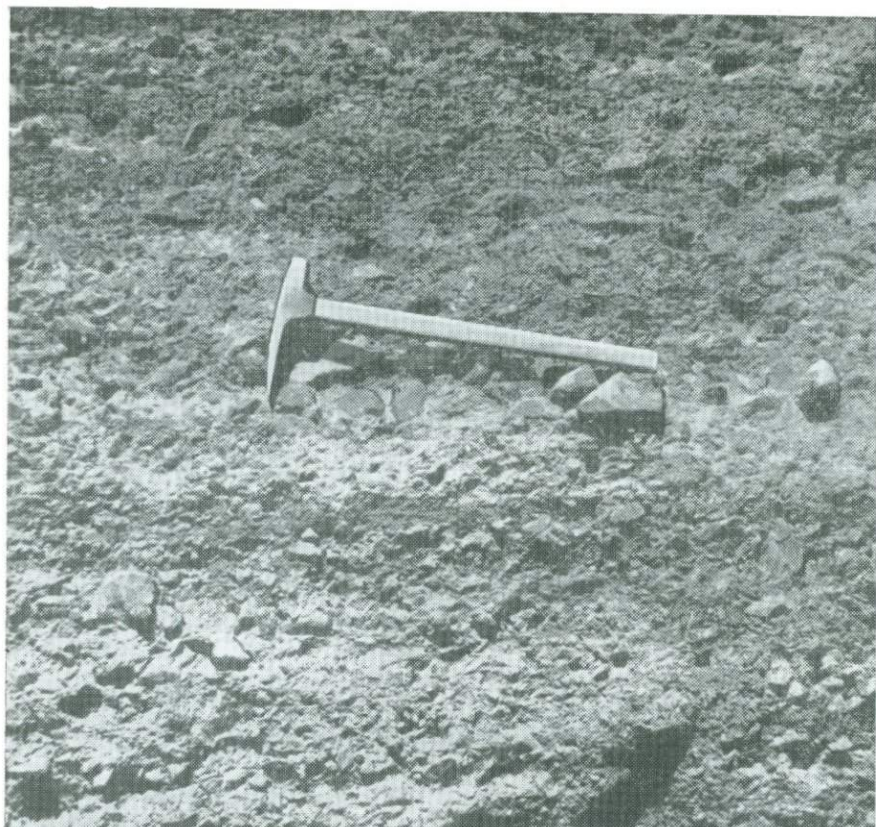


Рис. 19. Отчетливая почти горизонтальная грубая слоистость в отложениях потоковой фации пролювиального шлейфа в Алакульской впадине (продольное сечение). Чередование галечников и гравия

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КАРБОНАТНОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ШЛЕЙФА В АЛАКУЛЬСКОЙ

Место взятия образца	Номер образца	Размеры			
		> 2	2-1	1-0,5	0,5-0,25
В 1,5 км севернее колхоза «Октябрь» (обн. 401, верхняя часть)	250	—	—	0,001	0,037
Там же, основание обнажения	372	10,486	0,346	0,115	0,489
Западная окраина ст. Коктума (обн. 405, верхняя часть)	376	0,116	—	0,035	0,082



Рис. 20. Неправильно-линзовидная косая разнонаправленная слоистость в отложениях потоковой фации шлейфа близ Алакульской впадины (поперечное сечение)

Таблица 15

И СУПЕСЧАНЫХ ПРОСЛОЕВ В ГАЛЕЧНИКАХ ПОТОВОЙ ФАЦИИ
ВПАДИНЕ, %

фракций (мм)			Содержание карбонатов	Название породы
0,25— 0,1	0,1—0,01	< 0,01		
0,331	47,635	51,996	15,8	Глина легкая, алевритовая, карбонатная
4,916	59,744	23,904	Не определялось	Супесь тяжелая, алевритовая
0,46	39,842	59,495	То же	Глина легкая, алевритовая

Гравийные линзы в галечниках располагаются иногда не параллельно напластованию, а косоноклонно к течению реки (под углом до 20°). Одна из таких линз гравия прослеживается в галечниках, вскрытых карьером близ станции Коктума (рис. 21). Ее расположение поперек слоистости вызвано облеканием неров-



Рис. 21. Характер отложений потоковой фации шлейфа. Видна косоноклонная линза гравия (выше транспорта) в мелком галечнике

ности в русловой ложбине. Слоистость в самой линзе обязана чередованию слоев гравия разной крупности. —

В Исык-Кульской впадине, в 7 км западнее г. Рыбачье, имеется разрез отложений потоковой фации (карьер на окраинной части шлейфа, поперечное сечение), состоящий из темно-серых, мелких галечников с гальками крупного размера и валунами до 0,15—0,20 м с алеврито-пелитовым заполнителем, слабо отсортированных и слабо окатанных. В галечниках имеется много

песчаных линз мощностью до 0,2 м (в раздуве) и длиной до 3 м. Пески, образующие линзы серого цвета, мелкозернистые, хорошо отмытые, местами косослоистые, иногда содержат зерна гравия и отдельные гальки. Помимо линз песков, в галечниках содержатся линзы крупных галечников (мощностью 0,15—0,2 м и длиной 2 м) с песчано-гравийным заполнителем, а также линзы мелких галечников без заполнителя. Гальки в таких линзах покрыты глинистой «рубашкой». Слоистость отложений отчетливая почти горизонтальная, невыдержанная. В радиальном направлении она более выдержанная. Песчаные линзы в этом сечении имеют протяженность 5,0—7,0 м, вскрытая мощность отложений 6,0 м.

Ручьи, пересекающие позднеплейстоценовый шлейф, формируют более молодой, голоценовый шлейф, который привязан к пойме р. Чу высотой 1,0—1,5 м.

Хорошие разрезы пролювиально-подгорных шлейфов имеются в Боомской впадине в дорожных выемках. У подножия хр. Кунгей-Алатау, приблизительно в 12 км западнее совхоза Кек-Майнак, пролювиальные отложения представлены светло-серыми грубослоистыми, преимущественно мелкими и средними, плохо окатанными галечниками с включениями щебней. Нередко в мелко-среднегалечной толще прослеживаются отдельные валуны до 0,5—1,0 м в поперечнике. В заполнителе — алеврито-пелитовый материал. Сортировка галечников слабая. Кое-где здесь видны горизонты пролювия (мощностью до 5 м), состоящие из валунов и глыб размером 0,5—0,7 м в поперечнике. В галечниках наблюдаются линзы щебней, а также светло-серых мергелей (мощностью 0,5—1,0 м) и песков (мощностью 0,3—0,4 м). Важно отметить, что пролювиальные пласты в этом обнажении иногда чередуются в разрезе с аллювиальными, отложенными р. Чу (рис. 22). Пласты собраны в пологую антиклиналь. В верховом конце обнажения прослеживается восточное крыло антиклинали, а в низовом — западное. Слои падают под углом 5° вверх по течению р. Чу. Мощность слоев на крыльях складки больше, чем в ее осевой части. Следовательно, во время накопления осадков складка уже существовала. В верховом конце обнажения (осевая часть складки) наблюдается следующий разрез (снизу):

1. Галечники пролювиальные, мелкие и средние, плохо окатанные и слабо отсортированные	12,0 м
2. Галечники аллювиальные, крупные в основании с валунами до 1—2 м в поперечнике, средней и хорошей окатанности, состоящие из самых разнообразных пород	3,0 »
3. Галечники пролювиальные, аналогичные вышеописанным	6,0 »
4. Галечники аллювиальные, сходные с вышеописанными	2,0 »

Вскрытая мощность пролювиальных и аллювиальных отложений 23 м.

В низовом конце обнажения (примерно на расстоянии 1 км от верхового конца) вскрыт следующий разрез (снизу):

1. Галечники пролювиальные мелкие и средние, плохо окатанные со щебнями и алеврито-пелитовым заполнителем 18,0 м
2. Галечники аллювиальные средние и крупные с отдельными валунами до 1 м в поперечнике средней окатанности, состоящие из самых разнообразных пород (гранитов, гранодиоритов, кварца, кремнистых сланцев и т. д.) . . . 3,0 »
3. Валунники пролювиальные, состоящие из плохо окатанных валунов размером 0,5—0,7 м. В заполнителе — алеврито-пелитовая непромытая масса. Сортировка отложений несовершенная. Основание пласта мощностью 2 м сложено мелкими щебнистыми галечниками . . . 8,0 »
4. Галечники аллювиальные, сходные с вышеописанными . . . 7,0 »



Рис. 22. Чередование пролювиальных и аллювиальных пластов. Правый склон долины р. Чу, Боомская впадина, верховой конец обнажения

Вскрытая мощность пролювиальных и аллювиальных отложений 36 м.

Смена во времени пролювиального осадконакопления аллювиальным обязана, скорее всего, неравномерным тектоническим движениям хр. Кунгей-Алатау, пересекаемого р. Чу. Быстрые поднятия хребта приводили к повышению уровня реки (не успевавшей его пропиливать); она заходила в пределы пролювиального шлейфа и отлагала аллювиальные галечники. В моменты ослабления поднятий река снижала свой уровень и аллювий перекрывался пролювием.

У подножия хр. Кара-Тюбе, являющегося западным окончанием Зеравшанского хребта, потоковая фация подгорного пролювиального шлейфа сложена совершенно неокатанными обломками небольшого размера. Хребет Кара-Тюбе, по крайней мере, там, где его размывает временный поток Агалык (к югу от г. Самарканда), целиком сложен гранитами, с поверхности элювированными. При выветривании гранитов образуются небольшие обломки и возникает много пыли, что накладывает отпечаток на облик потоковой фации. Потоковая фация здесь уже в самой вершине шлейфа образована переслаивающимися между собой мелкими щепнями, дресвяниками и дресвяными песчаными тяжелыми карбонатными суглинками (табл. 16). Обломки более крупного размера отсутствуют. Толща характеризуется четко выраженной почти горизонтальной слоистостью.

От описанных отложений по характеру слоистости, окатанности и сортировки отличаются образования потоковой фации шлейфа, развитые в Ферганской впадине, к северо-востоку от г. Ленибада. Здесь, в 6 км юго-западнее сел. Пунган, подгорный пролювиальный шлейф прорезан молодой долиной на глубину около 23 м. Долина сопровождается двумя террасами — высотой 6 и 11 м. Выше 11-метровой террасы прослеживается задернованный уступ высотой 12 м над поверхностью шлейфа.

В доколе 9-метровой террасы (окраинная часть зоны развития потоковой фации) видно, что потоковая фация характеризуется четко выраженной грубой горизонтальной ритмичной слоистостью: чередующимися пластами и линзами галечников, галечных песков и песков мощностью от 0,5 до 2,6 м (рис. 23). Пески и галечники имеют среднюю окатанность и совершенную сортировку. Пласты песков в свою очередь мелко-горизонтальнослоистые. Местами в них видна косая слоистость, наклоненная вниз по течению под углом 20—30°. В восточной части обнажения в песках наблюдается сочетание диагональной и горизонтальной слоистости (рис. 24), выражающееся в том, что параллельно идущие песчаные слои наклоняются по направлению течения, имея углы падения от 10 до 30°. При этом наблюдается уменьшение падения слоев снизу вверх по разрезу. В основании толщи прослеживается линза из глиняных глыб. Глыбы совершенно не окатаны и имеют поперечник 0,5—0,6 м. По-видимому, поток в этом месте подмывал

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КАРБОНАТНОСТЬ ПРОСЛОЕВ МЕЛКО

Место взятия образца	Номер образца	Размеры		
		> 2	2-1	1-0,5
У сел. Агалык, к югу от г. Самарканда (обн. 353)	297	17,51	7,106	2,423

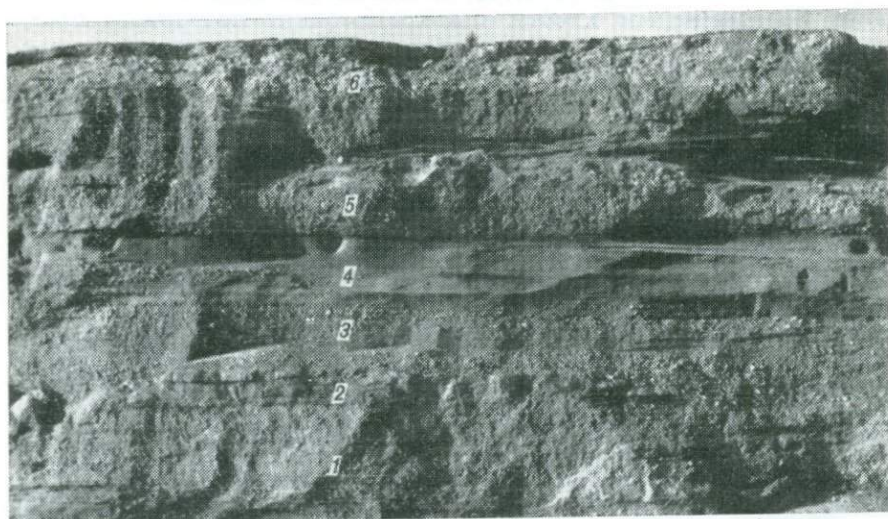


Рис. 23. Грубая горизонтальная ритмическая слоистость в отложениях потоковой фации пролювиального шлейфа в северной части Ферганской впадины (продольное сечение).

Пролювиальные образования: 1 — пески галечные; 2, 4 — пески; 3, 5 — галечники; 6 — галечники 9-метровой террасы Акташ-сай

глинистый горизонт, от которого отрывались куски и падали на дно долины. Впоследствии они были погребены более поздними отложениями.

Описанные пролювиальные образования являются особой разновидностью потоковой фации подгорного шлейфа, характеризующейся ритмичной слоистостью. Эта разновидность построена по типу констративного аллювия. Ее разрез следующий (снизу):

1. Пески красновато-серые, грубозернистые, местами галечные, в верхней части мелко-горизонтальнослоистые (иногда гальки располагаются цепочками вдоль напластования), в нижней — косослоистые. В песках содержатся включения глиняной щебенки и глиняных окатышей размером до 0,1 м в поперечнике 2,0 м

ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД В ШЕВНЯХ ПОТОКОВОЙ ФАЦИИ ШЛЕЙФА, %

фракций (мм)				Содержание карбонатов	Название породы
0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	< 0,01		
2,361	3,565	17,939	49,096	18,4	Суглинок тяжелый, песчаный, карбонатный

2. Пески серые, мелкозернистые, уплотненные с включением отдельных галек, с тонкими линзами мелкого галечника, мелко-горизонтальнослоистые. Они прослеживаются в форме линзы длиной около 6,0 м и мощностью 0,5 м 0,5 м

Выше по течению первый и второй слои замещаются галечниками, а ниже — глиняными глыбами.

3. Галечники красновато-серые, мелкие, слабо заглиненные 1,1 м
4. Пески серые, мелкозернистые, пылеватые, сыпучие с тонкими линзочками (1—2 см) серых глин, тонко-горизонтальнослоистые. Слоистость подчеркивается тем, что пески в обнажении образуют ниши, а глины карнизы 1,0 »

Выше по долине р. Акташ-сай мощность песков увеличивается и в них наблюдается сочетание диагональной и горизонтальной слоистости (см. рис. 24).

5. Галечники мелкие с гальками среднего и крупного размера и линзами серых хорошо отмытых и отсортированных мелкозернистых пылеватых косослоистых песков мощностью 0,5—0,6 м 2,6 м
Мощность обнаженной части пролювия 7,2 м.
6. Средние и крупные галечники 9-метровой террасы 1,5 »

Сравнительно хорошая окатанность и отсортированность осадков потоковой фации, по-видимому, обязана размыву конгломератов с песчано-гравийным заполнителем, развитых в верховьях р. Акташ-сая. Кроме того, различие в характере осадков потоковой фации этого шлейфа и, например, шлейфа в Алакульской впадине обусловлено и большей мощностью акташсайского потока. Это видно из того, что современные врезы на шлейфе в южной части Алакульской впадины отсутствуют из-за недостаточной мощности потоков, тогда как здесь поток Акташ-сай вырезал в шлейфе долину глубиной 23 м. Возникновение ритмичной слоистости связано с особенностями размываемых пород и изменением мощности потока во времени. Естественно, что галечники отлагались более мощным потоком, а пески — относительно менее мощным.

Рассмотренные накопления водных потоков потоковой фации шлейфов выделяются автором в *субфацию русел*. В этой субфации прослеживаются галечники и щебни, отложенные потоками, глины и суглинки, образовавшиеся в небольших застойных водо-



Рис. 24. Сочетание горизонтальной и диагональной слоистости в песках потоковой фации пролювиального шлейфа в Ферганской впадине (продольное сечение)

емах типа луж. Небольшие временные застойные водоемы возникли в углублениях русел после спада полых вод.

Образования *селевой субфации* наблюдаются в форме линз в отложениях субфации русел. Они представлены осадками воды и грязекаменных селей. Водокаменные сели состоят из валунных галечников с алеврито-пелитовым заполнителем. Они, в отличие от окружающих галечников субфации русел, характеризуются отсутствием слоистости, худшей отсортированностью материала

и большей заглиненностью (худшей промытостью). На поверхности предгорных шлейфов осадки водокаменных потоков наблюдаются в форме валов, вытянутых параллельно русловым ложбинам. Их возникновение можно представить следующим образом. Перегруженный обломочным материалом поток (во время паводка или сильного ливня) выходил из берегов и терял скорость именно по бокам русловой ложбины, вследствие торможения о склон. Здесь и отлагался валунно-галечный материал в форме вала, вытянутого вдоль течения. Осадки грязекаменных селей, изучавшиеся у подножия хр. Кунгей-Алатау в Боомской впадине, образованы крупным щебнем (размер щебенки 10—15 см) или мелким (размер щебенки 1—3 см). В заполнителе — грязеподобная непромытая и неотсортированная масса. Мощность линз 0,4—0,8 м. Грязекаменные образования в форме плоских конусов выноса, состоящие из неслоистого и неотсортированного материала, В. А. Обручев (1932) назвал «фанконгломератом».

Если сравнить потоковую фацию пролювия собственно-подгорных шлейфов с потоковой фацией крупных конусов постоянных рек, то можно подметить существенные различия между ними. Галечники потоковой фации пролювия собственно-подгорных шлейфов более мелкие, значительно хуже окатаны и отсортированы. Они характеризуются слабой и плохой окатанностью, тогда как галечники крупных конусов постоянных рек — средней. Слоистость галечников потоковой фации пролювия собственно-подгорных шлейфов, хотя и четкая почти горизонтальная, но в отличие от галечников потоковой фации постоянных рек, менее выдержанная. Нередко она является неправильно-линзовидной, обязанной своим возникновением водотокам с крайне непостоянным режимом.

Л. Н. Ботвинкина [5], касаясь слоистости отложений временных потоков пустынных областей (окруженных близко расположенными горами), указывает, что по укоренившемуся в литературе мнению для них типична диагональная слоистость, т. е. слоистость «...представляющая собой чередование косо- и горизонтальнослоистых серий слоев, причем первые более грубозернисты» (с. 150). Приведенные материалы по отложениям временных потоков Ферганской, Иссык-Кульской и Алакульской впадин, а также других районов свидетельствует о том, что диагональная слоистость в них встречается довольно редко. Наиболее распространенным типом слоистости в отложениях временных потоков является почти горизонтальная мелкая и грубая и неправильно линзовидная.

2. Веерная фация

Граница между потоковой и веерной фациями на пролювиальных шлейфах, как и на конусах выноса постоянных рек, неровная, фестончатая. Это связано с постоянной миграцией потоков в про-

странстве, или тех частных рукавов потоков, на которые расщепляются основные потоки после их выхода из гор. Если более мощный поток в результате смещения окажется на месте менее мощного, то он внедрится в пределы зоны мелкозернистых осадков веерной фации и отложит породы руслового типа (галечники, гравий), характерные для образований потоковой фации. Поэтому в вертикальном разрезе шлейфа в полосе перехода одной зоны в другую нередко можно наблюдать чередование плохо окатанных галечников потоковой фации и суглинков веерной. Это чередование можно наблюдать, например, у г. Рыбачье в Исык-Кульской впадине.

Основную роль в составе осадков веерной фации пролювия собственно-подгорных шлейфов играют легкие алевритовые суглинки и тяжелые алевритовые супеси, реже встречаются тяжелые и легкие алевритовые глины (лёссовидного облика или не имеющие такового) и песчаные супеси с гравием, еще реже галечники, щебнистые галечники и дресвяники. Все перечисленные породы в той или иной степени карбонатны (кое-где очень сильно) и загипсованы. Нередко можно видеть, что выходы пород веерной фации покрыты белой корочкой гипса. Среди отмеченных пород наблюдаются тонко-горизонтальнослоистые разности, скрытослоистые и неслоистые. Супеси, суглинки и глины обычно макропористы, нередко вертикально и горизонтально трещиноваты. И хотя все они связаны либо с небольшими потоками, имеющими медленное течение, либо отложились из небольших застойных водоемов; в дальнейшем осадки претерпели диагенетическое преобразование и в конечном итоге являются типичными субаэральными. На это указывают их макропористость, трещиноватость, наличие карбонатных стяжений и т. п. В веерной фации пролювия собственно-подгорных шлейфов наблюдается закономерность, аналогичная таковой в веерной фации конусов выноса постоянных рек: ближе к горам она сложена преимущественно песчаными супесями, которые при удалении от гор сменяются суглинками и глинами. В ней можно выделить следующие субфации: транзит-

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КАРБОНАТНОСТЬ ОТЛОЖЕ

Место взятия образца	Номер слоя	Номер образца	Размеры		
			> 2	2—1	1—0,5
В 2,5 км северо-восточнее колхоза «Октябрь» (обн. 289)	—	242		0,426	0,317
В 1 км юго-восточнее сел. Коктума (обн. 389)	1	351	0,588	0,645	0,599
	2	350	0,712	0,202	0,106

ных русловых ложбин, селевую, иссякающих вееров и мелких временных застойных водоемов (табл. 17). Субфации межрусловых разливов здесь, по-видимому, не образуются из-за малой обводненности пролювиальных шлейфов.

Субфация транзитных русловых ложбин сложена галечниками и щебнистыми галечниками. Последние выполняют русловые ложбины, как четко оформленные, так и неясно выраженные. Размеры ложбин варьируют в больших пределах: их глубина изменяется от 0,5 до 3—3,5 м, а ширина от 4 до 40 м. Очень показателен карьер, расположенный в 0,5 км восточнее ст. Коктума. В нем видно, что суглинки прорезаны ложбинами довольно значительных размеров — до 3,5 м глубиной и 12 м шириной (рис.25). Галечники, выполняющие эти ложбины, содержат линзы суглинков. Здесь же между двумя ложбинами прослеживается скопление глыб, каждая из них имеет поперечник 0,3—0,5 м. Глыбы совершенно не окатаны, а промежутки между ними заполнены неотсортированной грязеподобной массой. Они, несомненно, отложены грязекаменным потоком и могут быть названы *селевой субфацией* веерной фации. Неясно выраженные русловые ложбины можно наблюдать в веерной фации пролювиального шлейфа в Исык-Кульской впадине, в 7 км к западу от г. Рыбачье. Они имеют глубину 0,1—0,3 м, ширину до нескольких десятков метров и выполнены щебнистыми галечниками, состоящими из галек кремнистых сланцев и кварцитов. Размер галек колеблется от 2—3 до 5 и даже до 10 см, т. е. здесь текли довольно быстрые потоки.

Маловодные частные рукава потоков, на которые дробился единый водоток после выхода из гор, в этой зоне разветвлялись на более мелкие — потоки-струйки. Их система имела в плане форму веера. Потоки-струйки, по-видимому, теряли русловой характер, т. е. не имели морфологически оформленных ложбин стока. Иссякая, они отлагали сверху вниз по течению песчаные супеси, алевроитовые супеси, суглинки и глины *субфации иссякающих вееров*. Они то неслоистые, то горизонтальнослоистые.

Таблица 17

НИЙ ВЕЕРНОЙ ФАЦИИ ШЛЕЙФА В АЛАКУЛЬСКОЙ ВПАДИНЕ, %

Фракций (мм)				Содержание карбонатов	Название породы
0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	< 0,01		
0,759	0,9	15,69	81,908	18	Глина тяжелая, алевроитовая Суглинок легкий, алевроитовый Супесь тяжелая, алевроитовая
1,262	3,677	60,592	32,637	Не определялось	
0,514	2,054	69,947	26,465	То же	

В Исык-Кульской впадине, в 7 км западнее г. Рыбачье пролювиальный шлейф подрезан р. Чу. Его поверхность ясно выраженная сводообразная. Так, в указанном пункте высота уступа над р. Чу 5 км. В западном и восточном направлениях она уменьшается. Примерно в 0,5 м к западу высота составляет 1 м. В уступе обнажаются желтовато-серые, легкие, почти горизон-

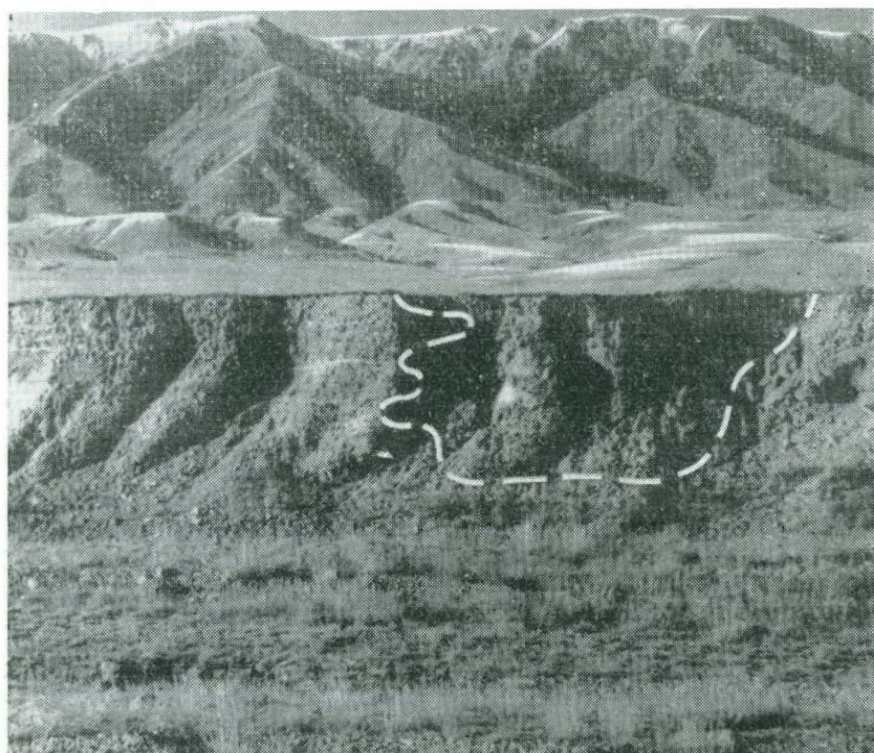


Рис. 25. Облик русловой ложбины, выполненной галечниками, в суглинках веерной фации пролювиального шлейфа. Алакульская впадина. На заднем плане хр. Джунгарский Алатау

тальнослоистые супеси, прорезанные неясно выраженными русловыми ложбинами, описанными выше.

Более тонкие породы — легкие суглинки и тяжелые супеси — участвуют в строении пролювиального шлейфа в Алакульской впадине. В 1 км юго-восточнее сел. Коктума (рис. 26) наблюдается следующий разрез отложений субфации исыкающих вееров (сверху):

1. Суглинок светло-серый, легкий, алевритовый, карбонатный, марающий руки с большим количеством карбонат-

- | | |
|---|-------|
| ных стяжений причудливой формы, неяснослоистый (см. табл. 17, обр. 351) | 3,5 м |
| 2. Супесь серовато-желтая, тяжелая, алевритовая с железистыми пятнами, оглеенная, неяснослоистая (см. табл. 17, обр. 350). Видимая мощность | 1,5 » |

Субфация мелких временных застойных водоемов представлена тонколистоватыми сильно карбонатными глинами, которые местами чередуются с супесчаными отложениями субфации илессяка-



Рис. 26. Неяснослоистые супеси и суглинки веерной фации (субфации илессякающих вееров) пролювиального шлейфа в Алакульской впадине (поперечное сечение)

ющих вееров. Показательно в этом отношении строение веерной фации пролювиального шлейфа в северной части Ферганской впадины в 6 км западнее сел. Пунган. Здесь в косослоистых гравийных супесях субфации илессякающих вееров (вершинная часть веерной фации) имеется линза глин около 1 м мощностью и 20 м длиной. Глина серая, тяжелая, сильно карбонатная, листоватая с тонкими прослойками серой супеси. По супесчаным прослойкам глина легко раскалывается на плитки толщиной 2—5 см (рис. 27).

В окраинной части (у поймы р. Сырдарьи) веерная фация образована чередующимися между собой алевритовыми супесями субфации илессякающих вееров и глинами, возникшими в небольших застойных водоемах. Мощность пластов супесей изменяется от 0,1 до 0,5 м, а глин от 0,03 до 0,3 м. В целом толща пород характери-

зается резко выраженной тонкой горизонтальной слоистостью (рис. 28). Ее слоистость подчеркивается тем, что глины образуют карнизы, а супеси — ниши. В супесях местами наблюдаются тонкие прослои гравия и включения гравийных зерен. Супеси в свою очередь характеризуются очень тонкой горизонтальной,



Рис. 27. Листоватые глины веерной фации (субфации мелких временных застойных водоемов) пролювиального шлейфа в Ферганской впадине (продольное сечение)

местами косой слоистостью. Пласты глин — тонколистоватые. Строение толщи позволяет предполагать, что во время ее накопления происходила частая смена условий осадконакопления по вертикали: медленные потоки, отлагавшие супеси, сменялись неглубокими застойными водоемами, в которых накапливались тонколистоватые глины.

Образования веерной фации собственно-подгорных пролювиальных шлейфов охарактеризованных районов не имеют лёссов

видного облика. Породы, сходные с настоящими лёссами (лёссовидные) развиты лишь в верней фации шлейфа в районе г. Самарканда. Здесь в 9 км от вершины шлейфа, ниже по течению р. Агалык, в обрывах канала Даргом, отчетливо видно, что толща

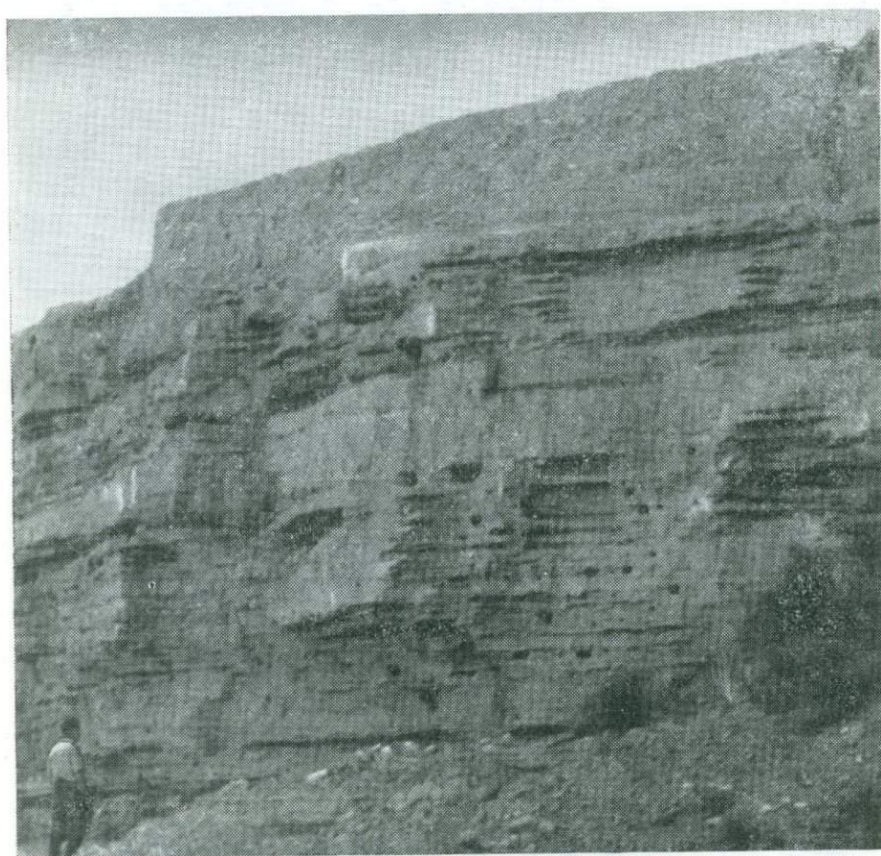


Рис. 28. Резко выраженная тонкая горизонтальная слоистость в отложениях верней фации пролювиального шлейфа в северной части Ферганской впадины (продольное сечение). Чередование супесей субфации иссякающих вееров и тонколистватых глин небольших застойных водоемов

пород верней фации в большей своей части имеет лёссовидный облик. Она образована чередующимися между собой алевроитовыми лёссовидными глинами субфации иссякающих вееров и дресвяниками и плохо окатанными галечниками субфации русел. Лёссовидные глины то легкие, то тяжелые, иногда сильно карбонатные (табл. 18, образцы 299—305). Вся толща характеризуется

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КАРБОНАТНОСТЬ ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШЛЕЙФА
В РАЙОНЕ Г. САМАРКАНДА, %

Место взятия образца	Номер слоя	Номер образца	Размеры фракций (мм)							Содержание карбонатов	Название породы
			> 2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	< 0,01		
У канала Даргом близ г. Самарканда (обн. 354)	2	299	9,254	6,798	5,071	4,834	22,014	5,895	46,134	10,6	Глина тяжелая, алевритовая, лёссовидная
	5	300	3,961	3,248	1,459	1,548	1,326	25,711	62,747	22	Глина легкая, алевритовая, карбонатная, лёссовидная
	5	301	—	—	0,019	0,054	0,494	42,237	57,196	21	Глина тяжелая, карбонатная, алевритовая лёссовидная
	6	302	0,671	2,045	2,248	2,292	1,850	18,476	72,418	27	Глина тяжелая, сильно карбонатная, алевритовая (погребенная почва)
	7	303	—	0,422	0,531	0,827	0,907	18,969	78,344	22,4	Глина тяжелая, карбонатная, алевритовая, лёссовидная
	9	305	—	0,926	0,655	0,816	1,297	20,935	75,371	21,6	Глина легкая, карбонатная, алевритовая, лёссовидная
Близ р. Сиаб в районе г. Самарканда (обн. 355)	1	306	—	—	0,021	0,190	1,763	40,215	57,811	31,6	Глина тяжелая, сильно карбонатная, алевритовая, лёссовидная
	3	307	—	—	0,025	0,061	0,276	19,815	79,823	20,6	Глина тяжелая, карбонатная, алевритовая, лёссовидная
	9	308	—	—	0,019	0,03	0,995	18,982	79,973	23	То же
В 2,8 км от обн. 355 по дороге на Бухару (обн. 356)	—	310	—	—	—	0,011	0,114	46,95	52,925	21,4	Глина легкая, карбонатная, алевритовая, лёссовидная



Рис. 29. Ясно выраженная горизонтальная слоистость в отложениях верной фации пролювиального плейфа в Зеравшанской впадине (поперечное сечение). Чередование лёссовидных глин, дресвянников и галечников

четко выраженной грубой почти горизонтальной слоистостью (рис. 29). Ее разрез следующий (снизу):

- | | |
|---|-------|
| 1. Дресвянники со щебнями и пески дресвяные очень тонкогоризонтальнослоистые, местами косослоистые (рис. 30). Видимая мощность | 3 м |
| 2. Глина желтовато-серая, тяжелая, алевритовая, карбонатная, лёссовидная (см. табл. 18, обр. 299) | 0,7 » |
| 3. Дресвянники и пески дресвяные | 2 » |
| 4. Галечники плохо окатанные | 0,3 » |
| 5. Внизу — глина палевая, легкая, алевритовая, карбонатная, лёссовидная (см. табл. 18, обр. 300), сверху — глина палевая, тяжелая, алевритовая, карбонатная, лёссовидная (см. табл. 18, обр. 301) | 4 » |
| 6. Погребенная почва серовато-палевого цвета, комковатой текстуры. Механический анализ почвы показал, что | |

это — глина тяжелая, алевритовая, более карбонатная (см. табл. 18, обр. 302), чем породы постели и кровли (см. табл. 18, обр. 302)	0,5 м
7. Глина палевая, тяжелая, алевритовая, карбонатная, лёссовидная (см. табл. 18, обр. 303)	3 »
8. Чередующиеся между собой дресвяники и дресвяные пески	1,5 »
9. Глина палевая, легкая, алевритовая, карбонатная, лёссовидная (см. табл. 18, обр. 305)	3,5 »



Рис. 30. Дресвяники и дресвяные пески очень тонко-горизонтальнослоистые, местами косослоистые. Деталь основания обнажения, показанного на рис. 29

Вскрытая мощность отложений 18,5 м.

К описанным отложениям на территории парка г. Самарканда приурочена верхнепалеолитическая стоянка [135], подтверждающая их позднплейстоценовый возраст.

Вниз по шлейфу дресвяные прослои в толще тонкообломочных пород веерной фации замещаются дресвяными песками, а сама толща становится все более лёссовидной. Так, в 9 км ниже канала Даргом, близ р. Сиаб имеется такой разрез (снизу):

1. Глина палевая, тяжелая, алевритовая, сильно карбонатная (см. табл. 18, обр. 306), лёссовидная	1,5 м
2. Дресвяники и дресвяные пески	3,0 »

3. Глина палевая, тяжелая, алевритовая, карбонатная (см. табл. 18, обр. 307), лёссовидная со столбчатой отдельностью	4,0 м
4. Погребенная почва серовато-палевого цвета, комковатой текстуры	0,3 »
5. Глина палевая, тяжелая, алевритовая, карбонатная, лёссовидная	0,6 »
6. Погребенная почва серовато-палевая, комковатая	0,1 »
7. Глина палевая, тяжелая, алевритовая, карбонатная, лёссовидная	8,0 »
8. Пески дресвяные	2,0 »
9. Глина палевая, тяжелая, алевритовая, карбонатная (см. табл. 18, обр. 308), лёссовидная	10,0 »

Вскрытая мощность отложений 29,5 м. В разрезе преобладают тяжелые алевритовые лёссовидные глины.

Наконец, приблизительно на расстоянии 20 км от вершины шлейфа (близ р. Зеравшан) в дорожных выемках прослеживается только верхняя часть описанной толщи верной фации мощностью около 14 м. Это уже более или менее однородная толща лёссовидных глин (легких, алевритовых и карбонатных; см. табл. 18, обр. 310), то тонкослоистых (иногда даже листоватых), то скрытослоистых. Она подстилается серыми тонкозернистыми песками, вскрытыми на 0,5 м (рис. 31). Именно в периферической части шлейфа лёссовидность пролювиальных отложений наиболее ярко выражена. Породы этой части шлейфа очень сходны с настоящими лёссами. Заметим, однако, что называть эти породы лёссами, как это делают некоторые исследователи, нельзя из-за их слоистости, т. е. неоднородности. Возникновение лёссовидных пород в пролювии этого шлейфа связано с его формированием за счет переотложения элювия гранитов, богатого пылевыми частицами.

Присутствие в самаркандском шлейфе дресвяников и дресвяных песков, возникших в результате размыва гранитов хр. Кара-Тюбе, казалось бы, бесспорно свидетельствует о пролювиальном происхождении лёссовидных фаций. Однако имеются данные, указывающие на то, что в их накоплении, кроме пролювиальных процессов, участвовали и эоловые. А. А. Лазаренко [74], специально занимавшийся изучением терригенных компонентов в лёссовидных породах (для выяснения генезиса последних), приводит состав тяжелых минералов из фракции 0,1—0,01 мм. Среди тяжелых минералов наряду с типичными для гранитов встречен эпидот в количестве 2—12%. Поскольку самаркандский шлейф сформировался в результате размыва только гранитов, появление эпидота в его фациях можно объяснить, пожалуй, только заносом эоловым путем. Е. В. Шанцер [147], касаясь строения самаркандского пролювиального шлейфа, указывает: «В частности, остается весьма вероятным значительное участие эоловой пыли в накоплении даже лёссовидных толщ самаркандского типа, поскольку наличие в их составе прослоев несомненно пролювиального материала отнюдь не исключает этой возмож-

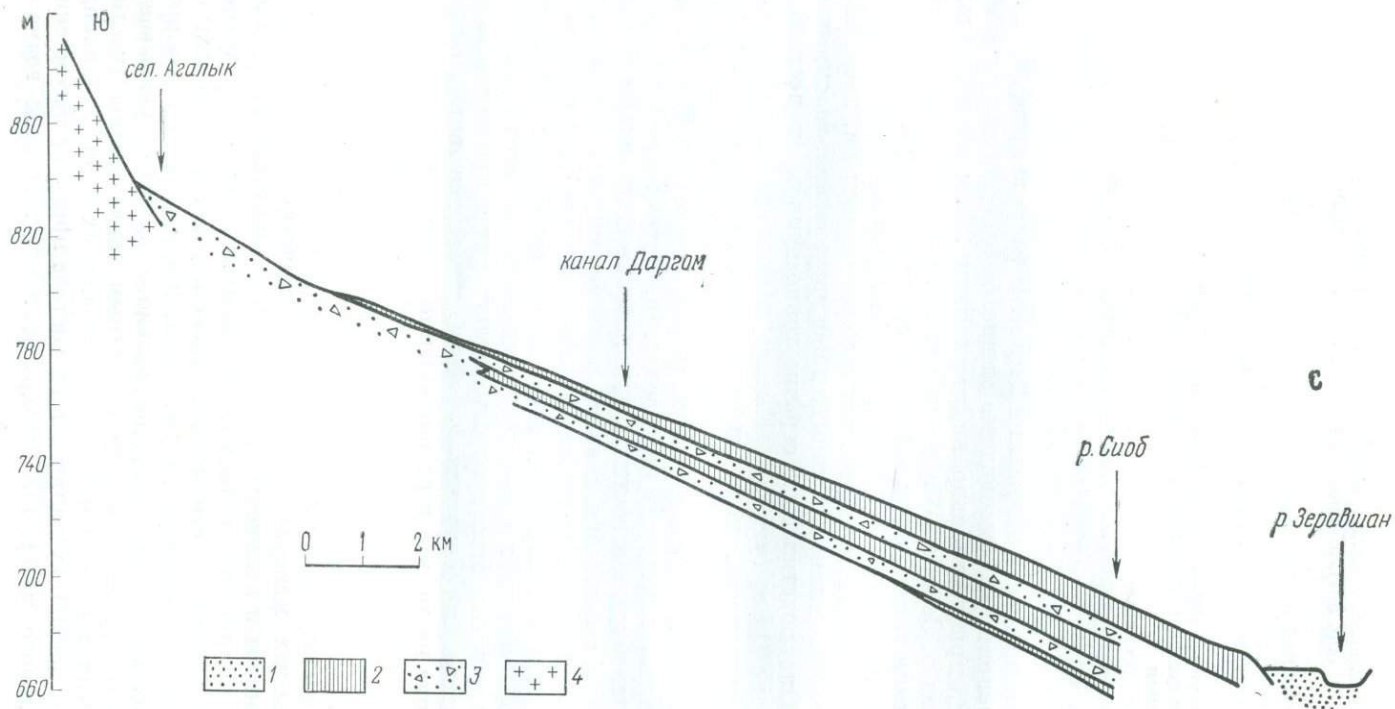


Рис. 31. Схематический геологический профиль через пролювиальный шлейф в районе г. Самарканда.
 1 — аллювий голоценовый; пролювий позднеплейстоценовый; 2 — глины алевритовые лёссовидные, 3 — суглинки древесные и древес-
 ники; 4 — граниты элювированные

ности» (с. 206). Но на данном этапе наших знаний мы не в состоянии подсчитать процент участия эоловой пыли в лёссовидных породах этого шлейфа.

Б. МЕЖКОНУСНЫЙ ПРОЛЮВИЙ

Межконусный пролювий изучался нами в Алакульской впадине — в понижениях между конусом выноса р. Джаманты и расположенным от него к юго-востоку шлейфом (в районе сел. Коктума) и в межконусных понижениях последнего (главным образом у ж.-д. ст. Коктума). Межконусный пролювий характеризуется крайней пестротой литологического состава, что связано с непостоянным режимом водотоков. В нем также прослеживаются потоковая и веерная фации (табл. 19), но менее четко выраженные и не образующие столь же правильно сменяющих друг друга зон. Потоковая фация межконусного пролювия представлена мелкими плохо окатанными галечниками с песчаным заполнителем, с линзами суглинков и глин. Галечники плохо промыты и обладают весьма несовершенной сортировкой; они характеризуются почти горизонтальной невыдержанной слоистостью. Местами в них видна косая слоистость, которая наклонена вниз по течению ручья под углом до 20° .

Приблизительно в 0,4 км западнее сел. Коктума в стенке оврага, пересекающего межконусные отложения, видны серые, мелкие с разнотельным пылеватым песком в заполнителе галечники. В них прослеживается линза (мощностью 0,5 м и длиной 4 м), состоящая из чередующихся серой пористой карбонатной тяжелой алевроитовой глины (табл. 20, обр. 238) и темно-серой алевроитовой супеси. Слоистость в глинах иногда изогнутая — слоистость облекания. Мощность слоев колеблется от 1 до 8—14 см. Глины легко раскалываются на тонкие плитки по плоскостям напластования. В супесях и глинах встречаются крошечные почти правильной округлой формы диаметром 5 см, заполненные глиняной крошкой (рис. 32). Видимая мощность галечников 1 м. На них по неровной границе налегают глины веерной фации.

В 0,1 км выше этого обнажения галечники по-прежнему мелкие и характеризуются неправильной линзовидной слоистостью, а в некоторых местах — косой. Косая слоистость наклонена вниз по течению ручья под углом $10-20^\circ$. В галечниках прослеживается линза суглинка, содержащая, в свою очередь, тонкие линзы глин и супесей. Видимая мощность галечников 1 м. Они перекрываются глинами веерной фации.

Еще выше по оврагу глины веерной фации выклиниваются и видны только галечники потоковой. Их истинная мощность не превышает, вероятно, 3—4 м. Они возникли в результате деятельности русловых потоков и являются аналогами осадков субфации русел пролювия собственно-подгорных шлейфов. В них, как и

Таблица 19

ФАЦИИ И СУБФАЦИИ, ВСТРЕЧАЮЩИЕСЯ В ПРОЛУВИИ
ПОСТОЯННЫХ РЕК И ВРЕМЕННЫХ ПОТОКОВ

Разновидности пролювия	Категории пролювия	Фации	Субфации
Пролувиий постоянных рек	—	Потоковая	Русел (отложения потоков и заиляющихся участков русел) Селевая (отложения водокаменных и грязекаменных селей) Устьевых выносов мелких боковых рукавов Вершинных разливов
		Веерная	Транзитных русловых ложбин Иссякающих вееров Межрусловых разливов Мелких временных застойных водоемов
		Застойно-водная	Концевых частей транзитных русловых ложбин Распластывающихся потоков Болотно-солончаковая Озеровидных разливов
Пролувиий временных потоков (пролювиий подгорных шлейфов)	Пролувиий собственно-подгорных шлейфов	Потоковая	Русел (отложения потоков и заиляющихся участков русел) Селевая (отложения водокаменных и грязекаменных селей)
	Межконусный пролювий	Веерная	Транзитных русловых ложбин Селевая Иссякающих вееров Мелких временных застойных водоемов
		Потоковая	Русел (отложения потоков и заиляющихся участков русел)
		Веерная	Транзитных русловых ложбин Иссякающих вееров Мелких временных застойных водоемов

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КАРБОНАТНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕЕРНОЙ ФАЦИИ ПРОЛЮВИЯ
И ПОДСТИЛАЮЩИХ ИХ ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ У СЕЛ. КОКТУМА
И ВЛИЗ Ж.-Д. СТАНЦИИ КОКТУМА В АЛАКУЛЬСКОЙ ВПАДИНЕ, %

Место взятия образца	Номер слоя	Номер об- разца	Размеры фракций (мм)							Содер- жание карбо- натов	Название породы
			>2	2-1	1-0,5	0,5- 0,25	0,25- 0,1	0,1- 0,01	<0,01		
Берег оз. Ала- куль, у сел. Кок- тума (обн. 254)	1	212	0,458	—	—	0,021	0,219	10,094	82,208	29	Глина тяжелая, алеврито- вая, сильно карбонатная
	2	211	9,316	1,963	1,240	5,499	11,123	38,289	32,570	10	Суглинок легкий, песчано- алевритовый
	3	210	1,146	—	0,011	0,039	0,194	13,116	85,494	15,5	Глина тяжелая, алеврито- вая
	4	209	0,118	0,013	0,014	0,123	1,367	68,218	30,167	8	Суглинок легкий, алеврито- вый
	5	208	0,704	0,114	0,054	0,198	0,646	27,577	70,707	5	Глина тяжелая, алеврито- вая
	6	206	—	0,052	0,260	5,783	22,405	52,646	17,854	5,2	Супесь легкая, песчано-але- вритовая
	6	207	—	—	0,055	0,648	2,495	41,44	55,362	2,9	Глина легкая, алевритовая
В 0,5 км запад- нее сел. Коктума (обн. 287)		238	—	—	0,011	0,054	0,393	25,483	74,059	10,0	Глина тяжелая, алеврито- вая
		239	—	0,266	0,406	4,180	10,890	27,286	56,972	12,8	Глина легкая, песчано-але- вритовая
У западной ок- раины ст. Кокту- ма (обн. 405)		376	0,116	—	0,035	0,082	0,46	39,842	59,465	Не опре- деля- лось	Глина легкая, алевритовая

в субфаши русел проловия собственно-подгорных шлейфов, распознаются осадки водотоков (галечники) и отложения заиляющих участков русел (суглинки и глины). Отложения селевых потоков в межконусном проловии не были встречены, но их присутствие в нем вполне вероятно.

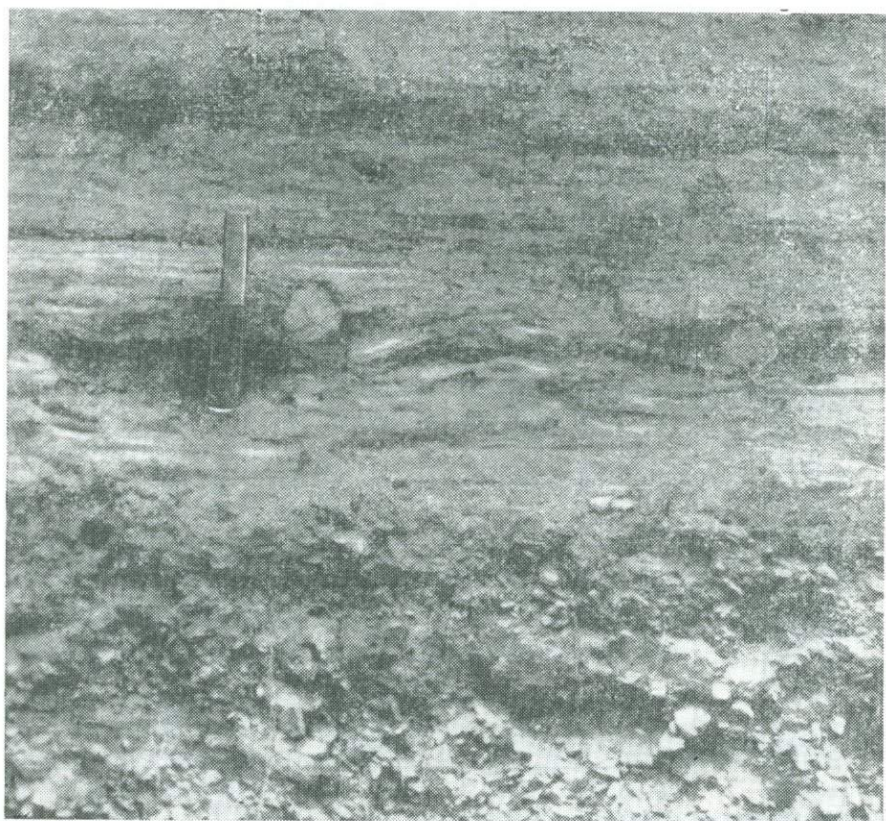


Рис. 32. Облик отложений потоковой фаши межконусного проловия в Алакульской впадине, в 0,4 км западнее сел. Коктума (продольное сечение). Внизу галечники, сверху глины и супеси горизонтальнослоистые с кропинами

Веерная фаши межконусного проловия образована не имеющими лёссовидного облика суглинками и глинами, содержащими включения галек, валунов и зерен гравия. В них нередко наблюдаются линзы и линзовидные прослойки песков и галечников, представляющих собой осадки руслового типа. Глины и суглинки то неслоистые, то тонколистоватые. Изучение разрезов веерной фаши межконусного проловия показало, что в них можно рас-

познать следующие субфации: транзитных русловых ложбин (галечники и пески), иссякающих вееров (неслоистые глины и суглинки) и мелких временных застойных водоемов типа луж (тонкогоризонтальнослоистые и листоватые глины).

Разрез веерной фации межконусного пролювия имеется у сел. Коктума. Здесь в обрыве к оз. Алакуль обнажаются (сверху):

- | | |
|--|-------|
| 1. Глина светло-серая, тяжелая, алевроитовая, макропористая, сильно карбонатная, неслоистая (см. табл. 20, обр. 212) с прослоем темно-серой, гумусированной, легкой, алевроитовой карбонатной супеси мощностью 5—10 см | 2,2 м |
| 2. Суглинок серый до темно-серого, гумусированный, легкий, песчано-алевритовый, карбонатный (см. табл. 20, обр. 211), макропористый, с мелкими плохо окатанными зернами гравия | 0,3 » |
| 3. Глина желтовато-серая, тяжелая, алевроитовая, карбонатная (15,5%) с карбонатными стяжениями. Поверхность выхода пласта покрыта карбонатной корочкой светло-желтого цвета | 0,7 » |

Ниже обнажаются осадки, возникшие в озерной и болотной обстановке. Разрез их следующий (сверху):

- | | |
|---|-------|
| 4. Суглинок легкий, алевроитовый (см. табл. 20, обр. 209), залегает в форме линзы | 0,2 м |
| 5. Глина от желтой до темно-желтой, тяжелая, алевроитовая, оглеенная (см. табл. 20, обр. 208) с железистыми бобовинами, с выцветами гипса на поверхности выхода, с линзами гравия (мощностью 0,4 м и длиной 1,5 м) и мелкого галечника (мощностью 0,3 м в раздуже и длиной 1,4 м). Зерна гравия и гальки окатаны плохо | 0,8 » |
| 6. Глина желтая легкая, алевроитовая (во влажном состоянии легко скатывается в шарик), чередующаяся с темно-серой легкой песчано-алевритовой супесью (см. табл. 20, обр. 207 и 206). Мощность отдельных слоев колеблется от 2 до 20 см. Глины и супеси оглеены, в них прослеживаются желтые пятна и бобовины окислов железа | 1,2 » |

Кровля озерно-болотных осадков возвышается над урезом оз. Алакуль примерно на 2 м. Следовательно, его уровень в то время был выше современного приблизительно на такую же величину.

Осматривая выходы глины и суглинков веерной фации по соседству с описанным обнажением, можно заметить, что в них встречаются русловые ложбины как четко оформленные, так и неясно очерченные. Четко оформленные русловые ложбины имеют ширину 1,5 м и глубину около 1 м. Они выполнены галечниками. Нечетко оформленные ложбины достигают 10 м ширины и 0,8 м

глубины. Они выполнены темно-серыми песками с гравием, в которых в свою очередь видны тонкие линзы (мощностью 5 см) суглинков. В описанных отложениях найдены остатки нижней челюсти *Saiga tatarica* L. и обломки зубов *Eguus hemionus* P a l., которые, судя по фоссиллизации, имеют не голоценовый, а более древний возраст (определение и заключение Э. В. Вангейнгейм).



Рис. 33. Глины верной фации межконусного пролювия, насыщенные тонкими прослоями песков и мелких галечников. Алакульская впадина

При движении от сел. Коктума вверх по оврагу, рассекающему межконусное понижение по радиусу, видно, что количество песчаных прослоев и линз галечников в глинах возрастает. В 0,2 км от сел. Коктума в левой стенке оврага глины содержат многочисленные прослои темно-серого песка и местами мелкого галечника (рис. 33). В 0,4 км выше сел. Коктума в глинах имеются

включения валунов до 0,15 м в поперечнике, мелкой гальки и зерен гравия, а также линзы мелкого галечника неправильной формы. Мощность глин около 2 м. Они подстилаются мелкими галечниками, описанными выше. В 0,5 км выше сел. Коктума прослеживаются желтовато-серые легкие, песчано-алевритовые (см. табл. 20, обр. 239), карбонатные, марающиеся, макропористые глины с фауной моллюсков и большим количеством линз мелкого галечника. Линзы то тонкие, вытянутые по плоскости напластования, то гнездообразные. Мощность глин здесь уменьшается до 1,4 м. Несколько выше этого обнажения они выклиниваются.

Другим пунктом, в котором изучались отложения веерной фации межконусного пролювия, является карьер, расположенный в межшлейфовом понижении в 1 км северо-западнее ст. Коктума. Здесь вскрыты серые, тяжелые, алевритовые, карбонатные глины с линзами (мощностью до 0,5 м) и прослоями галечников (протяженностью до нескольких метров и мощностью 5—10 см). Глины то тонко-горизонтальнослоистые, кое-где даже листоватые, то скрытослоистые, раскалывающиеся на плитки толщиной 1—2 см. Они не оглеены, содержат включения валунов до 0,2 м в поперечнике, иногда перемешаны с мелким гравием. У западной окраины ст. Коктума вскрыты легкие алевритовые глины (см. табл. 20, обр. 376) с линзой галечника мощностью около 2 м и длиной примерно 7 м. В линзе, в свою очередь, содержатся линзы гравия и глин. Вскрытая мощность глин около 3 м.

Характерной особенностью межконусного пролювия является его крайне невыдержанный, неправильно линзовидный облик слоистости в радиальном направлении, а также чрезвычайная неоднородность состава. Она выражается, например, в том, что линзы супесей в галечниках содержат, в свою очередь, линзы глин и песка. Этим межконусный пролювий довольно резко отличается от пролювия собственно-подгорных шлейфов, являющегося более однородным.

По-видимому, одновременно с накоплением межконусного пролювия на конусах выноса постоянных рек и подгорных пролювиальных шлейфах позднеплейстоценового возраста шло накопление делювия в местах их сочленения с более древними образованиями. Так, делювиальные осадки имеются на ргайтинском конусе выноса. На левом склоне р. Ргайты у выхода из гор виден следующий разрез делювия (снизу):

1. Супеси желтовато-серые, макропористые с псевдомицелием и включениями гравия и мелкой гальки 4,0 м
2. Пески от серых до темно-серых, средне-крупнозернистые, пылеватые с прослоями гравия и включениями гальки. Прослой гравия наклонены под углом 5—7° параллельно склону. Контакт с нижележащим слоем четкий 4,0 »

Общая максимальная мощность делювия, составляющая 8 м, наблюдается у подножия склона. При движении вверх и вниз по склону она уменьшается.

Погрубение материала осадков делювия снизу вверх по разрезу указывает на то, что мощность струй дождевых и талых снеговых вод во второй половине его формирования возросла, что скорее всего связано с увлажнением климата.

Итак, детальное изучение литолого-текстурных особенностей осадков, слагающих веерную и застойноводную фации пролювия крупных конусов выноса постоянных рек и подгорных шлейфов позднелейстоценового возраста, показало, что в их составе, как правило, отсутствуют лёссовидные породы, т. е. породы, близкие по облику к настоящим лёссам. Что же касается самих лёссов, то вопреки распространенному мнению, они для этих фаций совершенно не характерны.

Лёссовидные породы развиты иногда в составе веерной фации пролювиальных шлейфов лишь в специфической обстановке, например в районе г. Самарканда, где, как указывалось, пролювий формировался за счет переотложения элювия гранитов, богатого пылеватыми частицами. В подавляющем же большинстве случаев даже самые мелкозернистые разности пород собственно-подгорных шлейфов лёссовидными не являются.

На конусах выноса постоянных рек лёссовидные фации вообще отсутствуют, если, конечно, не понимать под «лёссовидными» любые пылеватые породы, как это делает Г. А. Мавлянов [87], относя к «лёссовидным» породам мелкозернистые образования конусов выноса Южной Ферганы. В периферических частях крупных конусов выноса постоянных рек и на подгорных шлейфах, образованных временными потоками, распространены обычно малопористые и непросадочные породы, часто оглеенные, не имеющие палеовой окраски и не обладающие той мягкостью, которая характерна для лёссовидных пород.

Породы лёссовидного облика и лёссы отсутствуют и в фациях голоценового пролювия. В связи с этим интересно привести некоторые выводы Г. А. Мавлянова [87]. Остановившись на генетических особенностях лёсса ташкентского комплекса в При-ташкентском районе, которые, по его мнению, характеризуют лёсс как пролювиальное образование, Г. А. Мавлянов [87] пишет: «Мощная толща лёсса (более 80 м) неслоиста, не имеет линз и прослоев галечника и песка, но отличается однородностью в гранулометрическом составе с преобладанием пылевой фракции» (с. 180). И далее: «В концевой части пролювиальных отложений лёсс имеет однообразный гранулометрический состав. Указанное однообразие нами прослежено в горизонтальном направлении на десятки километров, а в вертикальном — на глубину до 30 м» (там же, с. 180). Это резко противоречит собранным нами данным. Указанные Г. А. Мавляновым черты совершенно не свойственны пролювиальным фациям. Описанный им лёсс, как будет показано

ниже, никакого отношения к пролювию не имеет. И еще один пример. Э. Н. Вайман [9], исследовавшая просадочность различных генетических лёссов и лёссовидных пород некоторых районов Средней Азии, считает, что лёсс ташкентского комплекса обладает наибольшей просадочностью, даже большей, чем водораздельный золотой лёсс Южно-Таджикской депрессии. Это очень интересный факт, свидетельствующий о недоуплотненности лёсса ташкентского комплекса, которая не свойственна мелкозернистым разностям пород периферических частей позднплейстоценовых конусов выноса. Однако Э. Н. Вайман, вслед за Г. А. Мавляновым, лёсс ташкентского комплекса относит к пролювиальным образованиям.

Подводя итоги литолого-фациального описания пролювиальных отложений, укажем их наиболее характерные особенности, которые в какой-то мере смогут помочь исследователям распознать пролювиальные образования в древних толщах.

1. Для типичных пролювиальных образований свойственно резкое изменение гранулометрического состава в радиальном направлении. На сравнительно коротком расстоянии от вершины конуса или шлейфа (3—18 км) валунные галечники замещаются суглинками и глинами.

2. Все фации пролювия (потоковая, веерная и застойноводная) имеют пестрый литологический состав (чередование линз и прослоев разного гранулометрического состава, разной сортировки и окатанности), что связано с непостоянным режимом потоков, легкой латеральной миграцией их с образованием застойных водоемов в понижениях рельефа.

3. В конусах выноса постоянных рек галечники потоковой фации имеют преимущественно среднюю (реже слабую) окатанность, в пролювии временных водотоков — плохую. Кое-где это даже не галечники, а щебни. Сортировка обломочного материала в конусах выноса постоянных рек в общем средняя и слабая, изменяющаяся от пласта к пласту и от линзы к линзе. Крупногалечные пласты отсортированы хуже, чем мелкогалечные, ибо при отложении крупногалечного материала возникают пустоты, в которые легко проникает псаммито-алеврито-пелитовый материал. Сортировка пролювиальных отложений временных потоков несовершенная, намного хуже таковой в пролювии постоянных рек.

4. Пролувиальные осадки в отличие от аллювиальных имеют, как правило, значительно бóльшую мощность. Так, общая мощность четвертичных пролювиальных образований (исключая верхнеплейстоценовые) в Ферганской впадине достигает 450—500 м, а в Алакульской около 400 м.

5. Среди исследователей пролювия до самого последнего времени существуют следующие утверждения: «Слоистость в пролювиальных отложениях обычно отсутствует, иногда встречается грубая линзовидная слоистость — неправильные линзы более

грубого или, наоборот, более тонкого материала. И только в тонкозернистых (например, в лёссе) разностях пролювия наблюдается иногда слоистость, а также горизонты погребенных почв» [63, с. 50—51]. Между тем пролювиальным отложениям постоянных рек и временных потоков в действительности свойственна четкая, преимущественно почти горизонтальная тонкая и грубая слоистость, слабо наклоненная вниз по течению рек, параллельно поверхности конуса выноса или подгорного шлейфа.

6. Если в определении лёсса следовать вслед за большинством исследователей (т. е. понимать под ним неслоистую, очень однородную, пористую, просадочную и т. п. породу), то мы должны признать, что в описанных разновидностях пролювия лёсс отсутствует, а лёссовидные породы встречаются редко.

Глава VI

СТАДИИ РАЗВИТИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ КОНУСОВ ВЫНОСА

Тектонические и климатические факторы крайне осложняют задачу выяснения истинного влияния самого процесса пролювиальной аккумуляции на ход формирования конусов выноса, или внутренних закономерностей их саморазвития. Поэтому приходится ограничиваться построением общей грубой абстрактно-логической, или идеализированной, схемы процесса, фактическое подкрепление которой можно найти главным образом в особенностях геологического профиля сохского конуса выноса, построенного по буровым скважинам.

Ниже приводится вероятная схема такого саморазвития конуса выноса, при рассмотрении которой влияние изменений климата и тектоники не учитывается. В саморазвитии конуса выноса можно выделить две стадии: общего роста и вершинного врезания. Первая, в свою очередь, подразделяется на две субстадии — трансгрессивного и регрессивного развития фациальных зон пролювия.

В начале трансгрессивной субстадии поток, выйдя из гор на подгорную равнину, формирует небольшой конус выноса. Он характеризуется относительно крутой поверхностью, а граница между потоковой и веерной фациями (или между вершинной и срединной зонами) располагается вблизи подножия гор. В дальнейшем конус выноса растет, наступая на лежащую впереди равнину. При этом граница между потоковой и веерной фациями продвигается вперед, а ранее образованная веерная фация перекрывается потоковой (рис. 34). Рост конуса выноса приводит таким образом к смещению границ фациальных зон в дистальную сторону, а также к изменению его морфологии: он становится длиннее и положе. В подтверждение сказанного можно привести данные Д. Андерсона и К. Хисси [159], которые изучали развитие овражных конусов выноса на обрыве Франклина (Аляска). Они отмечают, что в начальной стадии формирования уклоны конусов велики. Дальнейшее их развитие приводит к тому, что уклоны уменьшаются, а поверхности увеличиваются.

Увеличение поверхности конуса выноса влечет за собой замедление его роста в силу распределения того же количества материала на большей площади. Одновременно с этим скорость врезания долины в горах нередко замедляется в связи с выработкой ее продольного профиля, а следовательно, уменьшается количество обломочного материала, поступающего на конус.

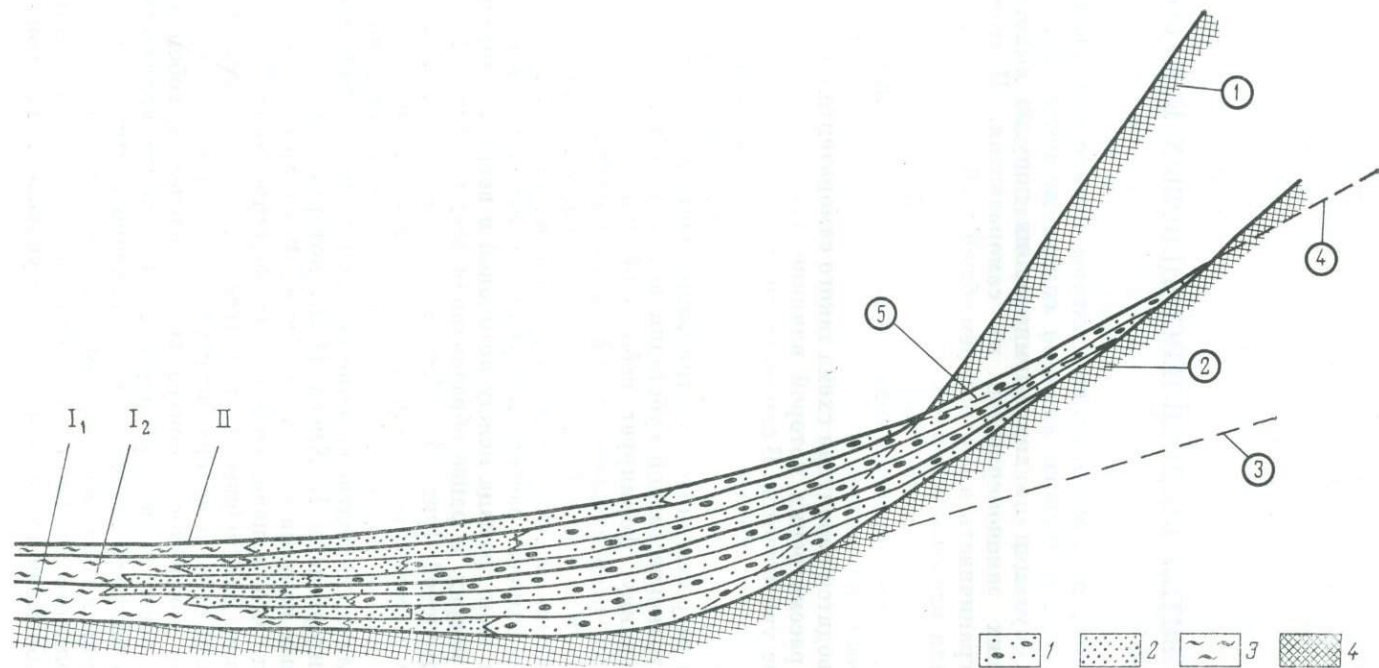


Рис. 34. Идеализированная схема формирования конуса выноса.

1 — верхняя зона накопления отложений потоковой фации; 2 — срединная зона накопления осадков верной фации; 3 — краевая зона накопления образований застойно-водной фации; 4 — породы ложа и горного склона. Римские цифры — стадии формирования конуса выноса; отложения стадии общего роста конуса: I₁ — отложения субстадии трансгрессивного развития фациальных зон пролювия, I₂ — отложения субстадии регрессивного развития фациальных зон пролювия, II — отложения стадии вершинного врезания. Цифры в кружках: 1 — горный склон; 2 — исходный профиль дна долины; уклон вершины конуса: 3 — в начале его формирования, 4 — в конце второй стадии его развития. 5 — ложе потока в стадию вершинного врезания

Это приводит к еще большему замедлению скорости роста конуса выноса. Более всего от недостатка материала начинает «страдать» периферическая зона конуса выноса, в пределах которой наращивание осадков с течением времени прогрессивно замедляется. В дальнейшем этот процесс охватывает и срединную зону конуса выноса. Другими словами, область аккумуляции на конусе выноса смещается в сторону гор, т. е. начинается регрессивное развитие фациальных зон пролювия. Граница между потоковой и веерной фациями отодвигается в сторону гор, и веерная фация погребает под собой потоковую, что подтверждается наблюдениями (см. рис. 11). Мелкозернистые осадки веерной фации, покрывающие периферию вершинной галечниковой зоны конуса выноса, не являются итогом намыва дождевыми и тальми снеговыми водами, — как предполагал К. В. Курдюков [73], а возникли именно в результате смещения фациальных зон, обусловленного внутренними закономерностями саморазвития конусов выноса.

Параллельно с этим происходит рост и увеличение крутизны вершины конуса выноса, которая входит в устье долины и постепенно продвигается вверх по течению. При сравнении уклона вершины саморазвивающегося конуса выноса в начале трансгрессивной субстадии и в конце регрессивной увеличение крутизны отчетливо обнаруживается (см. рис. 34). Следует оговориться, что наши рассуждения относятся именно к вершине конуса выноса, лишь частично заходящей в нижнюю часть долины. Эта часть конуса в устье долины сохраняет выпуклую форму; уклоны ее поверхности направлены по радиально расходящимся линиям, и расположенный выше единый поток здесь начинает дробиться на радиально-направленные рукава, что резко изменяет динамику накопления осадков, придавая ей специфические черты пролювиальной, а не аллювиальной аккумуляции. Поэтому, когда речь идет об увеличении уклонов, имеется в виду именно возрастание крутизны вершины конуса, а не сравнение с первоначальным продольным уклоном частично погребенного под ней дна устьевой части долины, развитие которого протекает под воздействием линейного, а не радиально растекающегося потока. По отношению к первоначальному продольному уклону дна долины уклоны поверхности конуса даже в его вершинной части всегда оказываются меньшими, но подобное сопоставление не может служить основой нашего анализа, поскольку в первую очередь должен быть учтен именно указанный фактор кардинального изменения динамики аккумуляции в пределах вершины конуса.

Увеличение крутизны вершинной части саморазвивающегося конуса выноса приводит к возрастанию скоростей течения радиально-направленных рукавов потока. Теперь для пропуска всей воды в вершине конуса выноса даже во время паводка требуется меньшее число радиально расходящихся русловых ложбин. Вода начинает концентрироваться в главном русле, а второстепенные русла постепенно отмирают. Энергия потока, сконцентри-

рованного в главном русле, возрастает. В результате этого аккумуляция обломочного материала в вершине конуса прекращается и начинается врезание потока в собственные наносы; аккумуляция продолжается лишь ниже по течению, на более пологонаклонных частях конуса.

В вершинной части конуса формируется устойчивая русловая ложбина, постепенно углубляющаяся. С течением времени в ней умещаются целиком все паводковые воды, что влечет за собой увеличение скорости руслового размыва, продолжающегося до тех пор, пока продольные уклоны врезающегося русла не уменьшатся настолько, что наступит динамическое равновесие между скоростью течения и расходами воды с одной стороны, и затратами энергии на перенос обломочного материала — с другой, т. е. полная сбалансированность прихода и расхода наносов. Ниже на конусе выноса будет продолжаться накопление пролювия. На этом заканчивается саморазвитие конуса выноса.

Можно полагать, что начало врезания потоков в вершинах конусов выноса было следствием саморазвития конусов выноса без участия тектонического фактора. Приходится, однако, отметить, что вершинные врезы, обязанные саморазвитию конусов выноса, отличить от врезов, вызванных тектоникой, трудно и, по-видимому, не всегда возможно. Позднеплейстоценовыми конусами выноса, у которых малые вершинные врезы связаны, скорее всего, с их саморазвитием, являются сохский, исфаринский и шахимарданский. Они прорезаны своими потоками в вершинных частях в общем на незначительную глубину (около 6 м) по сравнению с другими изученными нами конусами выноса, особенно, если иметь в виду, что р. Сох является довольно многоводной рекой. Таким образом, объяснять эти врезы влиянием новейшей тектоники нет никаких оснований.

Описанные стадии общего роста и вершинного врезания мы выделяем в общую фазу формирования конуса под названием *аккумулятивной*.

Тектоника и климат во время формирования конуса не оставались неизменными и не могли не оказать влияния на ход накопления пролювия. Впадины опускались, а горы поднимались и размывались, питая обломочным материалом конусы выноса. Об опускании Ферганской впадины, например, свидетельствует тот факт, что постель пролювия лежит более чем на 100 м ниже современного дна впадины, а его мощность в любом пункте поверхности конуса больше, чем относительное превышение этого пункта над дном впадины. В аккумулятивную фазу формирования позднеплейстоценовых конусов выноса накопились пролювиальные толщи мощностью порядка 100—160 м. Области сноса и аккумуляции в течение этой фазы длительное время находились на одном и том же месте.

Если мы будем рассматривать основание сохского конуса выноса (см. рис. 11), то увидим, что его строение противоречит

идеализированной схеме саморазвития конуса выноса, потому что более высокие по разрезу пласты потоковой фации в основании конуса не только не перекрывают нижележащие осадки верной фации, но имеют даже меньшую протяженность по сравнению с нижележащими пластами потоковой фации. Другими словами, в более ранние стадии формирования сохского конуса галечники потоковой фации выносились дальше от его вершины, чем в более поздние, что можно связать с осложняющим влиянием климато-географических условий того времени.

Изменения климата в аккумулятивную фазу формирования конусов выноса обусловили перестройку режима стока рек. Это хорошо устанавливается на конусах выноса Алакульской впадины, прорезанных молодыми долинами на значительные глубины. Для них характерна смена в разрезе двух пачек: нижней серовато-желтого цвета и верхней темно-серой окраски; они являются членами единой толщи рыхлых конгломератов без каких-либо перерывов.

Нижняя пачка представлена сильно заглиненными рыхлыми конгломератами. Это свидетельствует о большой мутности потоков, участвовавших в их накоплении. В верхней пачке содержание глинистого материала намного меньше, что указывает на ее формирование менее мутными потоками.

Не останавливаясь пока на конкретных примерах, подтверждающих «двучленное» строение пролювиальных толщ конусов выноса постоянных рек, выясним причины, обусловившие изменение режима стока рек. Исследуя возможные причины изменения мутности потоков во времени, можно выдвинуть следующее объяснение: нижняя пачка сильно заглиненных галечников формировалась при максимальном развитии ледников в горах и, в частности, в Джунгарском Алатау. Значительная мутность потоков первой половины оледенения была обязана ряду причин. Основная из них — движущиеся ледники, которые перетирала породы ложа и моренный материал и поставляли огромное количество тонкозернистого материала [100]. Последний ледниковыми потоками выносился в долины. Кроме того, при максимальном оледенении происходило и наиболее интенсивное морозное выветривание, приводившее к разрушению горных пород с образованием мелкообломочных частиц. Заметим, что большая мутность современных потоков ледникового питания общеизвестна и не требует каких-либо дополнительных пояснений.

Верхняя пачка менее заглиненных галечников в конусах выноса Алакульской впадины формировалась в фазу сокращения ледников в горах (во вторую половину оледенения), когда мутность потоков заметно уменьшилась и потоки стали меньше поставлять тонкообломочного материала. Этому способствовало и ослабление процессов морозного выветривания. Кроме того, как указывалось выше, в процессе роста конусов выноса их уклоны уменьшались и на конусах наступало динамическое равновесие.

Потоки многократно перемывали ранее принесенный материал на одном уровне и переотлагали его ниже по течению, что приводило к обезглипиванию пролювия верхней пачки.

Мощности пачек на разных конусах выноса и в различных частях одного и того же конуса сильно варьируют. В вершинах грайтинского, джамагинского и тоссорского конусов выноса мощности нижней и верхней пачек примерно одинаковы и каждая из них соответственно составляет 40, 30 и 22 м. В вершине тептекского конуса видимая мощность нижней пачки 8 м, а верхней около 12 м.

Ниже по течению мощности пачек уменьшаются. Так, например, в 10 км ниже выхода р. Джамагты из гор (или в 4,5 км выше оз. Алакуль) видимая мощность нижней пролювиальной пачки 1,5 м, а истинная мощность верхней 5 м. Еще ниже по течению, вначале нижняя пачка, а затем и верхняя уходят под голоценовый аллювий р. Джамагты. Аналогичная картина наблюдается на грайтинском конусе выноса. На конусе выноса р. Тоссор также происходит уменьшение мощностей пачек сверху вниз по течению, но в силу сравнительно небольших размеров этого конуса (радиальный поперечник около 4 км) пачки не успевают погрузиться под голоценовый аллювий и видны по периферии конуса близ оз. Иссык-Куль.

Уменьшение видимой мощности нижних пачек обусловлено тектоническими причинами — их погружениями к центральным частям впадин. Одна из главных причин сокращения мощностей верхних пачек — ослабление темпа аккумуляции в этом направлении в связи с недостатком обломочного материала, выносимого рекой из гор. Второй причиной, приведшей к уменьшению мощности верхней пачки, является частичный размыв ее в ходе последующего врезания современной долины, поскольку выходы верхней пачки приурочены к цоколям эрозионных террас, врезанных в пролювиальную толщу.

Аккумулятивная фаза сменилась на многих конусах выноса *эрозионно-аккумулятивной*. Вершинные части конусов выноса после стадии вершинного врезания (обязанной их саморазвитию без участия тектонического фактора) испытали подъем и стали прорезаться все глубже. Иными словами, в поднятия были вовлечены и части впадин, прилежащие к предгорьям и ранее являвшиеся областями аккумуляции, т. е. произошло смещение границ областей сноса и аккумуляции к центрам впадин. Врезание потоков в конусы выноса обуславливалось, по всей вероятности, не только расширением областей поднятий, но и одновременным опусканием впадин, что привело к еще большему перекосу конусов выноса или, другими словами, к увеличению углов их наклона. Для такого предположения имеется следующее основание: повторными шведировками по линиям железных дорог отмечается опускание центральной части Ферганской впадины по сравнению с периферическими ее частями [69]. Ссылаясь на данные Ю. Филиппова,

К. В. Курдюков [69] указывает, что с 1934 по 1948 г., т. е. за 14 лет, участок ж.-д. Коканд — Наманган, находящийся в 35 км от Коканда, опустился на 6,1 см по отношению к Коканду.

В эту фазу потоки размывали конусы выноса в вершинных частях, формировали террасы, сопровождающие молодую углу-

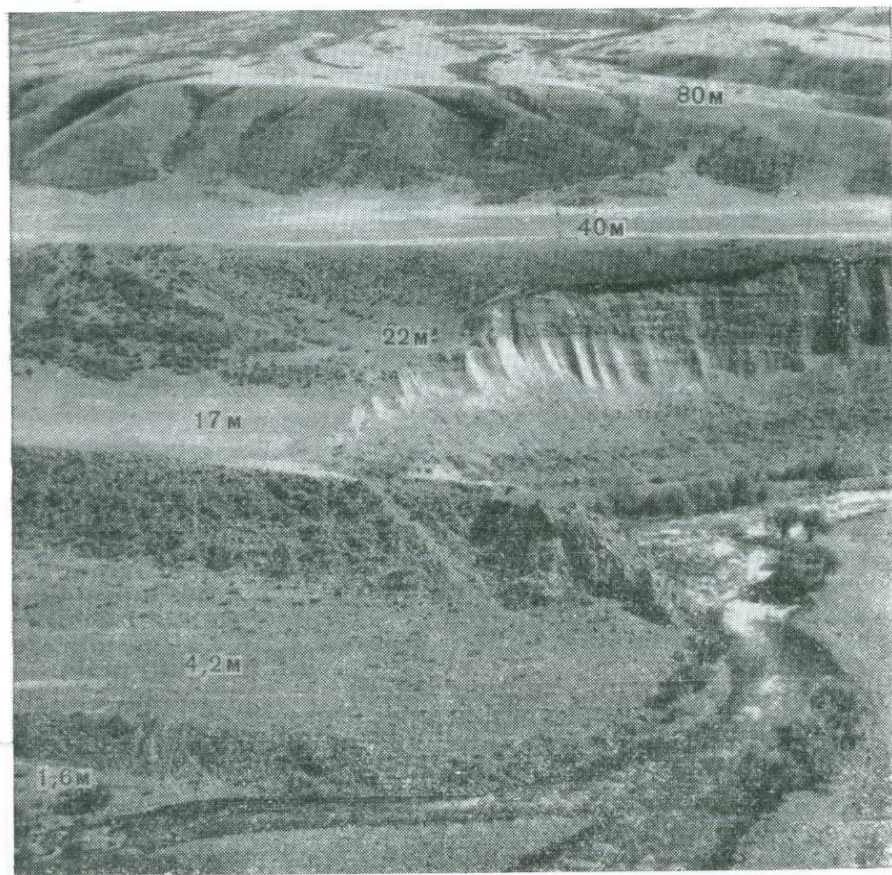


Рис. 35. «Лестница» террас на правом склоне р. Ргаиты близ выхода ее из гор

бляющуюся долину (рис. 35) и наращивали конусы выноса ближе к их периферии. В связи с миграцией вреза вниз по течению область накопления пролювия смещалась все далее к перифериям конусов. В результате этого основные тела конусов выноса в их средней и периферической частях перекрывались рядом более молодых пролювиальных пачек, которым в прорезающих конусы молодых эрозионных долинах соответствуют террасовые ступени.

Наращивание конусов выноса позднелейстоценового возраста прекратилось тогда, когда потоки настолько углубились в их тела, что прорезали их на всем протяжении. С этого момента потоки ближе к центрам впадин стали формировать современные конусы выноса.

Аккумулятивно-эрозионная фаза отчетливо проявилась на конусах выноса Алакульской впадины — ргайтинском, джамантинском и тентекском, прорезанных потоками на достаточно большие глубины. Окраинные части этих конусов выноса моложе привершинных. На конусах выноса Южной Ферганы — сохском, исфаринском и шахимарданском — эрозионно-аккумулятивная фаза не проявлялась из-за малого вреза потоков в их тела.

Первой фазе врезания на ргайтинском конусе выноса соответствует самая высокая из террас, сопровождающих врезанную в конус долину. В эту фазу врез охватил лишь вершинную часть конуса протяженностью 6 км (рис. 36). Соответствующая ему терраса (в 2 км ниже выхода реки из гор) располагается на 15 м ниже поверхности конуса и на 60 м выше уровня реки. На протяжении 4 км вниз по течению глубина ее вреза постепенно уменьшается и, наконец, поверхность террасы сливается с поверхностью конуса, а покрывающие ее аллювиальные галечники сопрягаются с наложенными на основное тело конуса пролювиальными галечниками, образующими третью пачку в составе конуса. Второй стадии врезания соответствует тарраса, имеющая в 2 км ниже выхода р. Ргайты из гор относительную высоту 40 м и прислоненную здесь к описанной выше 60-метровой террасе. Таким образом, во вторую фазу врезания глубина вреза в вершине конуса выноса по отношению к таковой первой фазы возросла на 20 м. Одновременно увеличилась и его протяженность от 6 до 10 км.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ И АЛЛЮ

Место взятия пробы	Название пачек и террас	Номер пробы	Масса пробы, кг
Правый склон долины р.Ргайты у выхода из гор (обн. 256)	Нижняя пачка (основание)	216	20
Левый склон долины р. Ргайты у линии связи (обн. 368)	Там же	328	20
Левый склон долины р. Ргайты (обн. 257)	Верхняя пачка (основание)	231	25
Левый склон долины р. Ргайты у линии связи (обн. 259)	25-метровая терраса	218	20
Там же	Отмель р. Ргайты	219	28
Левый склон долины р. Ргайты (обн. 257)	Там же	230	20,5

На расстоянии 8 км ниже выхода реки из гор (у линии связи), где первая стадия врезания уже не выражена, терраса, соответствующая второй стадии врезания, располагается всего лишь на 8 м ниже поверхности конуса, а ее относительная высота уменьшается до 25 м. Еще ниже по течению она сливается с поверхностью конуса, а ее аллювий сопрягается с четвертой пачкой пролювиальных галечников, перекрывающей внешнюю часть долины конуса выноса. Несколько выше этого пункта в левом склоне долины виден следующий разрез (снизу):

1. Нижняя пачка. Конгломераты рыхлые, желтые, местами темно-серые, преимущественно мелко-среднегалечные с гальками крупного размера и валунами, сильно заглиненные, почти горизонтально-слоистые 8,0 м
2. Верхняя пачка. Конгломераты рыхлые от серых до темно-серых, более грубые и менее заглиненные по сравнению с конгломератами нижней пачки, почти горизонтально-слоистые (рис. 37) 12,0 »
3. Галечники 25-метровой террасы. Они грубее (галечники среднего размера с валунами), лучше окатаны и отсортированы и менее заглинены по сравнению с нижележащими пролювиальными отложениями верхней пачки (табл. 21) 5,0 »
4. Супеси серые и желтовато-серые, переполненные мелкой галькой и гравием, иногда содержащие валуны до 0,5 м в поперечнике 0,5 »

Третьей стадии врезания соответствует терраса, имеющая относительную высоту в вершине конуса (в 2 км ниже выхода реки из гор) 20 м и прислоненную здесь к 40-метровой террасе. Глубина вреза в вершине конуса по отношению к таковой во второй фазе увеличилась на 20 м и составила в целом за три фазы

Таблица 21

ВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА КОНУСЕ ВЫНОСА Р. РГАЙТЫ, %

Размеры фракций (мм)									
> 100	100—50	50—25	25—8	Сумма	8—4	4—2	2—1	1—0,5	< 0,25
22,4	23	16	8,6	70,2	6,6	7	3,6	3,6	9
—	—	—	—	55	—	—	38	—	7
13	17	17	15	62	9,8	13	3	6,2	5
17,5	20,7	24,7	8,6	71,4	6,7	7,4	3,5	7,5	3,5
18	23	15	9,5	65,5	8	18	2	5	2,5
17	17	19	17	70	10,3	9	2	6	3,7

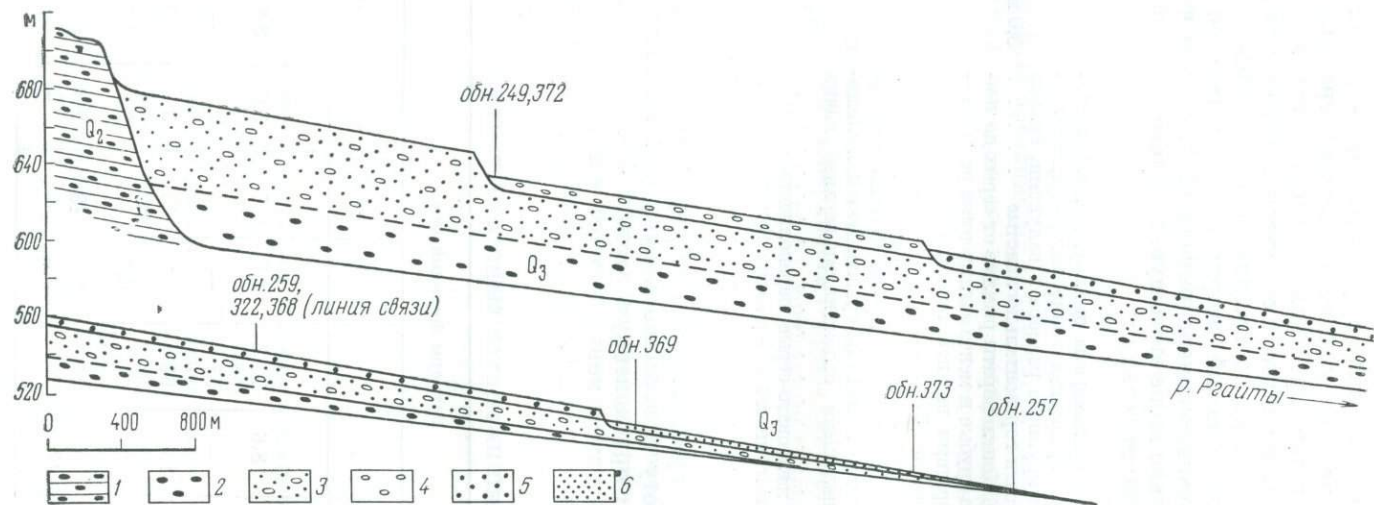


Рис. 36. Разрез ргайтинского конуса выноса вдоль левого склона долины р. Ргайты. Составил В. И. Елисеев.
 1 — конгломераты среднелейстоценовые; позднелейстоценовый пролювий; 2 — рыхлые конгломераты сильно оглиненные (нижняя пачка),
 3 — рыхлые конгломераты менее оглиненные (верхняя пачка); позднелейстоценовый аллювий; 4 — галечники слабо оглиненные (I стадия
 врезания), 5 — галечники промытые (II стадия врезания), 6 — галечники хорошо промытые (III стадия врезания)



Рис. 37. Облик потоковой фации конуса выноса р. Ргаиты в Алакульской впадине (продольное сечение). *А* — рыхлые конгломераты нижней пролювиальной пачки, *Б* — рыхлые конгломераты верхней пролювиальной пачки, *В* — галечники 25-метровой террасы

около 60 м. Врез в радиальном направлении распространился на весь конус выноса. На расстоянии примерно 10 км ниже выхода реки из гор первая и вторая стадии врезания не выражены. Терраса, соответствующая третьей стадии врезания, располагается здесь ниже поверхности конуса на 5 м, а ее высота уменьшается до 11 м. Ниже по течению она сливается с поверхностью конуса, а ее аллювий сопрягается с самой верхней (пятой) пачкой пролювиальных галечников.

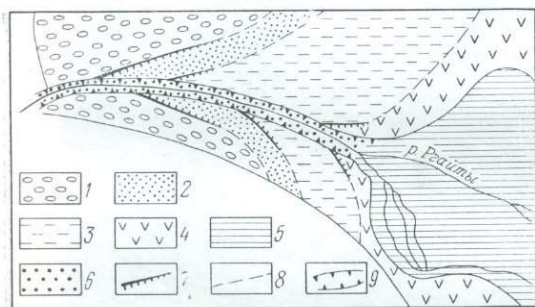


Рис. 38. Схема развития эрозийного вреза и заключительной фазы аккумуляции на конусе выноса р. Ргаиты позднелайстоценового возраста.

1 — рыхлые конгломераты основного тела конуса (верхняя пролювиальная пачка); осадки стадий врезания: 2 — первой, 3 — второй, 4 — третьей; отложения голоценовой стадии врезания: 5 — пролювий, 6 — аллювий; 7 — эрозионные врезы; 8 — границы наложения пролювиальных осадков заключительных фаз аккумуляции вне пределов эрозийного вреза; 9 — борта современной долины

Приведенные данные позволяют считать, что позднелайстоценовый конус выноса р. Ргаиты в привершинной части образован двумя пролювиальными пачками, слагающими основное тело конуса выноса. В средней и периферической частях он надстроен еще тремя пачками (в ходе врезания молодой долины в тело конуса) и в целом состоит из пяти пачек (рис. 38).

Аналогичная картина развития эрозийного вреза и заключительной фазы аккумуляции прослеживается на джамантинском и тентекском конусах выноса с той лишь разницей, что конусы выноса были надстроены не тремя пачками, как ргаитинский конус, а только двумя каждый.

В первую фазу протяженность вреза на джамантинском конусе выноса составила 10 км (при радиальном поперечнике конуса выноса в 14 км). Этой фазе на конусе соответствует терраса, имеющая относительную высоту 2 км (ниже выхода реки из гор — около 50 м) и располагающаяся ниже поверхности конуса на 10 м. Терраса сложена галечниками среднего и крупного размера

При дальнейшем врезании потока в тело позднелайстоценового конуса выноса в молодой долине сформировались еще три террасы, расположенные соответственно на относительных высотах 17,0, 4,2 и 1,6 м (см. рис. 35). Эти террасы ниже по течению уменьшаются по высоте и сливаются с дном долины, которая вниз по течению постепенно расширяется. При этом вершина голоценового конуса выноса по мере его роста находит в устьевую часть долины, сливаясь с ее дном.

мощностью 1,5—2,0 м, которые ниже по течению сопрягаются с наложенными на основное тело конуса пролювиальными галечниками, образующими третью пачку в его разрезе. Вторая стадия врезания охватила весь конус выноса (рис. 39). Приблизительно в 10 км ниже выхода реки из гор терраса, соответствующая второй стадии врезания, имеет относительную высоту 10 м и располагается ниже поверхности конуса на 3 м. Восточнее к 10-метровой террасе прислоняется 8-метровая терраса, поверхность которой врезана в тело конуса выноса примерно на 5 м. Цоколь отмеченных террас лежит на одном и том же уровне, на высоте около 6 м над уровнем р. Джаманты. Каждая терраса состоит из двух пластов галечников: относительно грубого нижнего и более мелкого верхнего, представляющих собой скорее всего стречневую (нижний пласт) и побочную (верхний пласт) субфации аллювия. Отложения 10-метровой террасы залегают на верхней пролювиальной пачке основного тела конуса с неясным размывом, а осадки 8-метровой террасы — с ясным размывом. Ниже по течению 10 и 8-метровые террасы сливаются с поверхностью конуса, а их аллювий сопрягается с четвертой пачкой пролювиальных отложений, завершающей формирование джамантинского конуса выноса. В 2 км выше линии связи, в левом склоне долины р. Джаманты, наблюдается следующий разрез (снизу):

1. Нижняя пачка. Конгломераты рыхлые, желтые, мелко-среднегалечные с отдельными гальками крупного размера и валунами до 15—20 см в поперечнике, сильно заглиненные, характеризующиеся почти горизонтальной грубой слоистостью 1,5 м
2. Верхняя пачка. Конгломераты рыхлые, серые, местами желтовато-серые, мелко-среднегалечные с включением галек крупного размера и валунов, грубо-горизонтально-слоистые, менее заглиненные по сравнению с нижней пачкой (табл. 22) 5,0 м

Контакт между пачками резкий, но следов каких бы то ни было перерывов между ними не имеется (рис. 40). Ниже по течению

Таблица 22

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ И АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА КОНУСЕ ВЫНОСА Р. ДЖАМАНТЫ В 4,5 КМ ВЫШЕ ОЗ. АЛАКУЛЬ, %

Название пачек и террас	Номер пробы	Вес пробы, кг	Размеры фракций (мм)					
			> 7	7—5	5—3	3—0,5	0,5—0,25	< 0,25
Нижняя пачка	360	20	67	4,1	7	10,5	2,7	8,7
Верхняя пачка	361	20	70,4	4,3	4,5	11,7	3,5	5,6
10-метровая терраса	362	20	80	3	3	8	3	3
8-метровая терраса	368	20	78	3	5	10	2	2

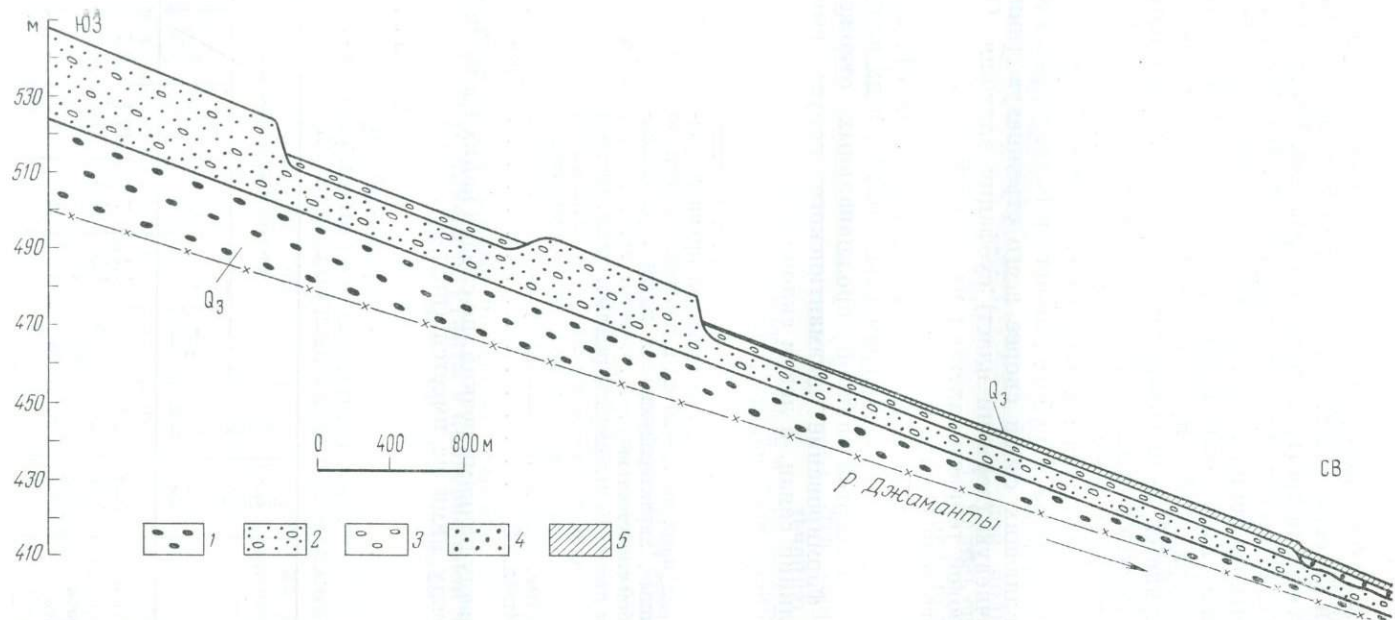


Рис. 39. Разрез джамантинского конуса выноса вдоль левого склона долины р. Джаманты. Составил В. И. Елисеев
 Позднеплейстоценовый пролювий: 1 — конгломераты сильно заглиненные (нижняя пачка), 2 — конгломераты менее заглиненные (верхняя пачка); позднеплейстоценовый аллювий: 3 — галечники слабо оглиненные (I стадия врезания), 4 — галечники хорошо промытые (II стадия врезания); 5 — супеси вторичные, приуроченные к эрозионным ложбинам

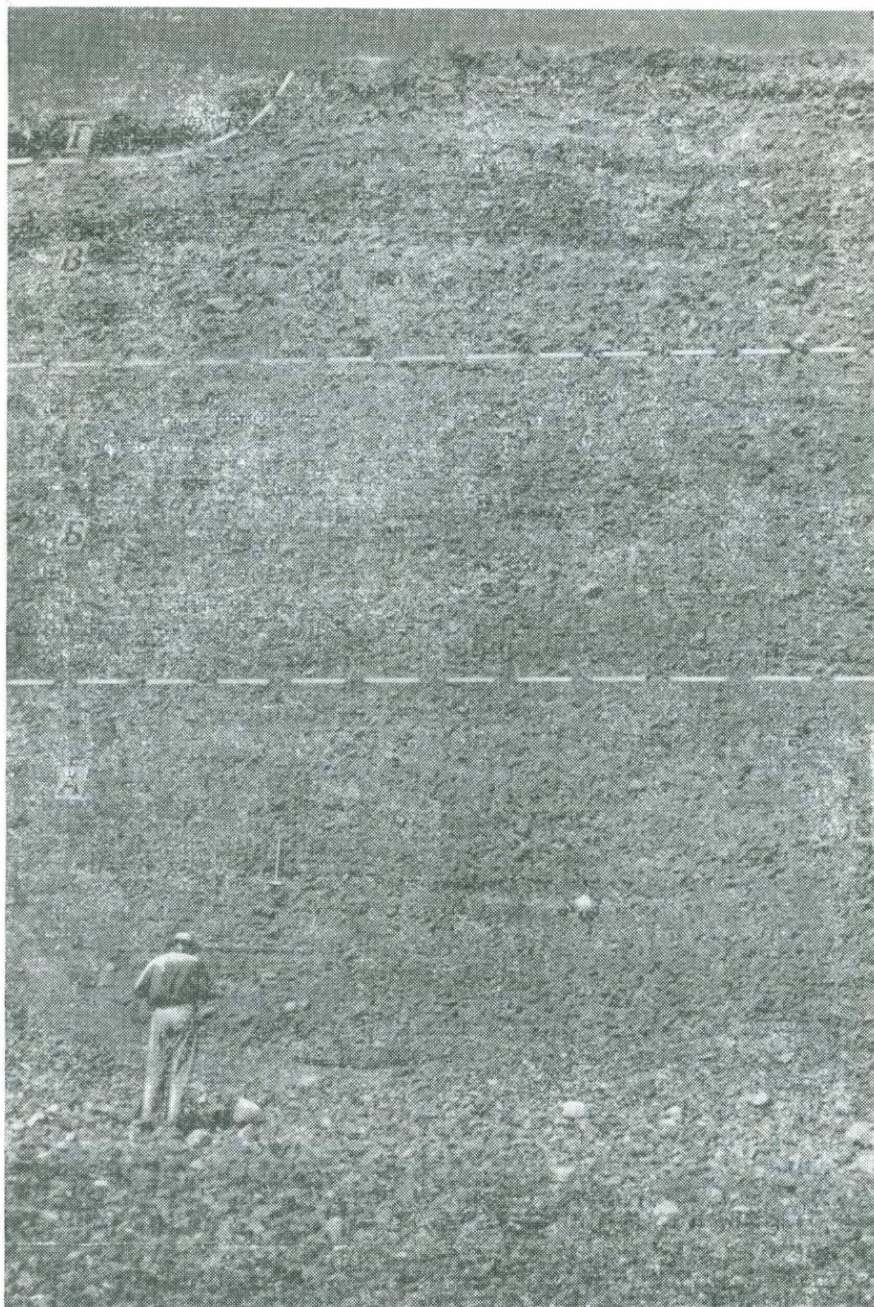


Рис. 40. Облик потоковой фации конуса выноса р. Джаманты в Алакульской впадине (продольное сечение).

Рыхлые конгломераты: А — нижней пролювиальной пачки; Б — верхней пролювиальной пачки; В — галечники 10-метровой террасы; Г — суглинки с гальками, приуроченные к эрозионным ложбинам

они скрываются под современным аллювием р. Джаманты, не доходя до оз. Алакуль (см. рис. 39).

3. Галечники 10-метровой террасы. Они, в отличие от подстилающих пролювиальных рыхлых конгломератов, лучше окатаны, более грубые и менее заглиненные (см. табл. 22). Нижний базальный слой аллювия (стрежневая субфация) имеет мощность 1,8 м и состоит из неоднородного, преимущественно среднего галечника с большим количеством крупношей гальки и мелких валунов. Этот пласт по крупности галек довольно резко отличается от галек, слагающих верхнюю пролювиальную пачку. Слоистость в аллювиальном пласте обязана наличию в галечниках гравийных линз и в целом выражена хуже, чем в верхней пролювиальной пачке. Верхний пласт аллювия (побочевая субфация) имеет мощность 1,6 м и состоит из мелких галечников с послойным распределением более крупных галек 3,4 м

Осадки 8-метровой террасы представлены более или менее хорошо промытыми серыми галечниками (содержание в них фракции менее 0,25 мм составляет 2%), которые ничем существенным не отличаются от современного аллювия р. Джаманты. Нижний базальный пласт аллювия 8-метровой террасы имеет мощность 1,0 м, верхний 1,4 м.

Сопрягающуюся с описанными террасами четвертую пролювиальную пачку джамантинского конуса выноса можно наблюдать в береговом обрыве оз. Алакуль (2,5 км северо-западнее фермы Кызылагаш). Здесь эта пачка образована галечниками среднего и мелкого размера с отдельными гальками крупного размера и валунами до 0,2 м в поперечнике. Галечники содержат линзы песка и гравия, а также тяжелых алевритовых глин. Линзы глин имеют мощность всего 3—4 см и длину 5—6 м. Своим желтым цветом они четко выделяются на общем темно-сером фоне, присутствием галечниковой пачке. В целом пачка характеризуется некоторой ритмичностью наслоения.

В первую стадию врез на тентекском конусе выноса составил примерно 6 км. Соответствующая этой стадии врезания терраса недалеко от выхода реки из гор располагается на 4 м ниже поверхности конуса и на 22 м над уровнем реки. Отложения 22-метровой террасы представлены галечниками с валунами размером 0,5—1,0 м в поперечнике мощностью около 1 м. Они более грубые и менее заглиненные, чем галечники верхней пролювиальной пачки конуса. На протяжении 6 км вниз по течению глубина вреза террасы постепенно уменьшается, и ее поверхность (у развалин сел. Сагандык) сливается с поверхностью конуса, а описанные аллювиальные галечники сопрягаются с наложенными на основное тело конуса пролювиальными галечниками, образующими третью пролювиальную пачку. 22-метровая терраса прослеживается на правом склоне долины р. Тентек, а хорошее обнажение пролю-

виальных образований основного тела конуса выноса имеется на ее левом склоне, где вскрыт следующий разрез (снизу):

1. Нижняя пачка. Прослеживается в низовом конце обнажения и сложена желтыми, сильно заглиненными, почти горизонтальнослоистыми рыхлыми конгломератами, состоящими из галек среднего и крупного размера. Слоистость обусловлена чередованием линз суглинков мощностью 0,1—0,2 м и конгломератов разной крупности. Суглинки содержат включения гравия и мелкой гальки. Расположение галек в конгломератах параллельное напластованию, иногда черепитчатое. Видимая мощность 8,0 м

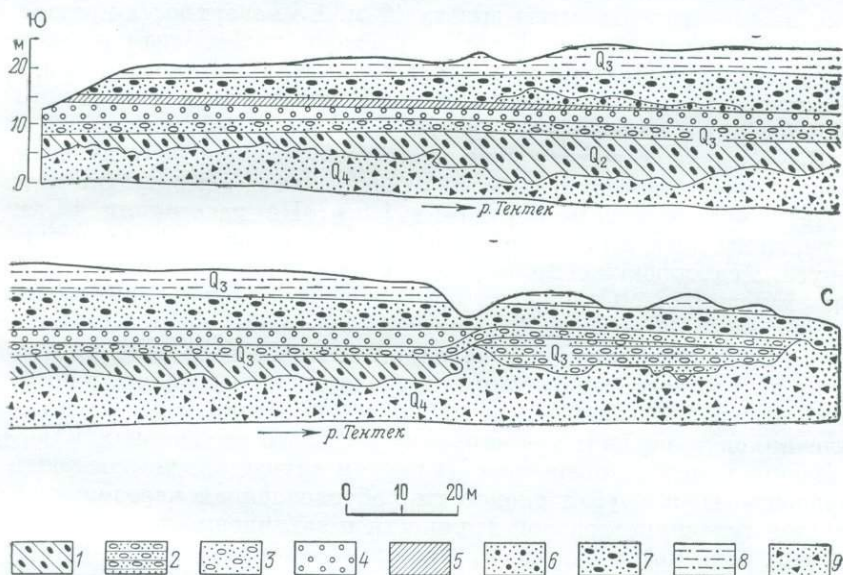


Рис. 41. Строение потоковой фации конуса выноса р. Тентек в вершинной части (у выхода реки из гор).

1 — конгломераты дислоцированные среднеплейстоценовые; позднеплейстоценовые образования; 2 — конгломераты рыхлые сильно заглиненные (нижняя пачка); валунно-галечные отложения менее заглиненные (верхняя пачка); 3 — валуны (базальный слой), 4 — галечники мелкие, 5 — суглинки, 6 — пески с гравием и галькой, 7 — галечники крупные, 8 — отложения бокового конуса выноса (суглинки и пески); 9 — голоценовая осыпь

Ниже склон 6-метровой высоты закрыт осыпью. Выше по течению нижняя пачка размыта и видна только верхняя, которая залегает на дислоцированных конгломератах среднего плейстоцена (рис. 41).

2. Верхняя пачка. Состоит из базального слоя (мощностью 2 м), образованного валунами и крупными гальками. На нем располагаются мелкие и средние галечники (мощностью 2 м) с прослоями и линзами галечных песков. Они покрываются крупными галечниками с валу-

- нами (мощностью 8 м) с прослоем желтовато-серого суглинка мощностью 0,6—0,8 м. Отложения характеризуются почти горизонтальной грубой слоистостью. Галечники этой пачки более грубые, несколько лучше окатаны и менее заглинены, чем галечники нижней пачки 12,0 м
3. Образование бокового конуса выноса; внизу — легкие карбонатные столбчатые суглинки со щебнем (мощность 1,7 м), вверху — серые пески со щебнем и мелкой галькой (мощность 1 м) 2,7 »

Протяженность вреза второй стадии на тентекском конусе возросла на 6 км и за первую и вторую стадии составила 12 км. Второй стадии врезания отвечает терраса, имеющая близ выхода реки из гор относительную высоту 17 м. Ее поверхность врезана в конус выноса на 9 м. Терраса сложена слабо заглиненными галечниками, состоящими из галек среднего и крупного размера и валунов 0,3—0,4 м в поперечнике. В целом галечники сходны с современным аллювием р. Тентек.

В 8,5 км ниже выхода реки из гор терраса, соответствующая второй стадии врезания, имеет относительную высоту 6,0 м и врезана в поверхность конуса на 1,5 м. На расстоянии 12 км от вершины конуса (у зверофермы) она сливается с поверхностью конуса, а ее аллювий сопрягается с четвертой пачкой пролювиальных галечников. Стложения четвертой пролювиальной пачки тентекского конуса выноса вскрыты карьерами у сел. Уч-Арал и ж.-д. станции Бесколь. У западной окраины последней упомянутая пачка образована мелкими и средними галечниками, в которых встречаются валуны до 0,2 м в поперечнике. Слоистость галечников в радиальном направлении более правильная и выдержанная, чем в поперечном. В первом случае это четкая почти горизонтальная грубая слоистость, обусловленная чередованием пластов галечников разной крупности и заглиненности (рис. 42), во втором — косая гнездообразно-линзовидная, невыдержанная (см. рис. 9). Галечники содержат линзы (мощность 0,3 м и длиной 1 м) серых карбонатных алевритовых супесей. Окатанность галек средняя и хорошая. Гальки в большинстве случаев свежие, за исключением отдельных галек, состоящих из сильно выветрелых гранитов. Нередко в описываемых отложениях можно наблюдать косую слоистость, обусловленную чередованием линз галечников, темно-серых разнотернистых песков (мощность 0,4 м и длина 1,0 м) и желтовато-серых алевритовых карбонатных глин (мощность 2—3 см, длина 2—3 м).

При дальнейшем врезании тентекского потока в конус выноса были образованы террасы, располагающиеся на высотах 7,0, 3,0 и 1,5 м. Проследивая их ниже по течению, можно заметить, что они уменьшаются по высоте, и ниже сел. Уч-Урал сливаются с дном долины.

Первой стадии врезания на тоссорском конусе выноса соответствует терраса, которая в 1,5 км выше устья р. Тоссор располагается на 5 м ниже поверхности конуса и на 40 м выше уровня

реки. Около устья р. Тоссор она имеет относительную высоту 19 м и врезана в поверхность конуса на 1,0 м. Второй стадии врезания соответствует терраса, имеющая высоту 33 м над уровнем реки (в 1,5 км выше устья р. Тоссор). Ее поверхность врезана в тело конуса на 12 м. Близ устья р. Тоссор высота террасы умень-

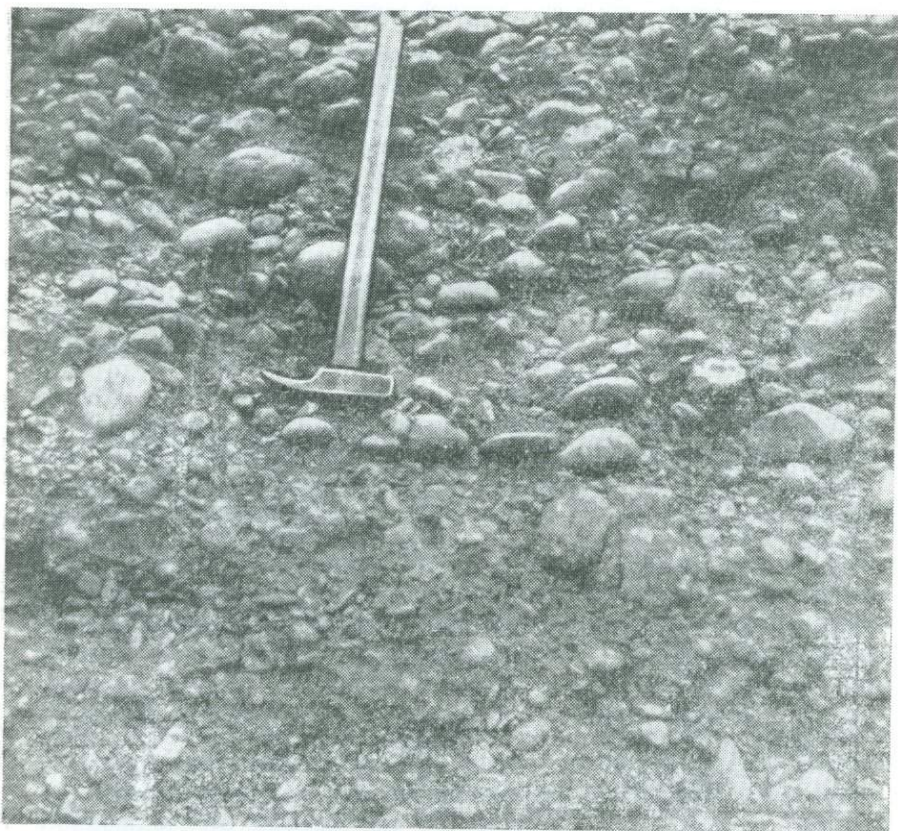


Рис. 42. Характер галечников самой верхней пачки потоковой фации конуса выноса р. Тентек. Вверху — крупные галечники, внизу — мелкие

шается до 11 м, а ее поверхность располагается ниже поверхности конуса на 8,0 м (рис. 43). Литологический состав пролювиальных и аллювиальных отложений в 1,5 км выше устья р. Тоссор виден из следующего разреза (снизу):

1. Нижняя пачка. Рыхлые конгломераты красновато-серого цвета, состоящие из галек среднего и крупного размера с валунами и линзами серых песчаников мощ-

- ностью 0,1 м, грубо-горизонтальнослоистые, очень сильно заглиненные. Алевро-пелитовый материал, заполняющий галечник, преобладает по объему или содержится в количестве 50% от объема общей массы галечников. Видимая мощность 22,0 м
2. Верхняя пачка. Крупные галечники с валунами 0,5—1,5 м в поперечнике, серого цвета, с песчано-алеврито-пелитовым материалом в заполнителе (содержание которого меньше, чем в нижележащей пачке), грубо-горизонтальнослоистые 22,0 »
3. 40-метровая терраса. Валунники мелкие и средние, менее заглиненные по сравнению с верхней пролювиальной пачкой. 6,0 »
4. 33-метровая терраса. Очень крупные валунники. Размеры валунов 1,0—1,5 и даже 2,0 м в поперечнике 10,0 »

В русловом аллювии террас, как видно из разреза, стрекневая и побочная субфации не выделяются. По-видимому, долина во

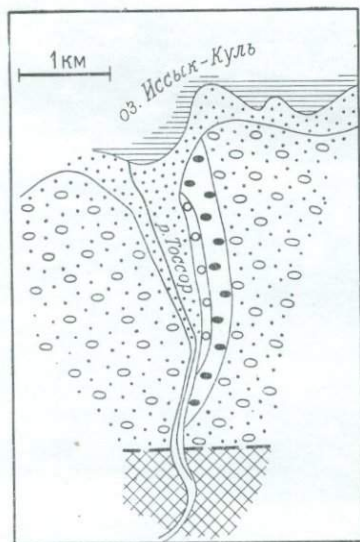


Рис. 43. Схема строения конуса выноса р. Тоссор в Иссык-Кульской впадине

- 1 — голоценовые образования озерного, дельтового и аллювиального генезиса; 2 — осадки II стадии врезания; 3 — осадки I стадии врезания; 4 — валунно-галечниковые отложения основного тела конуса выноса (верхняя пачка); 5 — позднеплейстоценовые образования; 6 — разлом

время формирования аллювия была настолько узка, что река не мигрировала, поэтому побочная фация формироваться не могла.

Около устья р. Тоссор (вблизи дороги на г. Пржевальск) можно наблюдать такой разрез (снизу):

1. Нижняя пачка. Чередование слоев рыхлых конгломератов (мощность 0,5—0,7 м) и рыхлых песчаников (мощность 0,1—0,15 м). Слой рыхлых конгломератов состоит то из крупных галек с валунами, то из средних и мелких. Песчаники грубозернистые с гравием и галькой. Слой падает вниз по течению под углом 5°. Видимая мощность 7,0 м
2. Верхняя пачка. Не обнажена 13,0 »

3. 19-метровая терраса. Галечники с валунами с алевритопелитовым заполнителем, светло-серые с выпцветами солей на поверхности выхода. Преобладающий размер валунов 0,5 м; встречаются валуны до 1,0 м в поперечнике (рис. 44) 6,0 м

Таким образом, строение тоссорского конуса выноса в периферической части не отличается от его строения в вершинной части. И в вершине, и на периферии он состоит из двух пачек, слагающих основное тело конуса. Более молодые пролювиальные пачки на его периферии не прослеживаются в силу небольших размеров конуса.

По периферии тоссорский конус выноса осложнен валом высотой 0,5 м, образованным крупными галечниками с валунами без заполнителя. Вал образовался в результате действия волн оз. Иссык-Куль на конус выноса. В настоящее время от вала до озера около 0,4 км. Следовательно, в то время озеро имело более высокий уровень, чем теперь.

Рассмотренный фактический материал конусов выноса постоянных рек в Алакульской впадине показывает, что они построены намного сложнее, чем это представляется на первый взгляд. Так, ргайтинский конус выноса состоит из пяти пачек, а джамантинский и тентекский — каждый из четырех.

Гранулометрический анализ рыхлых конгломератов, слагающих основные тела конусов выноса постоянных рек и вложенных в них галечников речных террас, свидетельствует, что крупность материала возрастает снизу вверх в стратиграфической последовательности. Увеличение крупности конгломератов верхних пролювиальных пачек основного тела конусов выноса можно предположительно связать с увеличением расходов потоков при таянии сокращавшихся ледников. Укрупнение их в террасах объясняется, видимо, увеличением скоростей потоков в результате тектонических поднятий, и процессом перемыва и перераспределения пролювиальной толщи, в которую врезалась река. Хорошая же проточность самых молодых аллювиальных галечников указывает на резкое уменьшение мутности потоков во время их накопления, которое происходило уже по окончании последнего оледенения. Возможно, что укрупнение обломочного материала в террасах было обусловлено не только тектоникой, но и изменением режима стока рек. Паводки рек ледникового питания, как известно, растягиваются на все лето, что можно наблюдать на реках, имеющих ледниковое питание, таких как Амударья, Сырдарья, Зеравшан, Чу и Или. Это связано с тем, что таяние снега и льда в горах происходит не одновременно на всей площади водосбора реки, а постепенно продвигается вверх [153]. В конце ледниковой эпохи режим стока рек несомненно изменился. Основная масса воды стала проноситься за короткий промежуток времени; отсюда паводки могли быть даже более высокими по сравнению с предшествующими, хотя в целом годовые расходы рек уменьшились. Потоки во время паводков, возможно, перегружались обломочным мате-

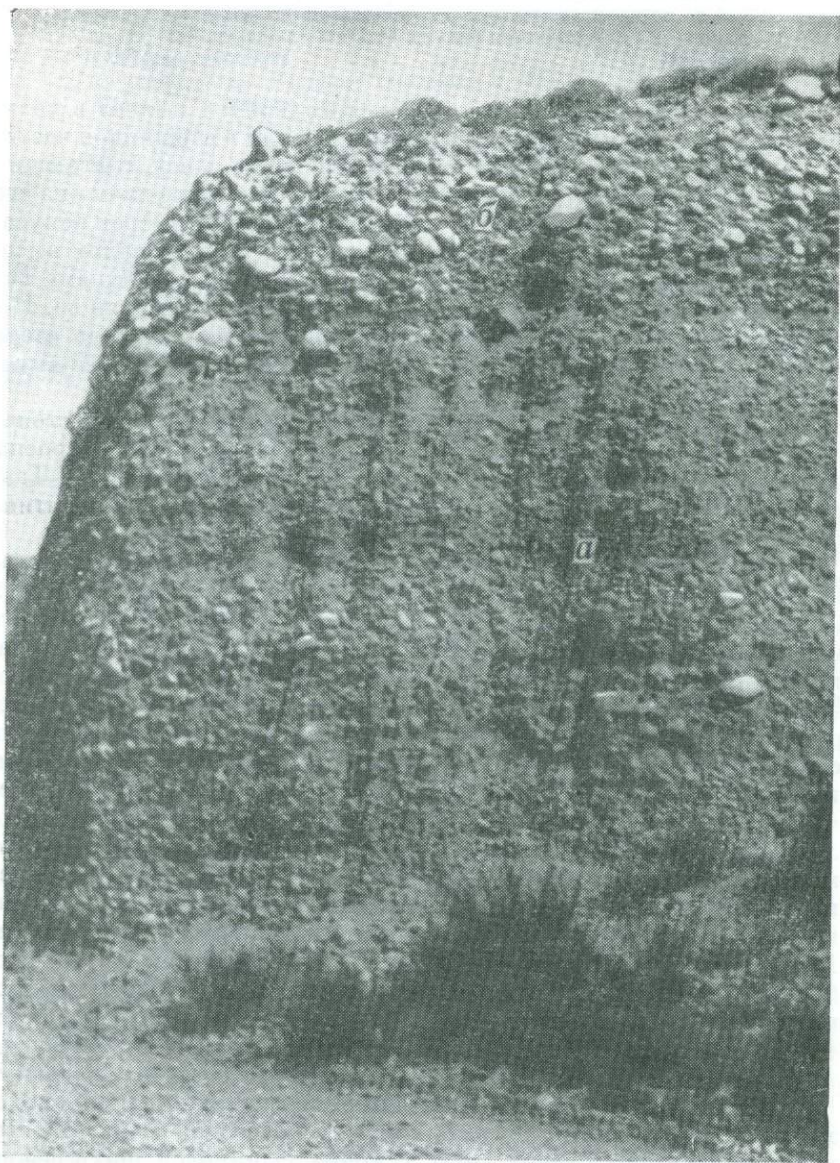


Рис. 44. Почти горизонтальная слоистость в отложениях потоковой фации конуса выноса р. Тоссор в Иссык-Кульской впадине (продольное сечение). *а* — рыхлые конгломераты и песчаники нижней пачки конуса; *б* — валунно-галечные отложения 19-метровой террасы

риалом (т. е. имели селевой режим) и откладывали более грубый материал, чем ранее.

Расположенные между упомянутыми конусами выноса постоянных рек пролювиальные шлейфы временных потоков, естественно, испытали подъем одновременно с ними. Однако размыва в их вершинах не было из-за сильного уменьшения расходов потоков. Здесь в то время (в самом конце позднего плейстоцена) продолжалось накопление пролювия, но ниже по течению в средних и периферических частях шлейфов он вообще перестал накапливаться и формировался только в межконусных ложбинах, целиком перехватывавших весь сток.

Глава VII

ЗНАЧЕНИЕ КЛИМАТА И НЕОТЕКТОНИКИ В ОБРАЗОВАНИИ ПРОЛЮВИЯ

Выше были рассмотрены особенности фацциальной дифференциации пролювия, которые выражают важнейшие черты внутренней динамики процесса пролювиальной аккумуляции. Однако для понимания общих закономерностей истории формирования пролювия и их расшифровки важным моментом является выяснение изменений общей климатической и тектонической обстановок, поскольку и та, и другая не оставались постоянными в течение тех длительных отрезков времени, когда шло накопление мощных пролювиальных толщ.

1. Значение климата в образовании пролювия

В зависимости от похолоданий или потеплений в горах, приводивших то к оледенениям, то к таяниям ледников, скорость пролювиообразования не оставалась неизменной — она или усиливалась, или ослабевала. Возникновение горных оледенений мы связываем с похолоданием климата. В результате понижения температуры степень насыщения воздуха влагой, т. е. относительная влажность, возрастала. Там, где температуры в горах были достаточно низкие, избыток влаги выпадал в виде снега, а в предгорьях — в виде снега зимой и дождя летом. Для возникновения горного оледенения, естественно, требовались горы той минимальной высоты, чтоб осадки могли накапливаться в твердой фазе. Но сами по себе горы не могли служить сколько-нибудь существенной причиной возникновения оледенений, ибо в настоящее время они достигли наибольшей высоты, а площадь оледенения в них резко сократилась по сравнению с существовавшей ранее. Поэтому главной причиной оледенения надо считать глобальное похолодание климата Земли.

Расширявшиеся ледники вызывали дополнительное похолодание в горах и предгорьях, еще более увеличивая относительную влажность. Этому способствовало и уменьшение испарения в связи с похолоданием и возросшей облачностью.

Многие исследователи образование мощных грубообломочных пролювиальных толщ предгорий Средней Азии и Южного Казахстана, а также других районов, связывают с влиянием горных оледенений, порождавших многоводные потоки. Так, А. П. Павлов [116] отмечал, что образование галечниковых крупных

песков, подстилающих в Туркестане лёссы, относится к эпохе максимального оледенения соседних горных хребтов и объясняется деятельностью мощных ледниковых потоков, стремившихся с гор на равнины. По Д. В. Наливкину [99], развитие оледенений в горных хребтах оказывало сильное влияние на состав отложений подножий, так как оно контролировало режим речной сети. Мощные реки возникают в горах с большим оледенением, выноса на равнину громадные массы хорошо окатанной крупной гальки и грубозернистого песка. Мощные ископаемые толщи конгломератов подножий, по Д. В. Наливкину, могут указывать на то, что они примыкают к хребту с хорошо развитым оледенением. Горное оледенение, по К. В. Курдюкову [71], является основной причиной мощного накопления галечников у подножия гор. Из соотношения пролювиальных толщ с моренами, — писал В. В. Ламакин [80], — выясняется, что образование конусов выноса происходило преимущественно во время оледенений.

В подтверждение этих высказываний можно привести такие факты. На северных склонах горных хребтов ледники были обширнее, чем на южных. Поэтому конусы выноса у подножий северных склонов хребтов характеризуются большими размерами и сложены более грубым материалом. Постоянные реки аридных предгорий Средней Азии и Южного Казахстана, несомненно питавшиеся в позднем плейстоцене талыми ледниковыми водами¹, сформировали конусы выноса значительных размеров, тогда как голоценовые конусы выноса этих же рек оказались сильно редуцированными в связи с сокращением ледников.

И тем не менее мы вынуждены признать, что роль талых ледниковых вод в формировании пролювия обычно преувеличивается. Известно, что в позднплейстоценовое время были сформированы пролювиальные шлейфы, протяженность которых в радиальном направлении варьирует от 6 до 20 км. Между тем, накопление пролювия, например, на подгорных шлейфах Алакульской впадины в современную эпоху сосредоточено только в самых вершинах. У устья даже такой сравнительно крупной реки, как Семерлы, сбрасывается практически весь грубообломочный материал. Ниже вдоль отдельных ложбин и межконусных понижений стекают лишь очень маломощные потоки, отлагающие преимущественно тонкообломочные породы. Если исключить эту местную аккумуляцию в вершинах шлейфов, то можно считать, что никакого их роста ныне практически не происходит. Резкое ослабление пролювиальной аккумуляции в голоцене можно, видимо, объяснить только уменьшением расходов потоков. Ранее эти шлейфы формировались более многоводными потоками. И по-

¹ Проследивая поверхности некоторых крупных верхнплейстоценовых конусов выноса вверх по долинам, можно убедиться, что они сливаются с террасами, которые переходят в морены горных ледников.

сколько эти потоки не имели тогда связи с ледниками и не могли питаться их талыми водами, то надо признать, что их многоводность была обязана существованию в то время более влажного климата по сравнению с современным. Оговоримся: большая влажность климата имеется в виду прежде всего для области самих гор. Выражаясь точнее, в горах в то время должен был происходить более напряженный сток дождевых и талых снеговых вод, что предполагает, естественно, увеличение количества атмосферных осадков в определенные сезоны года (например, более мощные зимние снегопады).

В позднплейстоценовую ледниковую эпоху по малым эрозионным горным долинам текли довольно мощные потоки, которые иссякли или почти иссякли в голоцене в связи с иссушением климата после конца ледниковой эпохи. Таким образом, заключенные ряда исследователей о решающей роли ледниковых вод в формировании пролювия надо признать недостаточно обоснованным. Следовательно, и в крупных долинах того времени, расположенных рядом с малыми, был более мощный сток, чем в малых долинах, в связи с большей площадью их водосборов. Отсюда мы приходим к выводу, что в позднплейстоценовую эпоху крупные конусы выноса формировались потоками, в возникновении которых немалую роль играли атмосферные осадки. Уместно заметить, что оледенение и его размеры зависели от влажности атмосферы: оно было обширнее там, где климат был влажнее. Имеются, однако, исследователи (например, Г. Ф. Тетюхин [134]), которые широкое развитие позднплейстоценовых пролювиальных шлейфов объясняют не климатической причиной, а тектонической — усилением тектонических движений, что едва ли соответствует действительности. Ведь тектонические движения в голоценовую эпоху по сравнению с предшествующей не только не ослабли, а, наоборот, усилились, и тем не менее пролювиальные шлейфы голоценового возраста в устьях даже довольно крупных рек практически перестали накапливаться.

В Северной Америке конусы выноса тоже были образованы в эпоху обильного стока в плейстоцене. К такому выводу приходит, например, В. Блак [164] на основании изучения конусов выноса в шт. Южная Невада.

В четвертичное время в горах, как и на равнинах, происходило чередование оледенений и межледниковий. В настоящее время широко распространено мнение о том, что каждая ледниковая эпоха на Русской равнине, в Западной и Восточной Сибири характеризовалась двумя стадиями: холодной и влажной первой половины оледенения (криогигротическая стадия) и холодной и сухой второй половины оледенения (криоксеротическая стадия), переход между которыми был постепенным. В последнее время эта точка зрения была обоснована М. П. Гричук и В. П. Гричук [28] на основании данных, полученных при изучении развития растительности.

Строение конусов выноса постоянных рек, состоящих из двух различно заглиненных пачек, показывает, что и для горных оледенений наблюдалась, по-видимому, такая же картина. В первую половину оледенения, когда горные ледники увеличивались в размерах, их таяние, возможно, было замедлено. Быстрому таянию ледников мешал достаточно холодный климат, породивший само оледенение. Замедление таяния ледников нельзя, однако, понимать так, что они во время роста вообще не таяли и никак не влияли на расходы воды в реках. Их таяние происходило особенно тогда, когда они опускались в относительно более низкие участки гор. При этом огромная перетирающая деятельность наступавших ледников приводила к тому, что ледниковые потоки обогащались алеврито-пелитовым материалом и отлагали его вместе с галечниками на конусах выноса. В это время и были сформированы сильно заглиненные галечники нижней пролювиальной пачки конусов выноса постоянных рек.

В первую половину оледенения с гор спускались потоки более мощные, чем те, которые существовали до оледенения. Увеличению своих расходов потоки были обязаны более влажному климату и таянию ледников (в крупных долинах). Поэтому мы не можем согласиться с К. В. Курдюковым [73], который полагал, что в период роста ледников (в первую половину оледенения) количество воды в реках уменьшалось вследствие аккумуляции осадков в виде льда в горах, а потому происходило и уменьшение общего количества наносов, выносившихся из гор.

Но преобладающую роль в стоке рек играли, видимо, атмосферные осадки, выпадавшие как в виде дождя, так и снега. Во время максимума оледенения выпадало наибольшее количество сезонных снегов и дождей, т. е. существовали наиболее плювиальные и холодные условия (криогигротическая стадия). Именно в первую половину оледенения наиболее интенсивно формировались подгорные пролювиальные шлейфы.

Вторая фаза оледенения характеризуется отступлением ледников в связи с начавшимся иссушением климата (криоксеротическая стадия). В то время в устьях постоянных рек потоками продолжали интенсивно формироваться крупные конусы выноса, в которых немалую роль играли талые ледниковые воды. Формирование расположенных рядом с ними подгорных пролювиальных шлейфов, наоборот, замедлилось.

При сопоставлении гранулометрического состава отложений нижней и верхней пачек конусов выноса постоянных рек выясняется такая картина. Осадки нижней и верхней пачек на конусах выноса рек Ргайты и Джаманты в гранулометрическом отношении в общем близки друг другу, хотя накопления верхней пачки являются все же несколько более грубыми. Более заметные различия в гранулометрическом составе пачек отмечаются для конуса выноса р. Тентек: верхняя пачка здесь заметно грубее нижней, что свидетельствует об увеличении мощности тентекского потока

во вторую половину оледенения. Еще более значительные различия в гранулометрическом составе пачек наблюдаются для конусов выноса Иссык-Кульской впадины, в частности, для тоссорского. Нижняя пролювиальная пачка этого конуса выноса образована галечниками среднего и крупного размера, а верхняя — валунами размером от 0,5 до 1,5 м в поперечнике и крупными гальками, т. е. потоки стадии отступления ледников в хр. Терской Алатау были значительно многоводнее предшествовавших им потоков стадии наступления ледников.

Исходя из изложенного можно полагать, что потоки стадии отступления ледников почти не увеличили своих расходов (по сравнению с предыдущей стадией) в одних местах, и сильно увеличили — в других. Различия констатируются даже в пределах одной и той же впадины, например Алакульской. По-видимому, мощность потоков во вторую стадию оледенения зависела от размеров ледников, скоростей их таяния и других причин, которые были неодинаковыми для различных районов. Отсюда и потоки, ими порождаемые, были различны.

Во время горного оледенения в предгорьях и на равнинах Средней Азии и Южного Казахстана существовал в общем засушливый климат. На это указывают сами осадки, содержащие кальцит и гипс. Но все же когда развивалось горное оледенение, климат на указанной территории становился влажнее и прохладнее, о чем упоминается в работах В. М. Сеницына [126], Б. А. Федоровича [139], К. К. Маркова, Г. И. Лазукова и В. А. Николаева [91] и В. И. Елисеева [37]. Так, литологический анализ аллювиальных отложений северо-восточной части Чуйской впадины показывает, что вторая надпойменная терраса р. Чу предположительно среднелепистоценового возраста образована двумя толщами: галечными песками внизу (максимальная мощность до 25 м) и алевролитами и суглинками вверх (общая максимальная мощность более 192 м).

Такое же строение имеет и первая надпойменная терраса р. Чу предположительно позднелепистоценового возраста: нижняя ее часть сложена гравийно-галечными песками (мощность до 23 м), верхняя — алевролитами, суглинками и супесями (мощность до 95 м), тогда как голоценовые отложения (слагают пойму р. Чу) представлены в основании лишь песками. Это свидетельствует о том, что чуйский поток в голоцене стал маловоднее по сравнению с позднелепистоценовым. Причиной этого явилось иссушение климата в голоценовую эпоху. Предположение о том, что возникновение галечных песков основания первой надпойменной террасы р. Чу могло быть связано только увеличению атмосферных осадков в Тянь-Шане, опровергается данными по строению ложкового аллювия в предгорьях Чу-Илийского хребта. Если сравнить ложковый аллювий позднелепистоценового возраста с таким голоценового возраста, то можно заметить, что первый характеризуется более грубым составом, лучшей отсортированностью

(хотя в общем слабой) и более ясно выраженной слоистостью.

В долинах ручьев, спускающихся с гор Чагырлы (северо-западное окончание Чу-Илийских гор), хорошо видно, что в настоящее время отлагаются только суглинки, тогда как в позднем плейстоцене здесь возникли щербнистые галечники. Расходы современных потоков в отмеченных долинах явно не соответствуют размерам этих долин. Так, ширина долины руч. Кеншагыр близ гор Чагырлы достигает 4 км, а потока в ней по сути дела нет даже во время весеннего снеготаяния. Потоки, выходя из гор, здесь разливаются с образованием мелких временных озер, в которых отлагаются суглинки. Ясно, что долина таких размеров была выработана более многоводным потоком, существовавшим здесь в позднем плейстоцене при более влажном климате. Ведь Чу-Илийские горы вряд ли могли быть значительными местными коллекторами влаги вследствие их небольшой высоты.

Интересно отметить, что в ледниковые эпохи значительно увеличивались по размерам озера аридных областей, т. е. они переживали трансгрессивную стадию. В. М. Синицын [126] считает, что во время максимального оледенения была разработана разветвленная гидрографическая сеть в аридной части Азии; в пустыне Гоби существовали озера, ныне совсем исчезнувшие или наследуемые незначительными, порой пересыхающими, водоемами. «Ныне для всех ясно, — пишет Р. Ф. Флинт [142], — что озера во многих засушливых районах в ледниковые эпохи расширялись, а в межледниковые — сокращались» (с. 15). На основании изучения объемов озер Сёрлс в шт. Калифорния, Лахонта в шт. Невада и Бонвилл в шт. Юта с помощью радиоуглеродного метода У. Брёкер [6] приходит к выводу о том, что их высокие уровни отвечали «холодным» периодам, а низкие — «теплым». По Р. Моррисону [96], в провинции Большого Бассейна высокие уровни озер были обязаны существованию более влажных условий и уменьшению испарения по сравнению с современными. При этом высокие уровни озер не были связаны с таянием ледников. Е. В. Девяткин [31] приходит к выводу, что во время оледенений в Западной Монголии формировался «плювиальный пролювий» и происходила озерная трансгрессия, в межледниковья накапливался «аридный пролювий», а озера переживали регрессивную стадию.

Колебания уровня оз. Алакуль в связи с изменениями климата отмечаются даже в историческое время. В периоды похолоданий он поднимался, а во время потеплений — падал. Таким образом, имеется достаточно оснований считать, что равнины Средней Азии и Южного Казахстана во время оледенений характеризовались более влажным климатом, чем современный. Поскольку в горах в течение плейстоцена оледенения и межледниковья чередовались, то на подгорных равнинах, вероятно, относительно более влажные эпохи (отвечали оледенениям) чередовались с засушливым (отвечали межледниковьям).

Заканчивая описание влияния климата на формирование пролювия, укажем, что пролювий в ледниковую, позднелейстоценовую эпоху накапливался значительно интенсивнее, чем в послеледниковье. Однако качественного различия в процессах накопления пролювия не было. В послеледниковое, голоценовое время пролювий продолжает накапливаться, но значительно менее интенсивно, чем ранее. Различия здесь, таким образом, только количественные.

Касаясь литологического различия пролювия, сформировавшегося во время оледенения и в послеледниковье, отметим следующее. В Алакульской впадине отчетливо видно, что верхнелейстоценовые галечники конусов выноса постоянных рек, в накоплении которых участвовали ледниковые воды, сильно заглинены. Галечники, отложенные этими же реками в современную послеледниковую эпоху, хорошо промыты. Современные пролювиальные галечники в сравнении с верхнелейстоценовыми имеют значительно меньшую мощность, измеряемую, по-видимому, на современном конусе выноса р. Ргайты всего несколькими метрами.

2. Влияние неотектоники на образование пролювия

Помимо климата, в накоплении пролювия важную роль играли тектонические движения. Они создавали необходимую контрастность рельефа в течение длительного времени, в результате чего могли образоваться мощные толщи пролювиальных осадков. Большое значение в создании контрастности рельефа и накоплении пролювиальных толщ имели движения по разломам. Например, суммарная амплитуда перемещения по Главному Джунгарскому разлому, отделяющему Джунгарский хребет от Алакульской впадины в течение позднего плиоцена (когда здесь началось горообразование)¹ — голоцена, достигла 5 км. Это удалось определить по характеру деформации доверхнелиоценовой поверхности выравнивания. Геофизические данные, полученные в юго-восточной части Алакульской впадины, показывают, что поверхность палеозойского фундамента располагается здесь на глубине примерно 1 км (рис. 45). Максимальная высота вершинной поверхности выравнивания на палеозойских породах, по данным В. С. Войтовича [19], составляет 4 км, а размах движения — приблизительно 5 км.

В течение новейшего тектонического этапа, как было отмечено В. Н. Вебером [17], происходило разрастание горных хребтов и сужение межгорных и предгорных впадин, что вызвало миграцию конусов выноса. Образовавшиеся в связи с началом горообразования наиболее древние конусы выноса впоследствии испытывали подъем и расчленились, а ниже по течению формиро-

¹ В верхнем плиоцене началось повсеместное горообразование в области современного Тянь-Шаня. В отдельных районах оно началось в миоцене

вались новые, более молодые конусы выноса. Таким образом, конусы выносов, возникшие в результате новейших дифференцированных тектонических движений, последующего размыва и аккумуляции в свою очередь подверглись дислокациям и размыву. Так продолжалось на протяжении всего плейстоцена и в голоцене. Доказательством служит то, что вершинные части многих позднеплейстоценовых конусов выноса вовлечены в поднятия и интенсивно расчленяются с образованием современных конусов. При этом на современных конусах выноса можно наблюдать следующую картину: долина, прорезавшая верхнеплейстоценовый конус выноса, расширяется книзу, и более молодой, растущий конус выноса своей вершиной заходит в устье этой долины, образуя с ее дном единую поверхность.

Для исследованной территории можно констатировать, что все ранее сформированные конусы выноса сместились на большее или меньшее расстояние. Этот процесс протекал неравномерно в разных впадинах и в различных частях одной и той же впадины. Так, в южной части Алакульской впадины, в районе р. Семерлы, смещение произошло на 10—12 км (от вершин наиболее древних, позднеплиоцен-раннеплейстоценовых конусов выноса до вершин голоценовых; см. рис. 1). Утверждение К. В. Курдюкова [73] о том, что дельты северо-восточного склона Джунгарского Алатау почти не меняли своего положения, нельзя признать достаточно обоснованным. В Северной Фергане, в районе р. Майлису, смещение было более чем на 20 км (см. рис. 2).

Судя по распространению самых южных выходов раннеплейстоценовых (сохских) конгломератов на северном склоне Алайского хребта, можно считать, что южная граница Ферганской впадины за то же время сместилась на север примерно на 40 км. Отложению сохских конгломератов в этом месте (например, в районе Хайдарканской котловины) «...предшествовала длительная денудация, уничтожившая или почти уничтожившая все остатки

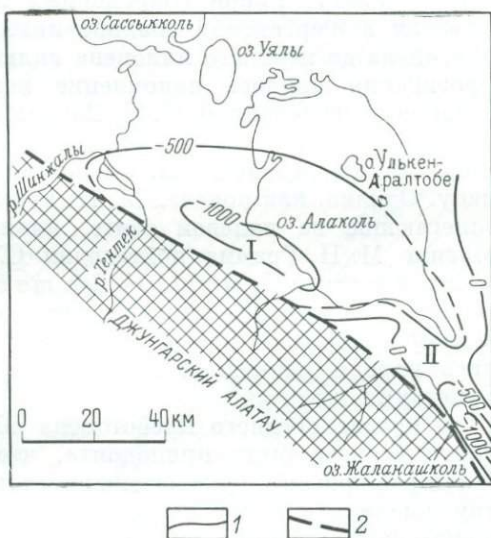


Рис. 45. Характер Коктуминского (I) и Джунгарского (II) прогибов в юго-восточной части Алакульской впадины.

1 — изогипсы поверхности палеозойского фундамента; 2 — Главный Джунгарский разлом. Штриховка — хр. Джунгарский Алатау

мезозойского и третичного покрова и расчленившая палеозой, непосредственно на котором лежат конгломераты» [152, с. 184]. Это подтверждает ранее высказанное положение о том, что каждая эпоха пролювиеобразования начиналась в предгорьях именно с фазы размыва и последующего отложения пролювиальных осадков на расчлененные поверхности. О темпе тектонических движений в начале раннего плейстоцена можно судить по следующему факту. Район современных хребтов Ак-бель, Ак-чоп и Супетаяу в Ферганской впадине интенсивно прогибался с конца олигоцена до верхнего плиоцена включительно. Следствием этого прогибания явилось накопление мощной (около 4 км) толщи осадков, расчлененной Н. П. Васильковским [13, 14] на свиты А₁ (соленосная), А₂ (гипсоносная), В₁ (бурая), В₂ (палевая), С₁ и С₂. Две последние Н. П. Васильковским относились к плейстоцену. Однако, как показал М. Н. Грамм [26], эти свиты, согласно залегающие на палевой свите, являются позднеплиоценовыми. Мнение М. Н. Грамма подтвердил С. А. Несмеянов [102], нашедший в свите С₂ *Archidiskodon meridionalis*. Перед отложением осадков раннего плейстоцена здесь указанные свиты были выведены на дневную поверхность и размывы. После этого отложились породы раннеплейстоценового возраста (свита D в горах Супетаяу).

В начале среднего плейстоцена область накопления сохских конгломератов была приподнята, что обусловило ее размыв и формирование среднеплейстоценовых конусов выноса ближе к центру впадины. В среднеплейстоценовое время южная граница Ферганской впадины сместилась на север примерно на 20 км и в районе нижнего течения р. Шахимардан ее положение не изменилось до настоящего времени, ибо среднеплейстоценовые пролювиальные образования здесь почти полностью были перекрыты позднеплейстоценовыми (рис. 46). Остались непокрытыми Чимионская (расположена к востоку от сел. Чимион) и Капчагайская гряды (расположена к северу от Чимионской), представляющие собой выраженные в рельефе молодые положительные структуры на общем фоне опусканий. Другими словами, в нижнем течении р. Шахимардан верхнеплейстоценовый конус выноса наложился на среднеплейстоценовый.

Северо-западнее р. Шахимардан, по рекам Сох и Исфара такого перекрытия не было. Здесь верхнеплейстоценовые конусы выноса выдвинулись вперед по отношению к среднеплейстоценовым. Но в конце позднего плейстоцена и в голоцене исфаринский и сохский конусы выносов подъема не испытывали, а потому и не были прорезаны потоками на сколько-нибудь значительную глубину. Имеющиеся на них вершинные врезки правильнее толковать как результат саморазвития конусов выноса. Таким образом, в бассейнах отмеченных рек южная граница Ферганской впадины в голоцене осталась в таком же положении, в каком была в позднем плейстоцене.

В результате общих тектонических движений (поднятия хребтов и опускания впадин) были изменены (в разных местах в неодинаковой степени) первоначальные углы наклона верхнеплейстоценовых конусов выноса и подгорных пролювиальных шлейфов. Это дает возможность установить, например, следующее: интенсивность тектонических движений по северо-восточному склону Джунгарского Алатау уменьшается с юго-востока на северо-

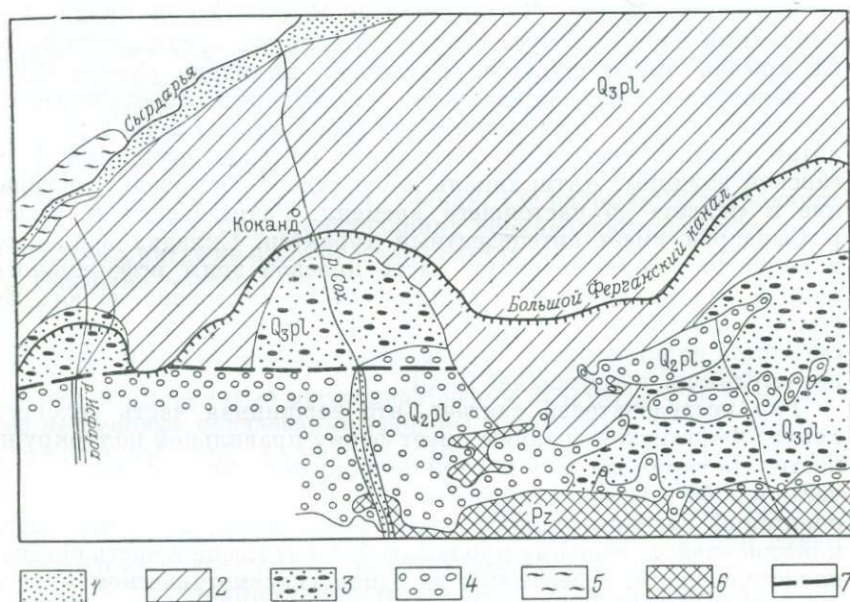


Рис. 46. Схема распространения пролювиальных отложений в южной части Ферганской впадины. Составил В. И. Елисеев.

1 — голоценовый аллювий; позднеплейстоценовый пролювий; 2 — образования верной и застойной фаций (в периферической части перекрыты голоценовым пролювием), 3 — образования потоковой фации; 4 — среднеплейстоценовые отложения; 5 — палеоген-неогеновые отложения; 6 — палеозойские образования; 7 — разлом

запад, что доказывается уменьшением уклонов конусов выноса в этом направлении от 0,018 на ргайтинском конусе до 0,009 на тентекском. Параллельно с этим уменьшается и глубина врезов потоков в конусы выноса. На ргайтинском конусе врез составляет 80 м, а на тентекском 26 м. Тектонические движения по северо-восточному склону Джунгарского Алатау были довольно быстрыми: за сравнительно короткий промежуток времени, падающий на конец позднего плейстоцена и голоцен, ргайтинский конус выноса был прорезан на глубину около 80 м.

Помимо влияния общих тектонических движений, верхнеплейстоценовые конусы выноса и пролювиальные шлейфы подверглись воздействию местных тектонических деформаций, выра-

жившихся в возникновении брахиантиклиналей, антиклиналей и синклиналей. Углы падения крыльев этих частных структур незначительны (доли градуса). Так, если двигаться по шахимарданскому конусу выноса от сел. Вуадиль к северо-западу, то можно заметить, что его уклон, обязанный пролювиальной аккумуляции, составляет 0,017. Близ Чимионской гряды он становится обратным и равен 0,02. Обратный уклон поверхности конуса вызван современными поднятиями Чимионской брахиантиклинали. Между Чимионской и Капчагайской брахиантиклиналями породы конуса собраны в пологую брахисинклиналь. Ее крылья имеют одинаковые уклоны, примерно равные 0,05. У переправы Чильмахрам через р. Сырдарья прослеживается Наукатская гряда, представляющая собой выраженную в рельефе антиклиналь в третичных отложениях на фоне опусканий Ферганской впадины. Антиклиналь имеет северо-восточное простирание и «живет» до настоящего времени. Разрезающая ее вдоль р. Сырдарья имеет antecedentный характер. Складка вовлекает в поднятия самую северную часть краевой зоны исфаринского конуса выноса, которая вследствие этого наклонена на юг. Ее уклон 0,003. Обратный уклон краевой зоны конуса через 1 км сменяется нормальным, т. е. северным, обязанным пролювиальной аккумуляции, и составляет 0,001.

Ряд исследователей считает, что вершинная часть сохского конуса Ферганской впадины имеет форму правильной полуокружности. На самом же деле из этой полуокружности в юго-восточной части как бы «вырезан» сектор (см. рис. 46). Ошибка в определении очертаний сохского конуса проистекала из-за того, что здесь к позднеплейстоценовому пролювию была отнесена и часть среднеплейстоценового, залегающая на одном гипсометрическом уровне с первым и отделенная тектоническим уступом от остальной части среднеплейстоценового конуса выноса р. Сох. В связи с этим можно полагать, что во время формирования сохского конуса в его вершине вдоль границы поздне- и среднеплейстоценовых образований существовал уступ. После того как сформировался сохский конус, произошло, по-видимому, опускание по разлому части среднеплейстоценовых отложений до уровня поверхности верхнеплейстоценового конуса выноса р. Сох.

Средне-раннеплейстоценовые пролювиальные отложения в ряде мест Ферганской впадины и окружающих ее предгорьях нарушены довольно интенсивно. Они собраны в брахиантиклинали, антиклинали и синклинали с углами падения крыльев от 3—5 до 30—35°. У некоторых брахиантиклиналей, по данным С. С. Шульца [151], падение слоев на крыльях достигает 70—80° (например, в Чимионской брахиантиклинали). Падение слоев на крыльях Капчагайской брахиантиклинали не превышает 5°. Складки вытянуты согласно с простиранием Ферганской впадины, т. е. в субширотном направлении. Интересно заметить, что на северном склоне Алайского хребта, к югу от хр. Катран имеется

нижнеплейстоценовый конус выноса р. Алаудин, образованный конгломератами. Он описан В. Н. Вебером [17] и Д. П. Резвым [123].

Конус в северной части осложнен флексуобразным перегибом, а в средней — серповидной антиклиналью. Д. П. Резвой полагает, что флексуобразный перегиб своим возникновением обязан молодым перемещениям по разлому, нарушающему палеозойский фундамент. Возникновение же серповидной антиклинали он объясняет оползанием галечников, происшедшим в результате сейсмического толчка. По его мнению, серповидное в плане залегание антиклинали не согласуется с широтным направлением выявленных здесь разломов. В связи с этим укажем, что образование складок в конгломератах не обязательно связывать с разрывными нарушениями. Они могут возникать сами по себе, независимо от разрывов. Например, подобная серповидная антиклиналь имеется к югу от сел. Газнау, где разрывных дислокаций нет. Кроме того, при исследованиях верхнеплейстоценовых конусов выноса нигде не было отмечено следов оползания в галечниках.

Развитие частных складок шло унаследованно, или консеквентно, по терминологии С. С. Шульда [152]. Многие складки развивались унаследованно, по крайней мере, с начала неогена [118]. У сел. Чонгора в Южной Фергане видно, например, что среднеплейстоценовые пролювиальные и подстилающие их палеоген-неогеновые образования собраны в антиклинальные складки, указывая тем самым на унаследованное развитие структур. В этом обнажении хорошо различается, что среднеплейстоценовые пролювиальные отложения залегают с размывом и угловым несогласием на палеоген-неогеновых и в сравнении с последними имеют значительно более пологие углы падения слоев.

Вопрос о влиянии дифференцированных тектонических движений на форму верхнеплейстоценовых устьевых выносов потоков в плане разбирается в работах Н. П. Костенко [61] и К. В. Курдюкова [73]. У Н. П. Костенко имеется абстрактная схема влияния растущего поднятия на сухую дельту, но не рассмотрены возникающие конкретные формы дельт. К. В. Курдюков сделал первую и, на мой взгляд, не очень удачную попытку наметить формы сухих дельт в плане в зависимости от тектонических движений. Прежде всего в отношении названий форм дельт. Им, например, выделены «пережатая» и «изогнутая» формы, которые ничего не говорят о формах дельт и вряд ли могут быть приняты. К категории «изогнутой» им отнесена дельта р. Теджен, в действительности являющаяся типичной лопастной. Полуовальная дельта р. Сох свидетельствует, по мнению К. В. Курдюкова, об опускании ее периферической части вдоль оси (поперек Ферганской впадины). Однако, во-первых, это заключение не согласуется с простиранием в рельефе частных структур второго порядка, всюду вытянутых вдоль Ферганской впадины. Во-вторых, «опускание» никак не выражено морфологически. Вероятно, некоторую вытянутость

сохской сухой дельты вдоль оси можно объяснить тем, что формировавшие ее радиально-направленные потоки были многоводнее в центре. Они, естественно, выносили обломочный материал дальше по сравнению с другими потоками, т. е. ближе к центру впадины, тем самым придав сохской дельте полуовальную или близкую к ней форму. Такая же картина наблюдается при формировании современной дельты р. Сох, наложенной на верхнеплейстоценовую.

Наиболее распространенной формой устьевых накоплений рек на исследованной территории является конусообразная (с малыми или большими вершинными углами конусов), реже устьевые накопления имеют полуовальную и полукруглую формы. Дифференцированные движения на общем фоне опусканий хотя и деформируют поверхности устьевых выносов рек, но форм их в плане не изменяют. Например, шахимарданский конус выноса с деформированной поверхностью характеризуется также полуовальной формой. Таким образом, отмеченные формы устьевых выносов рек формировались при преобладании общих более или менее равномерных опусканий их постелей в связи с прогибаниями впадин.

Дифференцированные тектонические движения в Алакульской впадине изменили форму периферической части джамантинского конуса выноса. Чтобы показать зависимость формы периферической части джамантинского конуса от дифференцированных движений, остановимся на тектонике Алакульской впадины. На основании геофизических данных, изучения обнажений и керн скважины, пробуренной у сел. Социалды, в ней можно наметить зоны опусканий и поднятий второго порядка, вытянутые вдоль впадины [45]. Наиболее прогнутой является Коктуминская зона, палеозойский фундамент в которой залегают, как указывалось, на глубине около 1 км. Коктуминской прогиб сменяется в юго-восточном направлении прогибом Джунгарских ворот примерно такой же глубины. Прогибы опускаются и в настоящее время, что доказывается смещением оз. Алакуль в южном направлении, связанным с перекосом впадины с севера на юг. За 20 лет (с 1942 по 1962 г.) озеро в своей юго-восточной части продвинулось к югу приблизительно на 700 м, смещаясь ежегодно в среднем на 35 м. Когда-то в 200 м от оз. Алакуль находилось оз. Кызылагаш. Сейчас оно затоплено водами оз. Алакуль. Поскольку джамантинский конус выноса расположен в наиболее прогнутой части Коктуминского прогиба, его периферическая часть больше всего подверглась озерной абразии. Поэтому она имеет не дугообразную форму, как у тентекского и ргайтинского конусов выноса, а прямолинейную, хотя устьевому выносу р. Джаманты присуща конусообразная форма. Волны озера, подрезая устьевой конус р. Джаманты, разрушают и расположенные на нем постройки сел. Коктума.

Приведенные факты не позволяют нам согласиться с утверждением К. В. Курдюкова [71] по затронутому вопросу. По его мне-

нию, отсутствие выпуклости на джамантинском конусе выноса связано с разрушающей деятельностью ветра. Но если допустить, что это так, то возникает вопрос, почему ветер пощадил периферическую часть ргайтинского конуса, образованную точно такими же галечниками, как и у джамантинского? Очевидно, деятельностью ветра невозможно объяснить отсутствие выпуклости на джамантинском конусе.

Сильное воздействие на морфологию пролювиальных накоплений в Алакульской впадине оказали дифференцированные тектонические движения по Главному Джунгарскому разлому, игравшему роль шарнирной линии. Эти движения в некоторых местах изменили первоначальный профиль пролювиального шлейфа, создали приразломные горсты и грабены, в связи с образованием которых пролювиальные слои оказались кое-где вздернутыми. Движения по разлому фиксируются, по крайней мере, с миоцена и продолжаютя вплоть до настоящего времени, что можно наблюдать, например, в устьевой части долины р. Семерлы. Здесь в основании разреза залегают средневерхнемиоценовые отложения, представленные красными глинами (рис. 47). На них с размывом залегают позднеплиоцен-раннеплейстоценовые пролювиальные конгломераты, перекрытые лёссом. К ним прислоняются среднеплейстоценовые пролювиальные конгломераты, перекрытые средне-позднеплейстоценовыми супесями и суглинками делювиально-пролювиального происхождения. Здесь же развиты среднеплейстоценовые аллювиальные галечники, слагающие террасу долины р. Семерлы высотой

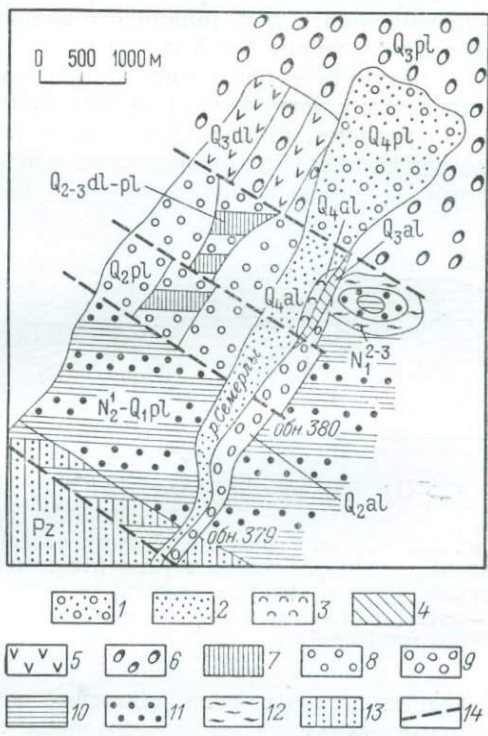


Рис. 47. Схема распространения кайнозойских отложений в устьевой части долины р. Семерлы (Алакульская впадина).
 Голоценовые отложения: 1 — пролювиальные, 2 — аллювиальные русловые, 3 — аллювиальные 3-метровой террасы; позднеплейстоценовые отложения: 4 — аллювиальные 8-метровой террасы, 5 — делювиальные, 6 — пролювиальные; среднеплейстоценовые отложения: 7 — делювиально-пролювиальные, 8 — пролювиальные, 9 — аллювиальные 30-метровой террасы; 10 — лёсс; 11 — позднеплиоцен-раннеплейстоценовые пролювиальные отложения; 12 — средне-позднемиоценовые осадки; 13 — образования палеозоя; 14 — разломы

от 8 до 30 м. К среднеплейстоценовым пролювиальным конгломератам прислоняются позднеплейстоценовые пролювиальные галечники, на которых залегают делювиальные супеси и суглинки такого же возраста. Они, в свою очередь, перекрыты голоценовым пролювием (см. рис. 1). Аллювиальные отложения позднеплейстоценового и голоценового возраста слагают террасы высотой соответственно 8 и 3 м.

В результате движений по разлому миоценовые отложения были смяты и разорваны, при этом приподнялось северо-восточное крыло разлома, прилежащее к Алакульской впадине. По такому же плану движения продолжались и позднее, т. е. северо-восточное крыло разлома приподнималось, а юго-западное опускалось.

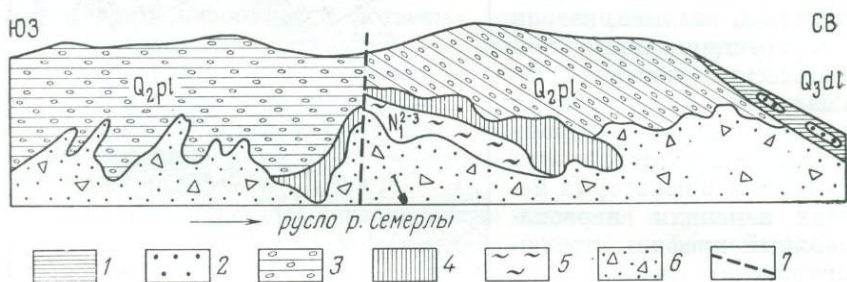


Рис. 48. Характер дислокаций среднеплейстоценовых отложений на левом склоне долины р. Семерлы в устье (Алакульская впадина). Рисунок с фотографии (для масштаба — лопата).

1 — суглинок; 2 — гравий с гальками; 3 — конгломерат; 4 — супесь; 5 — глина; 6 — сыпь; 7 — разлом

Вследствие такого рода движений позднеплиоцен-раннеплейстоценовые осадки на северо-восточном крыле разлома не сохранились, а среднеплейстоценовые имеют уменьшенную мощность и вздернуты (рис. 48). Близ этого крыла разлома среднеплейстоценовая терраса имеет высоту 30 м, а в 0,5—0,6 км выше по течению — только 8 м. У северо-восточного крыла разлома высота позднеплейстоценовой террасы 8 м, вверх по долине она уменьшается, и терраса вскоре скрывается под современным аллювием р. Семерлы. Приведенные факты не позволяют нам согласиться с В. С. Войтовичем [19], который полагал, что движения по разлому здесь происходили при одновременном воздымании крыльев. В миоценовое и послемiocеновое время движения по разлому у выхода р. Семерлы из гор происходили дифференцированно.

Изменение первоначального профиля пролювиального шлейфа можно наблюдать между бугром Караултобе и горой Актас в Алакульской впадине. Здесь в шлейфе прослеживается уступ высотой 3 м, имеющий северо-западное простирание, параллельное склону Джунгарского Алатау. Он, несомненно, имеет тектоническое, а не эрозионное происхождение, так как потоки не могли течь

вдоль наклонного пролювиального шлейфа. При этом поверхность шлейфа, лежащая севернее уступа (ниже по течению), наклонена круче, чем его поверхность, расположенная южнее уступа (выше по течению). В целом поперечный профиль шлейфа в этом месте вместо вогнутой формы, характерной для пролювиальной аккумуляции, приобрел выпуклую.

«Вздернутые» слои видны в ряде пунктов. Так, например, среднеплейстоценовые пролювиальные конгломераты на северо-

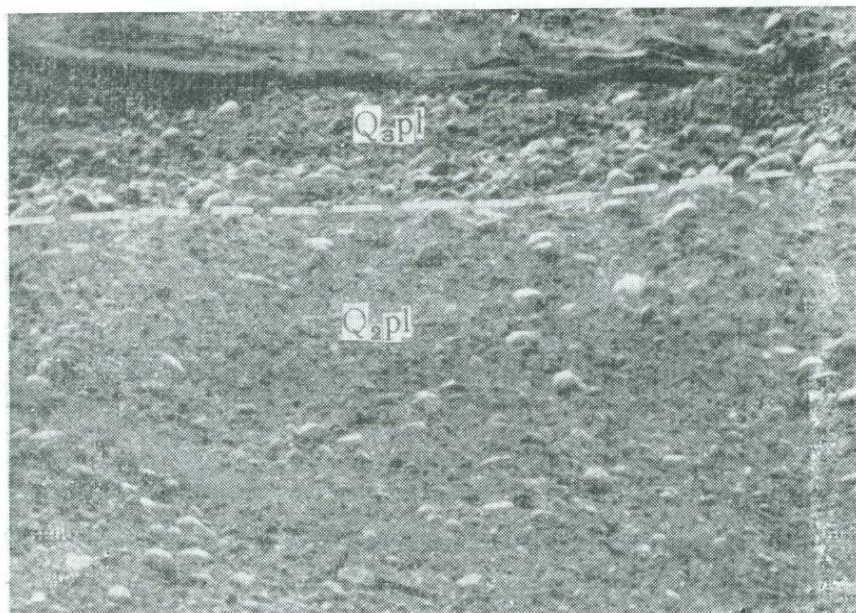


Рис. 49. Вздернутый участок конгломератов среднеплейстоценового возраста. Видна линза глин, наклоненная под углом 30° на левом склоне долины р. Тентек у выхода из гор

восточном крыле разлома в устье р. Семерлы приобрели наклон около 30° . На юго-западном крыле разлома они залегают более или менее горизонтально (см. рис. 48). Среднеплейстоценовые пролювиальные конгломераты по северо-восточному крылу разлома (р. Тентек у выхода ее из гор) наклонены под углом 30° в верховом конце обнажения (рис. 49) и около 10° в низовом (протяженность обнажения около 300 м). Конгломераты здесь разбиты сейсмоструктурными трещинами, расположенными перпендикулярно к напластованию. На среднеплейстоценовых конгломератах с размывом и угловым несогласием залегают верхнеплейстоценовые образования. В 1 км северо-западнее мыса Балгын (периферическая часть конуса выноса р. Джаманты) прослежи-

ваются «вздёрнутые» слои позднеплейстоценового возраста. Здесь у разлома слои имеют падение 20° , на некотором удалении от него их падение уменьшается до 10° , а на расстоянии 15—20 м падение составляет всего 4° и слои упираются в линзу сильно перемятого галечника неправильной формы. На этих слоях лежат суглинки с линзовидным прослоем галечника в подошве. Линза галечника залегает горизонтально. Следовательно, суглинки накопились после того, как произошло «вздёргивание» слоев.

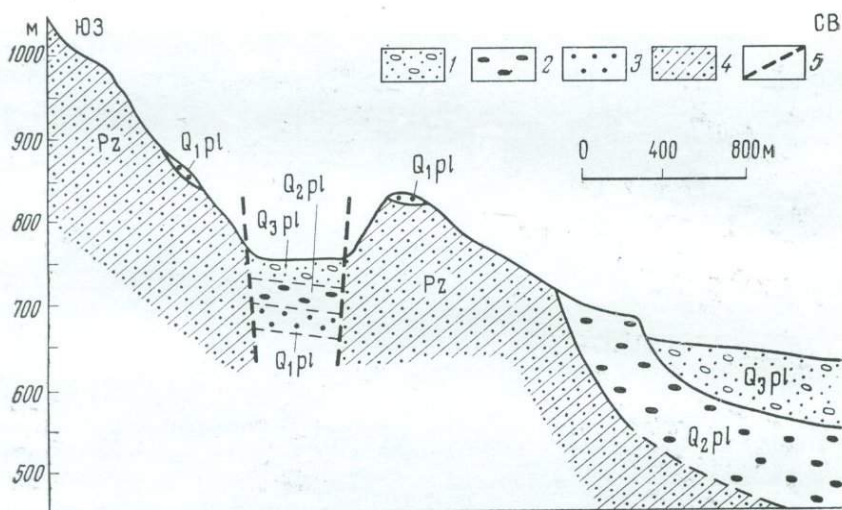


Рис. 50. Характер нарушений в четвертичных отложениях по левобережью р. Ргаиты близ ее выхода из гор.

Отложения: 1 — позднеплейстоценовые, 2 — среднеплейстоценовые, 3 — раннеплейстоценовые, 4 — палеозойские; 5 — разломы

По левобережью р. Ргаиты прослеживается односторонний горст, получивший название Актасского, и сопряженный с ним грабен, вытянутый в северо-западном направлении вдоль склона Джунгарского Алатау (рис. 50). Здесь над поверхностью ргаитинского верхнеплейстоценового конуса прослеживаются две «конусные террасы»: одна возвышается над этой поверхностью на 25 м (абс. высота террасы 675 м), а вторая на 175 м (абс. высота террасы 825 м). «Конусная терраса» на абс. высоте 675 м образована плохо окатанными галечниками предположительно среднеплейстоценового возраста, а «конусная терраса» на высоте 825 м — плохо окатанными галечниками, по-видимому, раннеплейстоценового возраста, имеющими незначительную мощность. Грабен выполнен пролювиальными образованиями предположительно ранне-, средне- и позднеплейстоценового возраста. Следуя вдоль грабена в юго-восточном направлении, можно заметить, что верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения замещаются

аллювиальными р. Ргайты, слагающими террасу высотой 90 м над урезом воды. Ширина террасы в пределах грабена около 1 км.

На основании имеющихся у нас данных мы не можем установить точно время заложения Актасского горста и сопряженного с ним грабена. Во всяком случае, дифференцированные движения по разломам в среднем плейстоцене привели к тому, что нижнеплейстоценовые галечники в пределах горста были почти полностью размыты. Можно утверждать, что движения по разломам продолжаются и до настоящего времени. Забегая несколько вперед, укажем, что В. С. Войтович [19] ошибочно полагает, что после отложения нижне-среднеплейстоценовых галечников развитие Актасского горста прекратилось. Об этом, по его мнению, свидетельствует практически горизонтальное залегание в его пределах и на соседних участках р. Ргайты позднеплейстоценовых аллювиальных отложений 40-метровой террасы р. Ргайты. По нашим замерам эта терраса несколько выше развалин сел. Ргайты (за пределами грабена) имеет высоту 45 м; терраса имеет 40-метровый цоколь из коренных пород и залегающие на нем валунно-галечные отложения мощностью 5 м. Внизу — это валунники мощностью 1,5 м (стрекневая субфация аллювия), а выше — галечники среднего и мелкого размера (побочевая субфация аллювия). У развалин сел. Ргайты высота цоколя уменьшается до 30 м, а мощность галечников увеличивается до 10 м. В 0,3 км ниже развалин, в центральной части грабена, цоколь террасы возвышается над урезом воды не более чем на 15 м, а мощность аллювия возрастает до 20—25 м. Аллювий представлен галечниками с алеврито-глинистыми прослоями мощностью 0,2—2,0 м и протяженностью 40—50 м. Они тонко-горизонтально-слоистые. Отмеченные прослои свидетельствуют о том, что здесь в связи с опусканиями потоки временами текли очень медленно или даже создавались полузастойные водоемы, в которых отлагались тонкозернистые осадки. В 1,5 км ниже по течению р. Ргайты в пределах Актасского горста высота цоколя террасы увеличивается, по-видимому, до 40—45 м, а аллювий образован валунами и крупными галечниками.

Дифференцированный характер движений на этом участке подтверждается строением и более низкой, 30-метровой террасы р. Ргайты и даже поймы. Несколько выше развалин сел. Ргайты терраса имеет цоколь из коренных пород высотой примерно 22 м и галечниковый покров мощностью около 8 м. Высота поймы здесь 2 м. Ниже развалин сел. Ргайты (в грабене) высота цоколя террасы уменьшается до 16—18 м, а мощность аллювия увеличивается до 10 м. Среди аллювиальных галечников прослеживаются прослой супесей и песков мощностью до 1 м. Интересно отметить, что аллювий этой террасы накапливался прерывисто. Отложенные ранее осадки подвергались размыву с образованием ложбин. Последующее заполнение ложбин происходило параллельно их склонам, отчего слои местами приобрели наклон в 25—30° (сло-

истость облекания). В 2 км ниже развалин сел. Ргайты в пределах Актасского горста терраса имеет высоту около 38 м (высота цоколя не была замерена) и в верхней части образована грубым валунно-галечным материалом. Высота поймы здесь достигает 4 м. В связи с современными поднятиями горста русло р. Ргайты сместилось к юго-востоку. Оно огибает эту структуру.

Помимо отмеченных дислокаций по Главному Джунгарскому разлому, к юго-востоку от р. Ргайты, прослежены сдвиги пролювиальных отложений. Поскольку вопрос о горизонтальных движениях спорный, а правильное решение его важно не только с теоретической точки зрения, но и с практической (например, при поисках россыпных месторождений полезных ископаемых), мы остановимся на нем более или менее подробно, несмотря на то что ранее этот вопрос затрагивался В. С. Войтовичем [19]. Это необходимо сделать еще и потому, что возраст перемещенных пород и амплитуды смещений толщ, по нашим данным, несколько другие. По В. С. Войтовичу [19], амплитуда новейших сдвигов превышает 2 км, а за весь четвертичный период она, судя по смещению плиоценовых слоев, достигла 7—10 км.

В отношении горизонтальных перемещений пролювиальных отложений интерес представляют два участка: бугор Куртобе, расположенный на правом берегу р. Токты, и район Дурной речки. Бугор Куртобе вытянут параллельно склону Джунгарского Алатау, его длина около 2 км, ширина почти 1 км. Над пологопокатой равниной, сложенной пролювиальными отложениями позднелейстоценового возраста, он возвышается на 70 м. Бугор образован среднелейстоценовыми осадками. В структурном отношении — это пологая брахиантиклиналь с углами падения крыльев 5—6° и менее. Среднелейстоценовые осадки бугра представлены залегающими на палеозое двумя различными в литологическом отношении пачками, вытянутыми вдоль простирания бугра и фациально замещающими друг друга: галечниковой ближе к горам и щебнистой дальше от гор (рис. 51). Гальки из галечниковой пачки имеют слабую окатанность и состоят преимущественно из эффузивов, к которым добавляются гальки из известняка, кварца, песчаника, кремнистых и глинистых сланцев. Размер галек 3—6 см. Однако нередко среди них встречаются валуны эффузивов размером 20—25 см. В заполнителе — глинистый песок с гравием. Кое-где в галечниках содержатся линзы желтовато-серых супесей мощностью 4—5 м, включающих плохо окатанные зерна гравия и мелкой гальки. Галечники — явно принесенные издалека, ибо в соседних горах таких пород нет, их генезис пролювиальный. Они отложены, скорее всего, р. Токты. Пачка щебней состоит в основном из обломков кремнистых и глинистых сланцев, редко песчаников. Размер обломков от 2 см до 0,4—0,6 м. Отмеченные породы являются местными, ими сложены соседние участки гор. Генезис пачки делювиально-пролювиальный. Если бы щебни были снесены с гор в этом месте, то невоз-

можно было бы объяснить, как они оказались позади галечников. Отмеченное соотношение галечников и щебней можно объяснить только так: и те, и другие сместились сюда из устьевой части

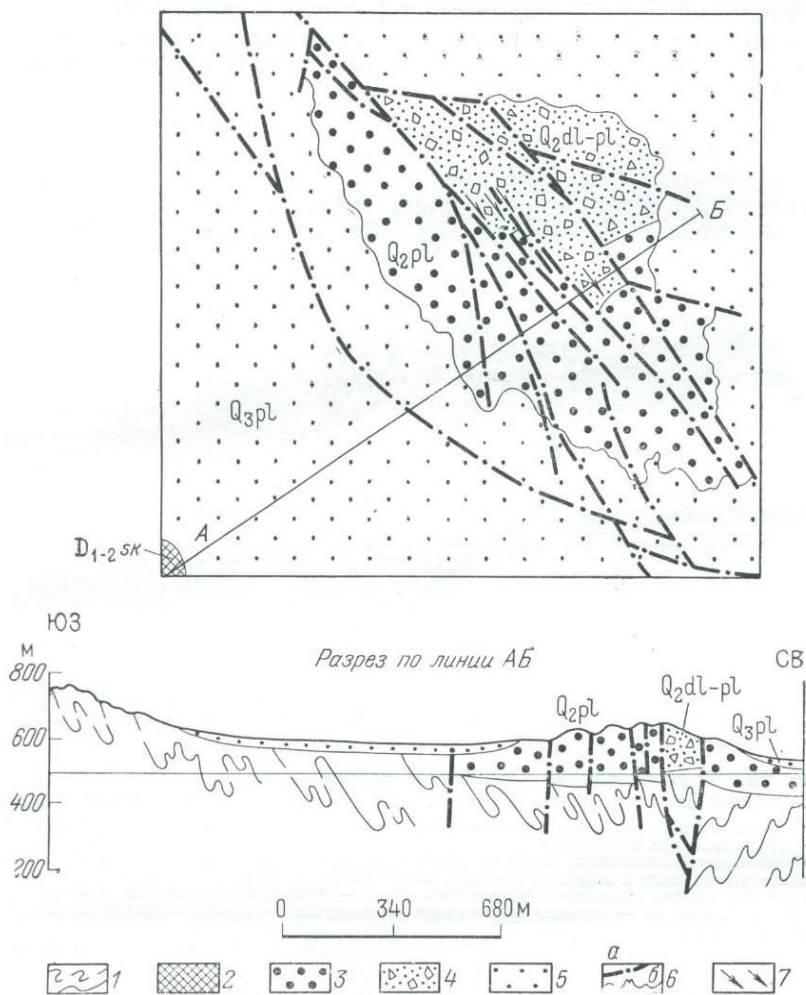


Рис. 51. Горизонтальные смещения среднеплейстоценовых отложений в пределах бугра Куртобе (по В. С. Войтовичу, с изменениями автора).

1 — палеозойские отложения нерасчлененные (на разрезе); 2 — саркандская свита нижнего девона — зйфеля (алевролиты, сланцы, песчаники); 3 — среднеплейстоценовые пролювиальные галечники; 4 — среднеплейстоценовые делювиально-пролювиальные щебни; 5 — верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения; 6 — разрывные нарушения (а) и стратиграфические контакты (б); 7 — направление сдвига

р. Токты, т. е. правым сдвигом. Поскольку среднеплейстоценовый конус выноса р. Токты, видимо, располагался на том же меридиане, что и верхнеплейстоценовый, то амплитуду смещения можно оценить в 4 км.

В районе Дурной речки смещенными в горизонтальном направлении оказались позднеплиоцен-раннеплейстоценовые отложения. Здесь к северу от гор Кендыр-сакал прослеживается пролювиальный шлейф, расчлененный логами субмеридионального направления. В отложениях, его образующих, можно выделить осадки миоцена, верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена,

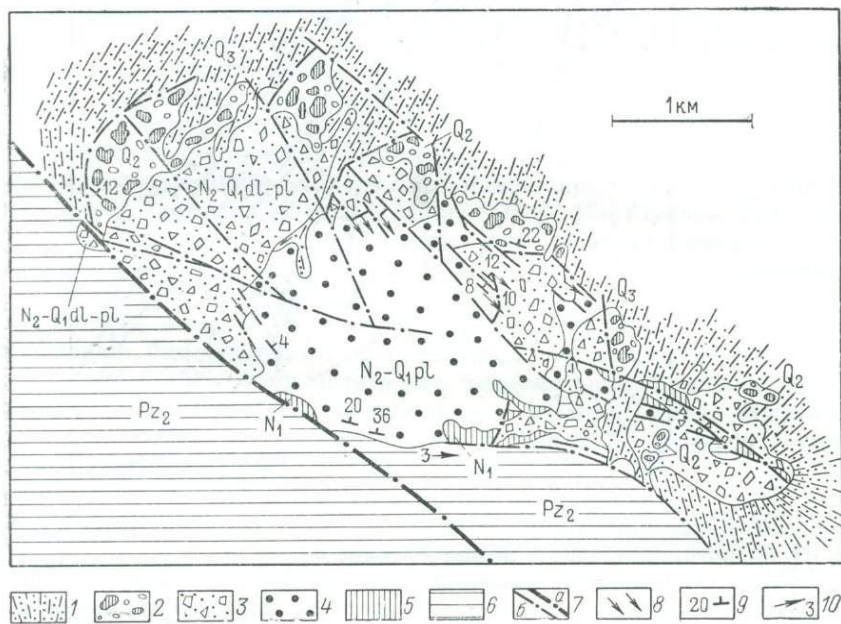


Рис. 52. Горизонтальные смещения верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых отложений близ рч. Дурной (по В. С. Войтовичу, с изменениями автора). Пролувиальные отложения: 1 — верхнеплейстоценовые, 2 — среднеплейстоценовые; 3 — верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые делювиально-пролювиальные щебни; 4 — верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые пролювиальные щебни с галькой; 5 — миоценовые красно-бурые глины и мергели; 6 — среднепалеозойские образования; 7 — Джунгарский разлом (а), прочие разрывные нарушения (б); 8 — направление сдвигов; 9 — элементы залегания слоев; 10 — зеркало скольжения горизонтальное с направлением скольжения верхнего блока

среднего и верхнего плейстоцена и голоцена (осадки голоцена на рис. 52 не выделены). Верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые образования залегают на палеозое (местами на глинах миоцена) и состоят из двух пачек, замещающих одна другую в пространстве: галечно-щебнистой и щебнисто-дресвяной. Примыкающая к разлому галечно-щебнистая пачка с северо-запада, северо-востока и юго-востока окружена образованиями щебнисто-дресвяной пачки (рис. 52). Галечно-щебнистая пачка состоит из щебней, которые преобладают, и галек слабой и средней окатанности. Обломки имеют размер от 2,5 см до 0,5 м, заполнитель песчано-

дресвяный. Состав щебней и галек разнообразен: известняки, песчаники, алевролиты, порфиры, порфириты и их туфы, яшмы и кремнистые сланцы. Вулканогенные породы, по В. С. Войтовичу [19], развиты только в водораздельной части Джунгарского Алатау. Это — нижнепермские отложения Чулакской мульды. В предгорья они могли быть вынесены только крупными реками, например такими, как р. Чиндала. В то же время наличие в пачке обломков из эффузивов нельзя связывать с привносом из близлежащих нижнепермских конгломератов карадобинской свиты, состоящих из галек хорошей окатанности. Генезис осадков пролювиальный (наряду с отложениями водных потоков в них немалую роль играют и селевые накопления).

Щебнисто-дресвяная пачка, в которой нет ни одной гальки, состоит преимущественно из кремнистых сланцев (размер обломков 0,2—1,0 см) с супесчаным заполнителем. Размер обломков здесь по сравнению с таковым из галечно-щебнистой пачки намного меньше. Следовательно, и потоки, их отложившие, характеризовались значительно меньшими расходами. Генезис осадков — делювиально-пролювиальный. Кремнистые сланцы развиты вдоль Главного Джунгарского разлома. Возникает вопрос, как дресвяники, образовавшиеся в результате разрушения местных пород, оказались расположенными дальше от гор по отношению к породам, принесенным издалека? Без привлечения горизонтальных смещений описанные закономерности распространения галечно-щебнистой и дресвяной пачек позднеплиоцен-раннеплейстоценового возраста объяснить невозможно. Скорее всего, прослеживающаяся в районе Дурной речки толща пород позднеплиоценового — раннеплейстоценового возраста переместилась сюда из устья р. Чиндалы в результате правого сдвига. Амплитуда смещения в течение верхнего плиоцена — плейстоцена может быть оценена в 12 км.

Пролювиальный шлейф среднеплейстоценового возраста в районе Дурной речки рассечен небольшими долинами (долинами ручьев), сформировавшимися в позднем плейстоцене и голоцене. Исследование долин, пересекающих разлом, показало, что они смещены вдоль него правым сдвигом. Амплитуда смещения, замеренная на аэрофотоснимках, достигает 0,5 км. Таким образом, все отмеченные смещения являются результатом правостороннего сдвига по разлому.

Приведенные данные показывают, что проявления новейшей тектоники играли важную роль в процессе формирования пролювиальных отложений. Они определяли мощность пролювия и условия его залегания, вызывали миграцию конусов выноса и кое-где служили причиной изменения формы их периферических частей.

Глава VIII

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ВАРИАНТЫ ПРОЛЮВИЯ И ЕГО СООТНОШЕНИЯ С ВОДНОДЕЛЬТОВЫМИ НАКОПЛЕНИЯМИ НЕКОТОРЫХ РЕК СРЕДНЕЙ АЗИИ И ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

1. Географические варианты пролювия

На облик пролювия большое влияние оказывают темп тектонических движений, изменения климата и размер потока. В зависимости от тех или иных сочетаний отмеченных факторов возникают различные географические варианты пролювия. У подножий высоких горных хребтов Средней Азии и Южного Казахстана нами различались две разновидности пролювия: наиболее резко отличный от аллювия типичный пролювий временных водотоков (пролювий подгорных шлейфов) и более близкий к аллювию пролювий постоянных рек длиной 100—170 км. Из их сравнения друг с другом и с отложениями конусов выноса небольших склоновых оврагов вытекает, что при увеличении мощности потока пролювий начинает приобретать некоторые черты сходства с констративным горным аллювием, а при его уменьшении — с горным делювием. Так, пролювий рек Соха, Исфары и Шахимардана по степени окатанности и сортированности галечного материала, а также значительному развитию в нем потоковой фации сходен с констративным горным аллювием. Это обстоятельство, по видимому, и побудило некоторых исследователей устьевые накопления постоянных рек выделить под названием «аллювия в пролювиальной форме», что явно неудачно. Более глубокое изучение этих накоплений показало их существенные отличия от констративного горного аллювия, на что выше указывалось.

Североферганский пролювий (конусы выноса рек Майлису и Кассансай) формировался более мощными потоками, чем те, которые образовали типичный пролювий шлейфов, и менее мощными по сравнению с сохским, исфаринским и шахимарданским потоками Южной Ферганы. Поэтому он занимает промежуточное положение между отмеченными разновидностями пролювия. Его потоковая фация представлена галечниками более мелкими, хуже окатанными и отсортированными, чем галечники потоковой фации пролювия рек Соха, Исфары и Шахимардана, но лучше окатанными и отсортированными и более четко слоистыми по сравнению с галечниками потоковой фации пролювия подгорных шлейфов. Крупные конусы выноса южноферганских рек довольно хорошо

обводнены, поэтому в них развита застойноводная фация, занимающая примерно одну треть их площади. В североферганском пролювии подгорных шлейфов она отсутствует.

Еще более заметные отличия от типичного пролювия наблюдаются в устьевых накоплениях аридных равнин таких крупных рек, как Теджен и Мургаб, длина которых соответственно 1124 и 852 км [30]. К их устьевым накоплениям чаще всего применяются термины «сухая» и «наземная» дельты, а не конусы выноса. Наземные дельты в силу большой мощности потока вынесены далеко вперед, вглубь равнины. Они характеризуются плоской формой и огромными размерами. Так, дельта р. Теджен¹ позднелайстоценового возраста имеет протяженность около 350 км при ширине 80—100 км. Наземнодельтовые отложения р. Теджен, начинаясь в 20 км южнее г. Серахс, протягиваются в северо-западном направлении почти до г. Бахардок и слагают несколько разновозрастных сухих дельт. Наиболее древней из них является серахская, возникшая, по М. И. Раевскому [121], в раннем и среднем плейстоцене. Отложения серахской субаэральной дельты перекрываются позднелайстоценовыми осадками инклабской сухой дельты таким образом, что вершинные части дельт совпадают. Следовательно, план тектонических движений здесь в течение всего плейстоцена оставался неизменным. В связи с более интенсивными прогибаниями части подгорной равнины, прилегающей к Копетдагу, инклабская дельта вытянута вдоль хребта. Ее форма — характерная лопастная (рис. 53). К северо-западу от сел. Теджен развиты наземные дельты голоценового возраста: тедженская и бабадайханская.

Наземнодельтовые отложения р. Теджен характеризуются пестрым литологическим составом как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях, т. е. в них наблюдается чередование пластов и линз разного гранулометрического состава, смена по простиранию грубообломочных пород мелкообломочными и наоборот. Они более или менее отсортированы, общий облик разреза выдерживается на значительных пространствах² [11]. Наблюдается также измельчение наземнодельтовых отложений вниз по течению. Из приводимых М. И. Раевским разрезов скважин [121] видно, что галечники и галечные пески (наша потоковая фация) верхней части серахской субаэральной дельты ниже по течению замещаются чередующимися в разрезе песками, глинами и алевролитами (наша веерная фация). В разрезах скважин часто встречаются глины, что свидетельствует об интенсивном процессе заиления в руслах. Осадки веерной фации сменяются образова-

¹ Краткое описание наземнодельтовых отложений р. Теджен имеется в работах Г. И. Амурского и М. И. Раевского [1], С. П. Вальбе [10, 11] и М. И. Раевского [121].

² С. П. Вальбе наземнодельтовые (пролювиальные) отложения р. Теджен описывает под названием аллювиально-дельтовых, что нельзя признать правильным.

ниями застойководной, возникшими в небольших озерах, сорах, такырах, болотах и, видимо, занимающими обширные пространства.

Инклябская дельта в вершинной части образована главным образом песчано-глинистыми осадками. Крупнообломочные породы мощностью не более 5 м прослеживаются только в основании разреза. Для отложений этой дельты, по С. П. Вальбе, «...характерна крупная и средняя (0,5—2,0 м) горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием различных литологических типов

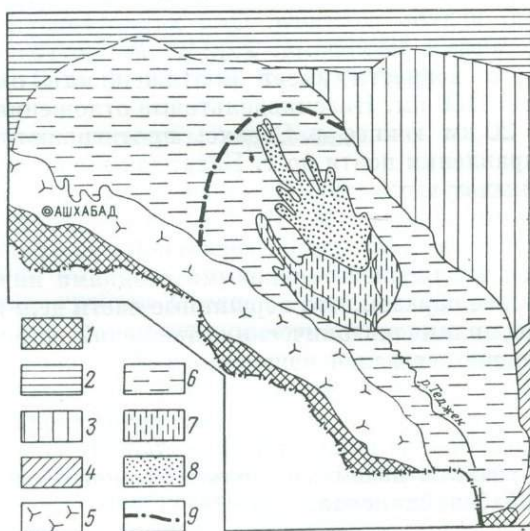


Рис. 53. Схема распространения дельтовых отложений р. Теджен (по Раевскому, 1963, с небольшими изменениями автора).

Отложения: 1 — дочетвертичные, их выходы на поверхность, 2 — каракумской свиты, 3 — дельтовые р. Мургаб (без расчленения), 4 — елчилюкской свиты, 5 — пролювиально-аллювиальные предгорного шлейфа Копетдага, 6 — инклябской дельты р. Теджен, 7 — тедженской дельты; 8 — площадь распространения осадков бабадайханской дельты; 9 — северная и северо-западная предполагаемые границы отложений серахской дельты

пород. Внутри пластов, как правило, отмечается тонкая горизонтальная и реже косая слоистость. Часто встречаются пачки (до 2 м и более) неслоистых, очевидно, перевеянных песков» [10, с. 78]. Преимущественно песчано-глинистый состав наземных дельт р. Теджен даже в вершинной части свидетельствует о том, что отдельные русла, на которые разбивался единый тедженский поток к северу от г. Серахс, характеризовались медленным течением. Причиной этого является медленное течение основного потока, потерявшего свою скорость в 100 км южнее г. Серахс, где он вышел из гор на равнину. В связи с этим в осадках инклябской субаэральной дельты резко преобладают веерная и застойководная фации, потоковая же сильно редуцирована.

Тедженская субаэральная дельта образована переслаивающимися между собой песками, алевролитами, глинами и суглинками

общей мощностью не более 16 м. Крупнообломочный материал в ней совершенно отсутствует. Наконец, бабадайханская сухая дельта сложена в основном иловато-глинистым материалом. Скорее всего, эти породы образуют не самостоятельную сухую дельту, а являются краевой частью тедженской, характеризующейся застойноводным режимом.

Пролувий, слагающий эти дельты, еще менее типичен. Он отличается от описанных выше разновидностей пролувия тем, что его потоковая фация сходна с русловым аллювием равнинных рек. Подобные образования занимают промежуточное положение между пролювиальными отложениями средних по величине постоянных рек, таких как Исфара, Сох, Шахимардан, и водными дельтами, такими, как дельты рек Сырдарья и Амударья. В них сохраняются черты, свойственные пролювиальным отложениям, и признаки, присущие собственно-дельтовым осадкам.

Расходы потоков оказывают, таким образом, существенное влияние на облик устьевых выносов. Это будут различные *кинето-генные*¹ варианты пролувия.

Крупные реки, такие, как Сырдарья и Амударья, не иссякают в межгорных впадинах, а доносят свои воды до моря и образуют водные дельты. Таким образом, намечается ряд переходных образований между типичным пролювием и воднодельтовыми осадками. Последние уже не являются пролювием, а представляют собой особый генетический тип осадочных отложений.

Большое влияние на степень развития и облик пролувия оказывает тектоника, выражающаяся в контрастности рельефа. В зависимости от изменений тектонических обстановок возникают различные *тектоногенные* подтипы пролувия.

Одним из наиболее четких показателей зависимости характера пролувия от контрастности рельефа является его мощность. Так, контрастность рельефа по северо-восточному склону Джунгарского Алатау уменьшается в северо-западном направлении. В этом же направлении уменьшается и мощность пролувия. На конусе выноса р. Ргайты она 80 м, на конусе выноса р. Джаманты 60 м, и на конусе выноса р. Тентек — около 30 м. Второй наглядный пример: у подножия высокогорного Алайского хребта, на юге Ферганской впадины, мощность верхнеплейстоценового пролувия достигает 160 м, у подножия среднегорного Чаткальского хребта, на севере Ферганской впадины (конус выноса р. Кассансай), она 100 м, а у подножия низкогорного Чу-Илийского хребта не превышает 8—12 м.

В зависимости от изменения контрастности рельефа, естественно, меняется и облик пролувия, что можно уяснить, исследуя пролувий подножия Чу-Илийского хребта, где он образует шлейф, полого покатый в сторону Чуйской впадины. В строении верхнеплейстоценового шлейфа участвуют щебни с гальками

¹ От слова «кинетический». Известно, что работа текущей воды определяется именно величиной ее кинетической энергии, или «живой силой».

слабой и плохой окатанности, изредка встречаются гальки хорошей окатанности, по всей вероятности, вымытые из более древних конгломератовых толщ. Преобладают щебни и гальки среднего размера (5—6 см в поперечнике) с отдельными обломками размером 10 и 20 см. Форма галек уплощенная. В заполнителе — песок грубозернистый кварцево-полевошпатовый, карбонатный. Местами галечниковые щебни сцементированы карбонатным цементом до состояния крепкой конгломерато-брекчии. Содержание валунно-галечниковой фракции в галечниковых щебнях 40—50%. Они характеризуются неясной, местами почти горизонтальной слоистостью, плохой сортировкой, содержат линзы глин (субфация заливающихся участков русел) и гравийных косослоистых песков мощностью не более 0,4 м [37].

На расстоянии 5—6 км к юго-западу (близ периферии шлейфа) пролювиальные отложения имеют в основном тот же характер, если не считать некоторого уменьшения крупности обломочного материала. Это щебни с гальками слабой и плохой окатанности, среднего и мелкого размеров. Промежутки между ними заполнены грубозернистым кварцево-полевошпатовым песком. Здесь в галечниковых щебнях нередко встречаются линзовидные прослойки глин, песков и гравийных песчаников мощностью 1—1,6 м и протяженностью 40—160 м. Мощность пролювиальных образований около 8 м.

Небезынтересно рассмотреть и особенности строения раннеплейстоценового пролювия, распространенного в форме шлейфа в северо-западной части Чу-Илийского хребта. В строении этого шлейфа принимают участие своеобразные конгломерато-брекчии с карбонатным цементом, состоящие из плохо окатанных галек, щебня и дресвы размером от нескольких миллиметров до 2—3 см в поперечнике; имеются включения обломков размером 15—20 см и глыб — до 0,5—1,0 м. Иногда в конгломератах прослеживаются гнезда и линзы серых карбонатных косослоистых песчаников. Конгломерато-брекчии часто неслоисты, местами характеризуются неотчетливой горизонтальной слоистостью (чередование слоев разной крупности; рис. 54). Иногда раннеплейстоценовые образования имеют другой литологический состав. В качестве примера можно привести следующий разрез, находящийся в средней части левого склона долины руч. Кеншагыр (сверху):

- | | |
|---|-------|
| 1. Щебни местных пород с песчано-гравийным заполнителем, сильно загипсованные. Размер щебенки 5—10 см | 0,7 м |
| 2. Гравий, состоящий из плохо окатанных зерен кварца со щебенкой размером 1—2 см и мелкой плохо окатанной галькой, сильно загипсованный | 0,2 » |
| 3. Мергель песчано-алевритовый, загипсованный. Содержание карбонатов достигает 40% (табл. 23, обр. 28) | 0,7 » |
| 4. Глина от коричневой до темно-коричневой, тяжелая песчано-алевритовая с гравием (зерна гравия плохо окатаны), карбонатная (см. табл. 23, обр. 29) | 0,3 » |

5. Гравий, состоящий из плохо окатанных зерен с мелкой, плохо окатанной галькой, сходный с гравием слоя 2, но менее заглинованным 1,4 м
6. Конгломерат-брекчия серая, карбонатная, неслоистая и плохо отсортированная, максимальный размер обломков 1,5 см 0,8 м

Общая мощность отложений 4,1 м. Ниже лежат глины верхнего плиоцена.

Таблица 23

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КАРБОНАТНОСТЬ
РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
В РАЙОНЕ РУЧ. КЕНШАГЫР, %

Место взятия образца	Номер образца	Размер фракций (мм)			Содержание карбонатов
		0,25—0,1	0,1—0,01	< 0,01	
Левый склон руч. Кеншагыр в средней части, слой 3 Там же, слой 4	28	6,62	15,75	77,63	38,6
	29	10,14	26,61	63,25	19,2

В периферической части шлейфа (устьевая часть долины руч. Кеншагыр) пролювиальные отложения представлены (на основании описания их в шурфах) серыми щебнистыми галечниками, состоящими из галек плохой окатанности, с разнозернистым песком в заполнителе, с линзами серых песков и суглинков мощностью 0,3—1,2 м. Преобладающий размер галек 5—7 см, изредка встречаются валуны 0,2 м в поперечнике. Содержание гравийно-галечной фракции изменяется от 66,2 до 72% (табл. 24, обр. 30 и 31). Местами галечники почти горизонтальнослоистые. Их мощность изменяется от 2,5 до 12 м. Форма галек уплощенная и их поверхности часто покрыты карбонатными корочками.

Таблица 24

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ
ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УСТЬЯ РУЧ. КЕНШАГЫР, %

Место взятия образца	Номер образца	Размеры фракций (мм)			
		> 8	8—2	2—0,01	0,01
К югу от устья руч. Кеншагыр	30	32,5	39,5	20,0	8,0
К северу от устья руч. Кеншагыр	31	22,5	43,7	27,6	6,2



Рис. 54. Неясно выраженная горизонтальная слоистость в отложениях пролювиального шлейфа раннеплейстоценового возраста у подножия Чу-Илийских гор, левый склон устья руч. Джилдан (продольное сечение). Высота обнажения 2 м

Приводим разрез наиболее глубокого шурфа, расположенного на пролювиальном шлейфе в 1,5 км к северу от устья долины руч. Кеншагыр (сверху):

- | | |
|---|-------|
| 1. Галечник серый с линзами желтовато-серого кварцево-полевошпатового песка мощностью до 1 м с грубозернистым глинистым песком в заполнителе, почти горизонтальнослоистый. Гальки окатаны плохо, их содержание около 60%, размер до 6 см | 3,8 м |
| 2. Галечник серый. Гальки окатаны плохо и включены в разнородный неглинистый песок. Содержание галек около 30%, размер до 4 см | 1,9 » |
| 3. Песок светло-серый, мелкозернистый, кварцево-полевошпатовый | 0,3 » |
| 4. Галечник серый, состоящий из плохо окатанных галек с разнородным, неглинистым песком в заполнителе. Содержание галек около 30%, размер до 4 см. В галечниках наблюдаются линзы желтовато-серых кварцево-полевошпатовых мелкозернистых песков мощностью 0,6—1,0 м | 6,0 » |

Общая мощность осадков 12 м. Они залегают на размытой поверхности красно-бурых глин миоцена.

Вышеизложенное показывает, что пролювиальные отложения у подножия невысоких Чу-Илийских гор (к тому же получающих еще и мало осадков — около 150 мм в год), в отличие от пролювиальных накоплений подножий Джунгарского Алатау, Кунгей Алатау и других хребтов, имеют значительно меньшую мощность, хуже окатаны и отсортированы, часто неслоистые, менее грубые, значительно загипсованы и представлены только одной фацией, соответствующей потоковой фации пролювия шлейфов подножий высоких гор. Отсутствие веерной фации в этом пролювии объясняется, по-видимому, тем, что потоки, его формировавшие, имели преимущественно селевой режим, при котором не происходит или почти не происходит гранулометрической дифференциации материала в радиальном направлении.

Крайними разновидностями пролювия в условиях аридного и семиаридного климата является пролювий некоторых равнинных рек Прикаспийской низменности и пролювий небольших ручьев в равнинных и холмистых областях Казахстана. К первой из разновидностей пролювия можно отнести осадки Камыш-Самарских озер, чижинских и джунгарских разливов Прикаспийской низменности. В этих образованиях различить вершинную и краевую фации не представляется возможным. Здесь резко преобладают полусубаквальные осадки болотно-солончакового и озерно-болотного типа. Поскольку отмеченные отложения являются устьевыми выносами потоков, их, очевидно, можно отнести к пролювиальным. «Но крайнее их своеобразие, — указывает Е. В. Шанцер [147], — не позволяет сделать это безоговорочно и, быть может, правильнее выделять их особо в качестве промежуточных по своей природе смешанных парагенезов, включающих как осадки, близкие к пролювию в собственном смысле, так и по

существу своему уже аллювиальные и озерно-болотные отложения» (с. 203).

Отличительной чертой пролювия равнинных и холмистых областей аридной зоны является та, что он здесь недоразвит и нетипичен. Его полному развитию мешает малая контрастность рельефа. Конусы выносов в этих областях характеризуются небольшими размерами и в своих вершинных частях сложены мелкообломочным материалом. Большая же их часть образована супесчано-суглинистыми осадками. Примером является пролювий, развитый в Иссук-Кульской впадине у горы Тешке. Конусы выносов здесь имеют размер в несколько десятков и первых сот метров и целиком сложены суглинками и глинами. В таких конусах выноса противопоставить зону развития потоковой фации зоне развития веерной фации не представляется возможным. Это связано с тем, что маломощный поток при выходе к подножию склона сразу же распластывается и потоковые фации теряют свои типичные черты. Эти накопления, строго говоря, уже нельзя называть пролювием, а их следует выделять, как отмечалось выше, или в качестве переходных делювиально-пролювиальных, или делювиальных образований.

Аналогичные ряды промежуточных образований, связывающих пролювий с аллювием, с одной стороны, и делювием — с другой, судя по литературным данным, могут быть установлены и для аридной юго-западной части Северной Америки. Там помимо полноразвитого пролювия, т. е. конусов выноса, состоящих из двух фаций, нередко встречаются и однофациальные конусы выноса. Е. Блиссенбах [163], касаясь фациального расчленения конусов выноса штатов Аризона, Южная Калифорния и юго-западной части шт. Нью-Мексико, указывает, что в их сложении участвуют как неконсолидированные, рыхлые породы (фангалечник, фанпесок и фанил), так и консолидированные, сцементированные (фангломерат, фанпесчаник и фанаргиллит). Эти конусы выноса состоят из двух фаций или из одной. Многие конусы выноса, замечает Е. Блиссенбах, монофациальны: сложены либо фангломератом, либо только песком (например, небольшие конусы выноса Блэк Хиллс шт. Аризона). И хотя Е. Блиссенбах не указывает причины, породившей монофациальные конусы выноса столь резко различного состава, нетрудно догадаться, что песчаные конусы выноса Блэк Хиллс своим возникновением обязаны небольшим потокам в условиях мало контрастного рельефа. М. Мелтон [183], характеризуя конусы выноса южной части шт. Аризона, констатирует, что тела их сложены грубослойными, плохо и умеренно отсортированными галечниками. Сортировка и слоистость галечниковых накоплений становится слабее по мере того как размер галек и валунов увеличивается. Таким образом, и на юго-западе Северной Америки характер пролювия меняется от района к району в зависимости от изменения тектонических условий и мощности водотоков: от типичного двухфациального

до недифференцированного на фации песчаного. Песчаные отложения небольших конусов выноса Блэк Хиллс являются, по видимому, уже не чистым пролювием, а представляют собой переходные делювиально-пролювиальные накопления.

Исследование пролювия в зависимости от климата позволяет наметить его *климатогенные* варианты. Наиболее благоприятными областями развития пролювия являются аридные области со среднегодовым количеством осадков 150—300 мм. В этих условиях, например у подножий горных хребтов Средней Азии и в Южном Казахстане, широко распространены наиболее типичные разновидности пролювия подгорных шлейфов. Аллювий здесь, наоборот, редуцирован. В экстрааридных областях, как, например, в Центральной Сахаре со среднегодовым количеством осадков менее 20 мм пролювий и аллювий распространены слабо и не являются типичными. В более влажных областях таких, как Прибайкалье, южная часть Байкальской впадины и Западное Забайкалье со среднегодовым количеством осадков 300—500 мм пролювий по распространенности уступает место аллювию и является неполноразвитым, монофациальным. Для предгорий еще более гумидных областей пролювий вообще не характерен, если не считать своеобразного вулканогенного пролювия областей современной вулканической деятельности.

Ниже приводится краткое описание климатогенных вариантов пролювия отмеченных областей.

В западном Забайкалье, у подножий среднегорных хребтов Улан-Бургасы, Курбинского, Ходунского (Удинские впадины) и Хамбинского (Гусиноозерская впадина) развит пролювий, в котором Д. Б. Базаров [2] выделяет две разновидности: аллювиально-пролювиальные отложения сухих дельт¹ и пролювиальные отложения конусов выноса. Первые сформированы водотоками, функционирующими в течение значительной части года, например такими как Темник, Загустая и Убукуна, а пролювиальные образования — периодически возобновляющимися небольшими потоками типа селевых, например боковыми притоками р. Уды в Средне-Удинской впадине. В связи с этим аллювиально-пролювиальные отложения представлены в основном грубыми валунными галечниками, а пролювиальные — преимущественно песками с прослоями суглинков, дресвы и гравия. Однако встречаются и конусы выноса, образованные грубым материалом. Например, на северо-западном побережье Гусиного озера отложения конусов выноса более грубые, чем на юго-восточном, и представлены валунно-щепнистыми образованиями. Мощность их составляет 12—13 м.

Отложения конусов выноса в отличие от образований сухих дельт характеризуются худшей окатанностью и отсортированностью обломочного материала и значительно меньшим размером

¹ Термин «аллювиально-пролювиальные» нельзя признать удачным. Эти образования следует именовать пролювиальными.

слагающих их обломков. Сухие дельты, сливаясь между собой, образуют слабонаклонные подгорные аккумулятивные равнины, или шлейфы, по нашей терминологии. То же самое наблюдается и с конусами выноса. Уклоны поверхностей сухих дельт, по данным Д. Б. Базарова [2], не превышают 1° , а конусов выноса достигают $2-3^\circ$ и более. Размер конусов в радиальном направлении не более $2-2,5$ км, тогда как некоторые дельты протягиваются на $10-12$ км (например, дельта р. Темник).

В сухих дельтах наблюдается закономерность, аналогичная таковой в среднеазиатском пролювии: материал измельчается сверху вниз по течению. Так, сухая дельта р. Темник образована в вершине валунами и крупными гальками, сменяющимися в краевой части песками с мелкой галькой (мощность $30-40$ м). Рассматривая описание разрезов аллювиально-пролювиальных отложений, приводимых Д. Б. Базаровым, можно заметить, что среди крупнообломочного материала потоковой фации встречаются линзы глин мощностью до 3 м. Они, скорее всего, отлагались в застойных водоемах (в понижениях русел) и представляют собой субфацию заиляющихся участков русла.

Из приведенного описания пролювия Западного Забайкалья можно заключить, что он является монофациальным, т. е. в нем прослеживается только одна фация, соответствующая потоковой фации среднеазиатского пролювия. Пролувиий Западного Забайкалья явно недоразвит. Это вызвано тем, что здесь не происходит резкого иссякания потоков и не отлагаются мелкозернистые осадки, формирующие веерную фацию в конусах выноса Средней Азии. Мелкий материал спускающимися с гор потоками уносится дальше, в более крупные долины, и переотлагается в форме аллювия.

В Байкальской впадине пролювий, по В. В. Ламакину [79, 81], состоит из двух фаций (внутренней и краевой, или шельфовой) и из одной, образованной то валунами, то гальками. «В одних местах это очень крупные валуны и угловатые камни по $1-1,5$ м в поперечнике, в других — галька и щебень» [81, с. 157]. По особенностям образования пролювиальные отложения Байкальской впадины В. В. Ламакиным [79] подразделяются на две динамические фазы: обрушенные и спущенные. К обрушенному пролювию им относятся конусы выноса, возникшие под висячими оконечностями речных долин. Для них характерно большое развитие внутренней (нашей потоковой) фации и большая крутизна. В вершинах конусов, возможно, лежат не пролювиальные, а обвальные накопления, упавшие вниз с нависающих склонов. В спущенном пролювии, который возникает ниже устья нависающих долин, внутренняя фация развита слабее, а роль шлейфовой (нашей веерной) возрастает.

Интересно заметить, что пролювий более широко распространен и представлен двумя фациями в северной части Байкальской впадины, где ежегодное количество осадков местами не превышает

250—300 мм/год. В южной части оз. Байкал (с ежегодным количеством осадков 500 мм и более) пролювий, по В. В. Ламакину [81], развит слабо.

Пролювий, изученный нами, относится преимущественно к категории спущенного. Только в ряде долин (например, в долине р. Тоссор в Исык-Кульской впадине) прослеживаются небольшие современные конусы выноса, сложенные обрушенным пролювием. Эти конусы выноса располагаются ниже устьев висячих притоков р. Тоссор и сложены целиком галечниками.

В пролювиальных толщах Байкальской впадины замечается изменение размеров обломков в вертикальном направлении. Наиболее крупные из них приурочены к поверхностному горизонту толщи. Это объясняется В. В. Ламакиным тем, что верхние горизонты пролювиальных толщ отложены в конце соответствующего оледенения, когда в результате бурного таяния снега и льда горные потоки имели особенно большую силу [81]. Такое объяснение вряд ли можно признать правильным. В конце оледенения сильно уменьшенные в размерах горные ледники не могли поставлять много воды. Скорее всего, отложение более грубого материала в верхах пролювиальных толщ Байкальской впадины было связано с изменением режима стока, о чем говорилось выше. В конце оледенения паводки стали более высокими, и реки могли переносить и откладывать более грубый материал.

Пролювий, развитый в Прибайкалье, кратко описан Э. И. Равским. Здесь развиты пролювиальные шлейфы, сложенные отсортированными, слабо слоистыми и плохо сглаженными валунниками. У южных подножий Тункинского хребта вершины шлейфов связаны с устьевыми участками узких и глубоких долин, разрезающих склоны. У восточного окончания Мондинской впадины, там где р. Иркут прорезает узкую и глубокую долину, пролювий сложен валунно-галечной толщей, образованной в основном некрупными валунниками гранита, метаморфических сланцев, кварца, мрамора и базальта. В основной массе валуны в диаметре не превышают 0,3—0,4 м; лишь в основании залегает базальный слой, состоящий из глыб, достигающих 1—2 м в поперечнике. Промежутки между валунами заполнены мелким угловатым галечником и блекло-серым гравийным глинистым песком. Толща имеет отчетливый грубослоистый облик, что выражается в чередовании слоев, образованных материалом разной крупности. Обычно чередуются слои мелкого и крупного галечника и среднего валунника. Мощность слоев 0,3—1,0 м. Слоистость подчеркивается и различным содержанием связывающего обломочный материал глинистого песка. Содержание цемента в среднем не более 10—20%. Границы между слоями нерезкие, а слои по мощности не выдерживаются на значительное расстояние. Иногда обособляются короткие толстые линзы дресвянистого песка. Преобладающее большинство обломков уплощенной формы обнаруживает горизонтальное или слабо наклонное к реке (под

углом 5—10° залегание. Мощность обнаженной части толщи 7, 8 м.

В восточной части Тункинского хребта пролювий, мощность которого определяется Э. И. Равским примерно в 200 м, характеризуется скоплением обломков разнообразного петрографического состава — кварцита, различных метаморфических сланцев, гранитоидов, в меньшей степени жильного кварца и базальтов. Размеры их колеблются от 0,1 м до 1—2 м в поперечнике. В заполнителе — желтовато-серая песчано-гравийная рыхлая и промытая масса, полностью лишенная глинистых примесей. Ее содержание не превышает 10—20% от объема всей породы. В толще обнаруживаются признаки несовершенной слоистости. Она становится заметной благодаря слабой дифференциации обломков по крупности в слои, имеющие мощность 0,5—2,0 м, а также подчеркивается закономерной ориентировкой уплощенных валунов, располагающихся согласно с общим наклоном предгорной равнины, т. е. под углом приблизительно в 5—10° к юго-востоку. Весьма характерно присутствие в осадках коротких линз песчано-гравелистого материала, частично облекающего крупные валуны.

Помимо слоистых валуников явно пролювиального происхождения Э. И. Равский описал склоновые слоистые щебеночники, которые, по его мнению, близки к делювию, но имеют черты, свойственные пролювию. Они изучались Э. И. Равским на левом склоне р. Иркут у западной окраины д. Хара-Дабан и в придорожных карьерах в районе пос. Култук (подножие хр. Хамар-Дабан). Литологически — это щебенка от мелкой до крупной, содержащая глыбы размером 20—40 см. Щебни сцементированы коричнево-бурым суглинком или слоистым песком или очень плотно прилегают друг к другу и связывающего материала почти не содержат. Щебеночники состоят либо почти исключительно из мрамора (например, у д. Хара-Дабан), либо из гранита и кристаллических сланцев (например, близ пос. Култук). Слоистость в щебеночниках грубая, несовершенная и выражается в подборе материала по крупности. Например, обломочный материал уплощенной формы обособляется иногда в грубые линзы и прослои. Местами заметной слоистости в щебеночниках вообще не наблюдается. Уплощенные щебни обычно обнаруживают расположение, близкое к горизонтальному. Щебеночники иногда покрываются коричнево-бурыми бесструктурными суглинками со значительной примесью обломочного материала (до 10—20%). Они слоисты. Щебни и дресва в суглинках образуют иногда более или менее выдержанные горизонтальные слои мощностью 1—3 см. Слоистость подчеркивается также различной интенсивностью окраски. Щебеночники порой залегают на слоистых валунниках. Это можно наблюдать, например, по северному борту Тункинской впадины.

Э. И. Равский указывает, что сейчас осадконакопления на склонах не происходит, ибо они задернованы и густо залесены. Щебеночники возникли тогда, когда склоны были оголены, т. е.

в этих местах были безлесые ландшафты (близкие к тундре или холодной перигляциальной степи). Это перигляциальные образования последнего оледенения. Такой тип отложений в современных условиях неизвестен. Слоистый облик щебеночников указывает на участие воды в их образовании. Отсутствие же на склонах рытвин свидетельствует, по Э. И. Равскому, о том, что они возникли в результате деятельности плоскостных потоков.

В особую разновидность следует выделить пролювиальные образования, развитые на Камчатке у подножий действующих вулканов и описанные И. В. Мелекесцевым, Т. С. Краевой, О. А. Брайцевой [93]. Указанные авторы пролювиальные отложения подножий действующих вулканов, сформированные временными потоками, называют вулканогенно-пролювиальными на том основании, что слагающий их материал имеет вулканическое происхождение. Среди вулканогенно-пролювиальных образований ими выделяются две группы. Одна из них возникает при катастрофически быстром таянии снега и льда во время извержения вулканов, другая формируется в период между вулканическими извержениями. В зависимости от количества обломочного материала, содержащегося в потоке, И. В. Мелекесцев и др. выделяют грязекаменные (лахаровые) потоки и потоки, которые имеют сравнительно мало обломков. Между этими потоками существует ряд переходных, которые и отлагают основную массу пролювия у подножий вулканов.

Нередко перегруженные обломочным материалом потоки полностью заполняют долины на склонах вулканов и тогда потоки приобретают форму нерусловых (плоскостных). Лохаровые образования повсеместно «...представлены темно-серым и красноватым слоистым грубообломочным материалом. Слоистость в этих отложениях наклонная, параллельная поверхности равнин, весьма неясная и заметна благодаря вытянутым параллельно уклону склонов цепочкам валунов. Обусловлена чередованием пачек, содержащих неодинаковый по крупности материал. Хорошо выдерживаются лишь наиболее мощные пачки (5—7 м); слоистость внутри пачек выражена гораздо хуже и на большое расстояние не прослеживается» [93, с. 77]. Поверхности конусов выноса, образованные недавними грязекаменными потоками, отмечают авторы, несут цепочки глыб, ориентированные по направлению движения потока. Это не что иное как селевые валы, описанные нами выше.

После прекращения вулканического извержения потоки локализуются в узких долинах. Аккумулятивная деятельность их совершается в основном во время паводка (весной или в начале лета). При этом в самих долинах накапливается аллювий (И. В. Мелекесцев и др. ошибочно называют его пролювием), а ниже их устьев — пролювий. Пролувий привершинных частей конусов выноса образован песчано-галечными отложениями, характеризующимися параллельно-линзовидной слоистостью.

Периферические части конусов выноса (субаэральных дельт) сложены песками, алевролитами и пелитами, слоистость которых, по выражению И. В. Мелекесцева и др., «несколько напоминает озерную». Отмеченные отложения соответствуют веерной фации среднеазиатского пролювия. Они характеризуются чередованием пачек мощностью 0,5—1,0 м, состоящих из переслаивающихся слоев грубозернистого дресвянистого песка (мощностью 0,2—0,3 м), мелко-тонкозернистого песка и алевро-пелита (мощность 0,01—0,02 м).

Наконец, И. В. Мелекесцев и др. [93] в этой области выделяют «типичный» пролювий, развитый у подножий потухших или слабо активных вулканов, не имеющих ледников (вулканы Большая и Малая Удина, массив Горный Зуб и др.). Пролувий здесь формируется временными водотоками, питающимися тальми снеговыми водами и атмосферными осадками. Отдельные конусы выноса, сливаясь между собой, образуют пролювиальные равнины, или шлейфы. Поверхности конусов выноса рассечены многочисленными ложбинами стока. Углы наклона конусов вблизи вершин достигают 10° , а по периферии — около 3° . В верхней и средней частях конусы выноса сложены валунными галечниками, а по периферии — песчано-галечным материалом.

Касаясь высказываний И. В. Мелекесцева и др., заметим, что камчатский пролювий в целом является аномальным пролювием, так как возникает исключительно в связи с деятельностью вулканов, поставляющих огромное количество рыхлого пирокластического материала. Если бы в гумидных областях, таких, как Камчатка или Япония, не было действующих вулканов, то не было бы и пролювия; он целиком заместился бы аллювием. Что касается выделенного авторами «типичного» пролювия, то он по динамике накопления сходен с пролювием, возникающим у подножий действующих вулканов в промежутках между извержениями. Разница заключается в том, что пролювий действующих вулканов накапливается в результате размыва продуктов извержений и селевых осадков, в которых много мелко- и тонко-обломочного материала. За счет него здесь наряду с потоковой фацией возникает и веерная. Этот двухфациальный камчатский пролювий и следует относить к категории типичного. «Типичный» же пролювий И. В. Мелекесцева и др. является как раз нетипичным, ибо представлен только одной фацией, отвечающей нашей потоковой.

Итак, исследование распространения пролювия в пространстве показывает, что его строение не остается постоянным даже в пределах одного и того же склона горного хребта. Строение пролювия довольно резко варьирует в зависимости от изменения расходов потоков, степени расчлененности рельефа и перемены климатической обстановки. Так, помимо типичного пролювия встречается менее типичные его разновидности. В одних случаях в этих разновидностях пролювиальные признаки перемежаются с собственно

дельтовыми (например, в сухих дельтах рек Мургаба и Теджена), в других — с делювиальными. Как было показано, в природе существуют промежуточные образования между типично пролювиальными и воднодельтовыми образованиями, а также между пролювием и делювием.

Наиболее типичный и несколько менее типичный подтипы пролювия возникают в аридном климате у подножий высокогорных хребтов в устьях временных потоков и постоянных рек длиной порядка 150—170 км. Эти подтипы четко фациально дифференцированы. Для выяснения закономерностей формирования пролювия больше всего материала исследователю дают именно эти чистые или почти чистые его разновидности. Не случайно наш выбор пал именно на них.

2. Соотношение пролювия с воднодельтовыми накоплениями некоторых рек Средней Азии и Южного Казахстана

По своему положению в устьевых частях эрозионных долин дельты рек Сырдарьи, Амударьи, Или и др., впадающих в бессточные озерные водоемы, сходные по некоторым морфологическим признакам с конусами выноса. Однако динамика накоплений дельтовых отложений с одной стороны и пролювиальных — с другой, резко различна, что отражается и на строении слагающих их осадков. Эти различия ясно выражены даже в надводных частях дельт, не говоря о подводных. Они проявляются уже в морфологии. Дельты представляют собой плоские веера, тогда как для пролювия типичны выпуклые полуконусы со значительно более крутыми углами наклона.

В дельтах не наблюдается характерной для пролювия резкой дифференциации материала сверху вниз по течению. Условия осадконакопления здесь сходны с таковыми приустьевой части самой долины. В дельтах не происходит характерного для пролювиальной обстановки иссякания водотоков, которому мешает мелкозернистость осадков, неглубокое залегание от дневной поверхности грунтовых вод, а также подпор русел водами бассейна. На пролювиальных конусах выноса мы не находим аналогов пойменной и старичной фаций аллювия, которые хорошо развиты в дельтах. Для последних характерны лиманы и озера, не свойственные пролювиальным конусам выноса. Формирование пролювиального конуса выноса зависит исключительно от характера реки (расхода воды, количества влекомых наносов и т. п.), для образования же дельты, помимо этого, большое значение имеет бассейн, в который впадает река.

Итак, даже у дельт рек, впадающих в безприливные водоемы, мало общего с пролювиальными конусами выноса. Дельтовые же отложения рек, впадающих в приливо-отливные моря, вообще ничего общего с ними не имеют.

Все сказанное не позволяет согласиться с Д. И. Яковлевым, который водную дельту р. Или отождествляет с сухой дельтой р. Чу. По его мнению, концевые отложения рек Или и Чу являются своеобразными дельтообразными конусами выноса, занимающими громадные пространства и состоящими из тонкозернистых песков. Их мощные накопления постепенно поглощают живую струю реки, уменьшая или прекращая тем самым перенос материала дальше от подножия гор [155]. Совершенно ясно, что устьевые накопления р. Чу — это один из географических вариантов пролювия, тогда как устьевые накопления р. Или таковыми не являются.

Распространено мнение, что собственно дельтовые отложения сочетаются только с аллювием. Но они могут, по-видимому, сочетаться и с пролювием. В Иссык-Кульской впадине, например, дельтовые образования разного облика распространены рядом с пролювиальными, хотя непосредственного перехода одних в другие мы не наблюдали.

Хорошее обнажение дельтовых голоценовых отложений, при-слоненных к позднеплейстоценовым пролювиальным, имеется в Иссык-Кульской впадине близ устья р. Тоссор. Здесь обнажены следующие отложения (снизу):

1. Пласт, сложенный алевритами темно-серого цвета, более или менее глинистыми, сильно омарганцованными и местами ожелезненными. В отложениях видна тонкая горизонтальная слоистость. Отдельные слойки, имеющие мощность 3—10 см, различаются по цвету и крупности слагающего их материала. Верхней части пласта свойственна изогнутая слоистость облекания. Отложения формировались, скорее всего, в застойном водоеме типа лимана 1,5 м
2. Пачка, состоящая из чередующихся косых слоев красновато-бурых грубозернистых песков и мелких галечников. В верхней части обнажения слой наклонены в сторону озера под углом 15°, ниже по течению их наклон возрастает до 30°. Слои являются передними слоями дельты. В низовой части обнажения видно, как они замещаются придонными слоями дельты, залегающими горизонтально 3,0 м

Другой характер слоистости в дельтовых отложениях наблюдался нами в той же впадине по левому склону долины р. Джергалан, у дороги на г. Прижевальск. Здесь дельтовые отложения слагают цоколь 20-метровой террасы р. Джергалан среднеплейстоценового возраста, в них найден *Bison priscus longicornis*; они вскрыты карьерами на глубину 12—15 м. Верхняя часть дельтовых образований представлена пачкой чередующихся серых хорошо промытых песков и гравийно-галечных песков. Характерным типом слоистости в этой пачке является косоволнистая мульдобразная, сменяющаяся местами горизонтальной, и косая мульдобразная. Основание вскрытой части дельтовой толщи образовано песками и гравийными песками с гальками, в которых прослеживается

четко выраженная тонко-горизонтальная местами изогнутая (рис. 55) и грубая горизонтальная изогнутая слоистости (рис. 56). Нередко в них развита косая разнонаправленная мульдобразная слоистость, когда косые слойки образуют подобие мульд, наложенных друг на друга. В некоторых местах косые серии срезаются,

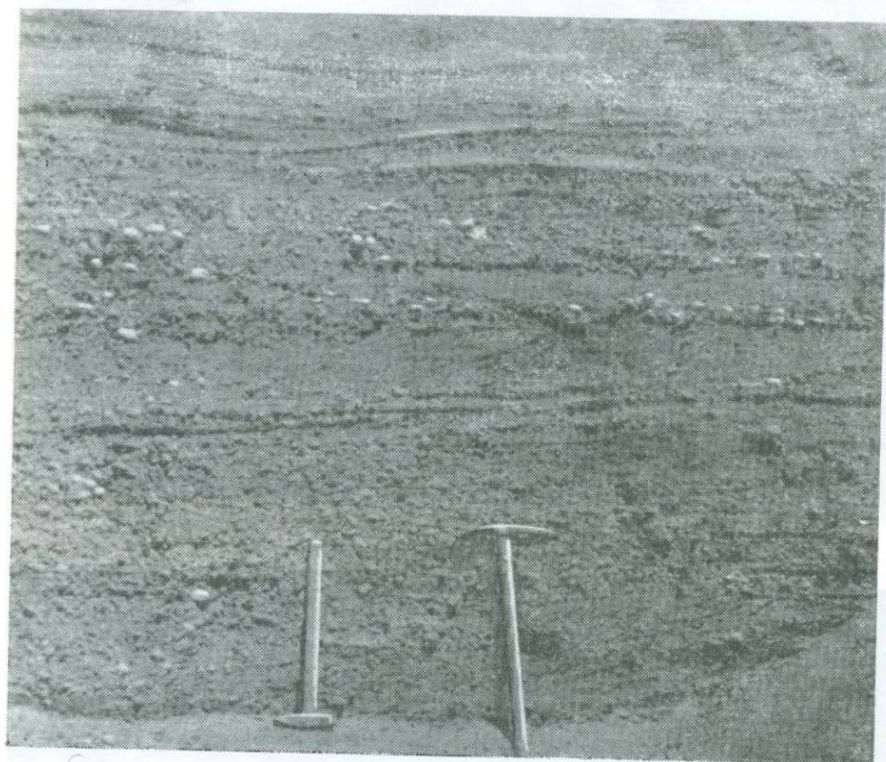


Рис. 55. Четко выраженная тонко-горизонтальная слоистость, местами изогнутая, в дельтовых отложениях р. Джергалан в Иссык-Кульской впадине (низы толщи)

при этом возникает косая разнонаправленная клиновидная слоистость (рис. 57). Косоволнистая мульдобразная, косая, разнонаправленная клиновидная и косая разнонаправленная мульдобразная слоистости возникали, скорее всего, в той части подводной дельты, где взаимодействовали речные потоки, волны озера и, возможно, вдольбереговые течения. В таких условиях создается очень непостоянный режим осадконакопления, который и приводит к возникновению «пестрой» слоистости.

Итак, там, где пролювий смыкается с озером, он может замещаться образованиями дельтового типа. Разграничить

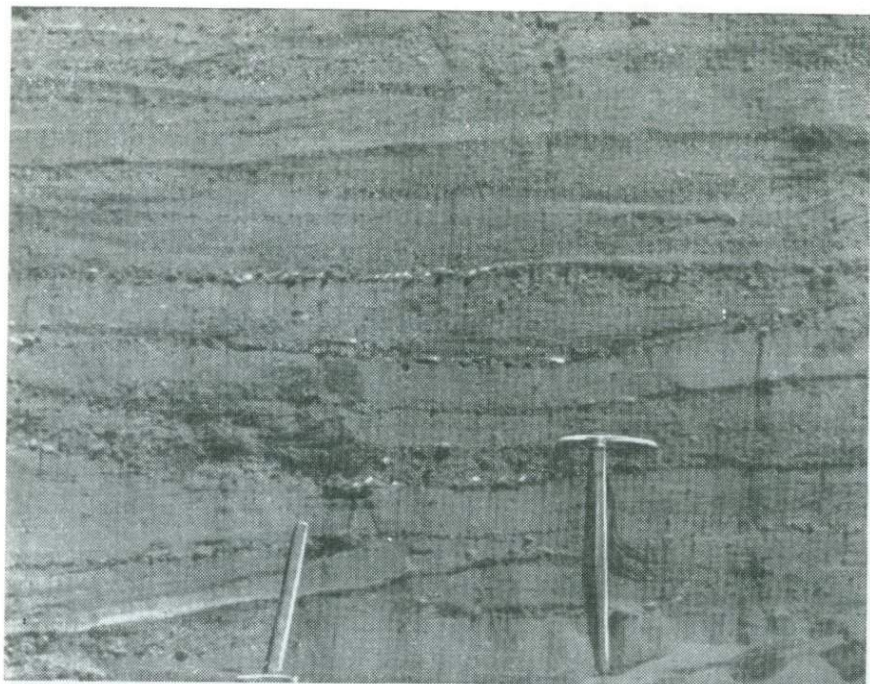


Рис. 56. Четко выраженная грубая горизонтальная изогнутая слоистость в дельтовых отложениях р. Джергалан в Исык-Кульской впадине (низы толщи)

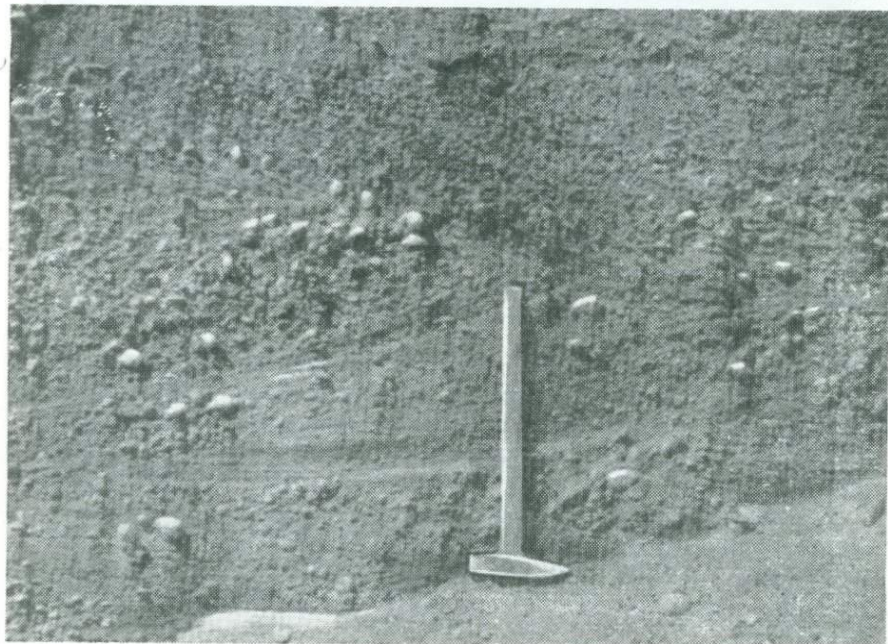


Рис. 57. Косая разнонаправленная клиновидная слоистость. Дельтовые отложения р. Джергалан (низы толщи)

пролювиальные отложения с дельтовыми в подобных случаях не представляет трудностей. Дельтовые отложения по своему облику, (характеру слоистости и хорошей промытости материала) резко отличаются от пролювиальных.

Приведенные примеры дельтовых отложений свидетельствуют о том, что даже в разных частях одного и того же озера условия образования их сильно отличаются друг от друга. Облик дельтовых отложений определяется характером проявления тектонических движений, климатом, гидродинамическим режимом бассейна на участке формирования дельты, режимом реки и геологическим строением ее бассейна, которые неодинаковы в разных частях водоема.

Глава IX

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ПРОЛЮВИА И ЛЁССА В СРЕДНЕЙ АЗИИ И ЮЖНОМ КАЗАХСТАНЕ

1. Общие замечания

Прежде чем перейти к освещению пространственных и генетических соотношений пролювия и лёсса, следует сделать ряд общих замечаний. Прежде всего, в данной главе мы не будем касаться вопроса о происхождении лёсса. Это особая и сложная проблема. Здесь основное внимание уделено лишь выяснению связи лёсса с пролювием, преимущественно средне- и раннеплейстоценового возраста. Для решения вопроса о соотношениях пролювия и лёсса важно обратить внимание на терминологию, т. е. на то, что вкладывается в понятие «лёсс» и «лёссовидная порода». Вслед за рядом исследователей мы под лёссом понимаем алевритовый суглинок или алевритовую супесь палевого (желтовато-серого) цвета с высоким содержанием фракции 0,05—0,01 мм. Обычное ее содержание не менее 45%, нередко она составляет 60—70 и даже 80% (табл. 25). Отмеченная особенность гранулометрического состава и окраски лёсса удивительно постоянна на огромных занимаемых им пространствах. Для лёссов Украины, хр. Тарбагатай (Казахстан), Заилийского Алатау, Ферганской впадины и Приташкентского района, прослеживающихся в различных геоморфологических условиях (ущелья горных долин, водоразделы рек, изолированные возвышенности предгорий и т. п.), свойственны исключительная однородность гранулометрического состава и палевого цвет. Каких-либо включений песка, гравия или тем более галек в них нет. Для лёссов указанных областей характерно полное отсутствие слоистости. Эти факты не могут не указывать на какой-то единый способ их образования. Лёсс обогащен карбонатами, обладает большой пористостью (достигающей 45—50%), мягкостью (легко растирается пальцами), просадочностью, вертикальными трещиноватостью и отдельностью, которые всюду отчетливо выражены в обнажениях. Если толще образований не присущи все перечисленные признаки, было бы неправильно называть ее лёссом. Если порода не обладает всем комплексом признаков, отличающим лёсс, но только частью их (например, слоиста или содержит включения), она должна называться лёссовидной. Порода должна называться лёссовидной даже в том случае, если содержание в ней фракции 0,05—0,01 мм менее 45%, хотя имеются и все остальные отмеченные признаки.

Настоящими лёссами являются, например, породы ташкент-

ского комплекса, слагающие водораздел рек Чирчика и Келеса¹ и обладающие всеми чертами лёссов. А близкие к ним по облику, но слоистые породы так называемого голодностепского комплекса следует именовать лёссовидными.

Многие исследователи не придерживаются этого принципа и называют «лёссовидными» и «лёссами» породы, которые таковыми не являются, что приводит к путанице в вопросе о происхождении лёсса. Например, Г. А. Мавлянов [87] к лёссовидным породам относит периферические части конусов выноса Южной Ферганы, что нельзя признать правильным. Выше отмечалось, что эти породы характеризуются сравнительно малой пористостью и малой просадочностью, т. е. лёссовидными не являются. Ряд исследователей лёссом считает осадки, развитые в периферической части пролювиального шлейфа в районе г. Самарканда. Но эти образования, близкие по облику к настоящему лёссу, обладают слоистостью и должны называться лёссовидными. Как видно из описания, смысл терминов «лёсс» и «лёссовидная порода» различен. Поэтому объединять эти образования в одну общую группу под названием «лёссовые породы», как это делают некоторые исследователи, также вряд ли целесообразно. Термин «лёссовые породы» теряет четкие границы, становится неопределенным, приобретает смысл термина «широкого пользования». От его употребления, по моему мнению, следует вообще отказаться, ибо он только запутывает проблему лёсса.

Л. И. Турбин и Н. В. Александрова [138] к лёссовым относят породы «от лёссовидных суглинков и супесей до грубых щебнево-песчано-суглинистых лёссовых паттумов». Они указывают, что «...лёссовые чехлы террас и конусов выноса в большинстве случаев не просто перекрывают аллювиально-пролювиальные валунно-галечники или озерные пески и суглинки, а тесно связаны с ними постепенными переходами через переслаивание» (с. 89). И исходя из этого делают вывод о том, что «...имеющиеся в настоящее время данные о формировании лёссовых пород Тянь-Шаня свидетельствуют не в пользу сторонников золотой гипотезы происхождения лёссов» (там же, с. 100). Но этот вывод совершенно не убедителен, так как описываемые ими породы не имеют ничего общего с лёссом. Не объединение, а четкое разграничение понятий «лёсс» и «лёссовидная порода» совершенно необходимо. Оно, несомненно, поможет более быстрому решению сильно затянувшейся проблемы происхождения лёсса вообще и в Средней Азии в частности. Если же лёссовидные породы называть лёссами или лёссовыми, то это приводит и будет приводить к путанице литологических понятий и полной неясности вопроса о происхождении лёсса. К сожалению, такая терминологическая путаница наблюдается у некоторых среднеазиатских исследователей. На нее

¹ Среднеазиатские геологи ошибочно считают, что осадки ташкентского комплекса слагают пятую террасу р. Чирчик. Это — не терраса, а водораздел.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Номер образца	Место взятия	Размеры			
		1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05
86у	У сел. Ладин близ дороги между сел. Ладин и г. Прилуки (обн. 7)	—	—	0,1	5,0
91у	Водораздел рек Сулы и Удая (обн. 9)	—	—	0,6	11,5
191	В 2 км к северо-западу от сел. Тополевка, Джунгарский Алатау (обн. 234)	—	—	0,3	23,3
261	Река Урджарка Средняя, против сел. Алексеевки, хр. Тарбагатай (обн. 303)	—	0,1	1,1	23,3
277	Восточная окраина г. Алма-Аты (обн. 316)	—	—	0,3	21,5
289	Левый склон р. Майлису, у сел. Избаскент (обн. 343)	—	—	0,3	3,6
290	Левый склон р. Майлису, Северная Фергана (обн. 344)	0,2	0,3	0,8	6,8
309	В 2,8 км от р. Сиаб по дороге на г. Бухару, Зеравшанская впадина (обн. 356)	—	—	0,3	17,4
310	Там же	—	—	0,4	13,6
311	Правый склон р. Чирчик, в 9 км ниже дороги Нязябаш — Янгиюль (обн. 357)	—	—	0,2	7,2
312	Там же	—	—	0,2	6,9
315	У кирпичного завода г. Ташкента (обн. 359)	—	—	0,3	14,9
316	Там же	—	—	0,3	11,4
348	Западная окраина сел. Айпара, Колпаковский грабен в хр. Джунгарский Алатау (обн. 383)	—	—	0,1	22,5
379	В 6 км юго-западнее сел. Мукры, северо-западное окончание хр. Джунгарский Алатау (обн. 410)	—	—	1,3	43,9
383	В 0,5 км юго-западнее сел. Узун-Агач, северо-западное окончание хр. Джунгарский Алатау (обн. 413)	—	—	0,2	12,6
388	Перевал Курдай, отроги Занлийского Алатау, горы Кендыктас (обн. 414)	—	—	0,2	12,0
394	Левый склон р. Алмалык у водохранилища, Кураминский хребет (обн. 420)	—	0,1	0,2	10,0
293	Правый склон сая Камчик, в 0,4 км выше устья, Кураминский хребет (обн. 351)	—	—	0,2	9,8

Примечание. Анализы производились в лаборатории ПНИИИСа под руководством

ЛЁССОВ И ЛЁССОВИДНЫХ ПОРОД, %

Фракций (мм)			Гигроскопическая влажность, %	Объемный вес высушенного образца	Пористость, %	Растворимые соли, %	Название пород
0,05—0,01	0,01—0,005	< 0,005					
81,3	3,4	10,2	0,90	1,44	47	0,3	Лёсс — супесь легкая, алевритовая
75,0	3,1	9,8	0,98	1,40	48	1,3	То же
50,3	6,6	19,5	1,03	Разруш.	—	0,4	Лёсс — супесь тяжелая, алевритовая
54,1	4,7	16,7	1,92	1,56	43	0,3	То же
59,5	5,4	13,3	1,41	Разруш.	—	1,6	Лёсс — супесь легкая, алевритовая
62,2	20,3	13,6	1,05	1,42	48	10,9	Лёсс — суглинок легкий, алевритовый
46,8	19,1	26,0	1,31	1,5	45	0,9	Лёсс — суглинок тяжелый, алевритовый
68,1	5,5	8,7	0,89	1,49	45	0,3	Супесь лёссовидная, легкая, алевритовая
61,9	12,2	11,9	0,80	Разруш.	—	0,9	Супесь лёссовидная, тяжелая, алевритовая
75,3	7,0	10,3	1,02	»	—	1,4	То же
64,4	8,4	20,1	1,35	»	—	0,4	
60,1	8,2	16,5	1,32	1,48	46	0,2	Лёсс — супесь тяжелая, алевритовая
55,4	10,1	22,8	1,20	1,46	47	0,2	Лёсс — суглинок легкий, алевритовый (погребенная почва)
59,3	1,9	16,2	1,46	Разруш.	—	0,4	Лёсс — супесь легкая, алевритовая
22,9	20,3	11,6	0,89	1,52	45	0,2	Суглинок лёссовидный, легкий, алевритовый
45,4	20,2	21,6	1,09	1,75	36	0,4	Лёсс — суглинок тяжелый, алевритовый
49,8	13,0	25,0	1,24	1,38	50	0,7	Лёсс — суглинок легкий, алевритовый
50,8	16,7	22,2	1,46	1,69	39	1,5	То же
71,9	5,3	12,8	1,05	1,35	51	0,3	Супесь лёссовидная, легкая, алевритовая

обращал внимание В. А. Обручев [109] и отмечал: «...Ю. А. Скворцов и его приверженцы, отрицающие эоловый лёсс, постоянно смешивают две петрографически различные группы пород — лёсс и лёссовидные отложения. Именно эта ошибка приводит к бесплодным дискуссиям» (с. 125).

Известно, что в результате переотложения типичного неслоистого лёсса делювиальным путем, возникают слоистые лёссовидные образования. Такие примеры наблюдались нами у восточного склона горы Верижихи в г. Алма-Ате и у южной окраины населенного пункта Урджар (подножие хр. Тарбагатай). Совершенно ясно, что на основании изучения этих образований, прислоненных к массивам типичных лёссов, нельзя считать, что и типичный лёсс возник водным путем. Однако некоторые исследователи, например Ю. А. Скворцов, именно так и считают.

При изучении лёсса и лёссовидных пород важно раскрывать все особенности их петрографического состава. Большую роль при этом играет исследование карбонатов и глинистого вещества.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАРБОНАТНОЙ ЧАСТИ

Номер образца	Место взятия	Минеральный нерастворимый остаток	Содержание окислов			
			R_2O_3	CaO	MgO	CO_2
311	Правый склон долины р. Чирчик, в 9 км ниже дороги Низябаш — Янгиюль (обн. 357)	70,46	4,86	9,89	1,56	8,42
312	Там же	69,90	5,84	9,27	1,78	8,02
313	»	72,24	4,90	10,51	1,33	9,86
314	Правый склон долины р. Чирчик в 1,5 км ниже обн. 357 (обн. 358)	70,54	4,68	11,33	0,96	8,66
315	Кирпичный завод у г. Ташкента, в 0,5 км севернее ж.-д. разъезда Узгарииш (обн. 359)	69,66	4,70	11,74	0,89	9,24
316	Там же	69,12	5,12	10,82	1,41	8,78
317	Правый склон долины р. Сырдарья, в 2 км севернее колхоза Берлик (обн. 361)	69,78	4,64	10,2	1,30	8,20
318	Там же	66,84	5,06	11,03	1,93	9,36
265	Река Урджарка, напротив руч. Попова, южный склон хр. Тарбагатай (обн. 305)	62,26	7,02	14,84	1,11	11,64
96	Левый склон р. Майлису у сел. Избаскент (обн. 90)	65,18	4,32	13,12	1,93	11,02
289	Там же	67,20	4,56	11,92	1,93	9,82
290	Левый склон р. Майлису (обн. 344)	62,10	4,18	15,50	1,28	12,32
291	Правый склон р. Майлису (обн. 346)	64,36	4,18	14,90	1,28	11,48

Лёсс состоит в основном из кварца, к которому примешиваются карбонат, полевой шпат, слюда, окислы железа, обломки пород. Анализ карбонатной части лёсса показывает, что она представлена преимущественно кальцитом. Содержание его колеблется от 16 до 27% (табл. 26). Содержание доломита изменяется от десятых долей процента до 3%. В одном образце района Майлису (Северо-Восточная Фергана) доломит составляет почти 9%. Полуторные окислы имеются в количестве 4—5, иногда 7%. Рентгеновский анализ глинистой фракции из лёсса Приташкентского района и из бассейна р. Майлису показал, что основным ее компонентом является гидрослюда. Кривые нагревания глинистой фракции из лёссов этих же районов также указывают на ее гидрослюдистый состав.

Можно с уверенностью сказать, что накопление лёсса происходило в аридной обстановке. На это указывают присутствие в лёссе карбонатов, гидрослюдистый состав его глинистой фракции и сильная просадочность лёсса (т. е. недоуплотненность частиц

Таблица 26

ЛЁССОВ И ЛЁССОВИДНЫХ ПОРОД, %

Сумма окислов и нерастворимого остатка	CaCO ₃	MgCO ₃	Кальцит	Доломит	S _{орг}	Наименование комплекса, порода
95,19	17,67	1,23	16,20	2,70	0,16	Голодностепский, лёссовидная порода
95,81	16,56	1,40	14,96	3,0	0,10	То же
88,84	18,78	2,78	15,48	6,08	0,30	»
96,17	19,69	—	19,69	—	0,16	»
96,23	20,98	—	20,98	—	0,03	Ташкентский комплекс, лёсс
94,95	19,33	0,52	18,72	1,13	0,11	Ташкентский комплекс, погребенная почва в лёссе
94,12	18,23	0,33	17,84	0,72	0,04	Ташкентский комплекс, лёсс
94,22	19,69	1,34	18,09	2,94	0,78	То же
96,87	26,45	—	26,45	—	0,22	Нижнеплейстоценовые породы; лёсс, залегающий на них
95,57	23,42	4,04	18,62	8,84	0,15	Среднеплейстоценовые породы; лёсс залегающий на них
94,43	21,27	0,90	21,10	1,07	0,14	То же
95,38	27,67	0,29	27,34	0,62	0,35	Нижнеплейстоценовые породы; лёсс, залегающий на них
96,66	26,11	—	26,11	—	0,46	То же

его составляющих, их рыхлая укладка). Отсутствие заметного содержания гумуса в первичном лёссе, по В. А. Обручеву [108], объясняется именно сухостью климата во время его формирования, препятствовавшей накоплению перегноя из отмершей растительности степи. Очевидно, те же условия необходимы и для сохранения этих свойств в породе. Р. Ф. Флинт, не придавая решающего значения климату, пишет: «Но поскольку в настоящее время лёсс накапливается в районах со степным климатом и редко встречается в гумидных областях, можно предположить, что сухой климат представляет оптимальные условия» [142, с. 201].

Климатическая обстановка в районах накопления лёсса не оставалась неизменной. Об этом свидетельствуют горизонты погребенных почв в лёссе, указывающие на перерывы в лёссонакоплении. Однако характер местных почв, являющихся близкими бурым и сероземным, указывает на то, что резкого изменения климата не было. Он перманентно оставался засушливым.

2. Лёсс как гипотетическая фация пролювия

Среди казахстанских и среднеазиатских исследователей широко распространен взгляд на лёсс, как на горную породу, возникшую в результате пролювиального отмучивания. Однако эта точка зрения противоречит нижеприведенным фактам.

Для суждения о соотношениях пролювия и лёсса важна закономерность их географического распространения. Исследование географического распространения лёсса и пролювия показало, что последний развит всюду вдоль подножий горных хребтов, тогда как лёсс прослеживается лишь в некоторых районах. В Ферганской впадине, например, пролювий опоясывает ее склоны в форме сплошного кольца, а лёсс имеется только в ее восточной части. В Иссык-Кульской впадине лёсс практически отсутствует, а пролювий, как и в Ферганской впадине, развит сплошным кольцом. Лёсс имеется в восточных частях северных подножий хребтов Киргизского и Заилийского Алатау, но отсутствует в западных, где пролювий развит не менее мощно [147]. Таким образом, приведенные примеры свидетельствуют о необязательной связи лёсса с пролювием.

Не менее важен факт отсутствия типичного лёсса в составе верхнеплейстоценового и голоценового пролювия, для которого даже лёссовидные породы не являются обязательным компонентом.

В составе верхнеплейстоценового и голоценового пролювия постоянных и временных потоков развиты глины, суглинки и мергели, характеризующиеся в отличие от лёсса ясно выраженной слоистостью, неоднородностью гранулометрического состава, наличием линз галечников, меньшей просадочностью и т. п. К этому важно добавить и то, что лёссы вообще не связаны с пролювием и аллювием позднелейстоценового и голоценового возраста. Так называемый «голодностепский лёсс» всегда слоист и может

считаться только лёссовидной породой. «Лёсс», по данным Н. И. Кригера и др. [67], имеется на верхнеплейстоценовом конусе выноса Кара-Кия-сая (у подножия Кураминского хребта), где он переслаивается с галечниками. Отсутствие постепенных переходов галечников конуса в «лёсс» и связь его с лёссом адыров указывает на то, что «лёсс» является образованием, чуждым конусу выноса. На конусе выноса он возник путем переотложения материала со склонов и выпадения пыли из воздуха [67]. «Лёсс» конуса выноса по гранулометрическому составу и пористости близок к типичному лёссау адыров. Но его естественная влажность,

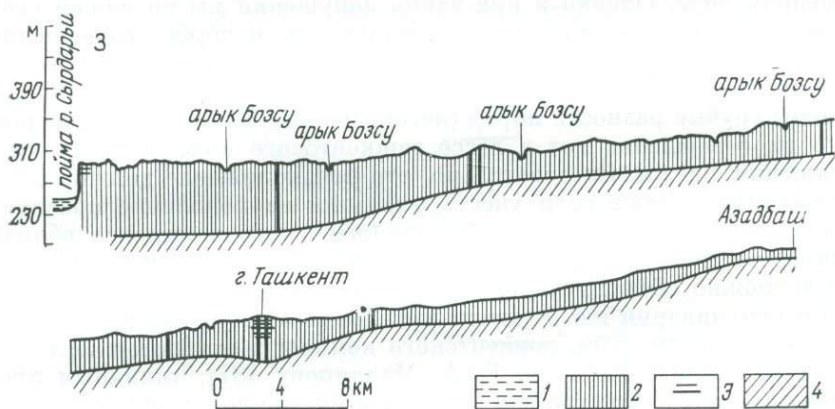


Рис. 58. Продольный профиль через водораздел рек Чирчика и Келеса (по Г. А. Мавлянову, с изменениями автора).

1 — супесь; 2 — лёсс; 3 — горизонты погребенных почв; 4 — подстилающие породы. Вертикальные линии — скважины

по Н. И. Кригеру и др. [67], относительно высока, а просадочность сравнительно низка. Следовательно, эту породу вряд ли правильно называть лёссом. Ее следует рассматривать как лёссовидную.

Типичные лёссы распространены только на более древних элементах рельефа, в частности они перекрывают многие средне- и нижнеплейстоценовые конусы выноса и шлейфы. При этом, однако, они являются лишь покровными образованиями, залегающими по резкой границе на пролювиальных конгломератах, но не периферической фацией; они не связаны с конгломератами никакими переходами. Очень типичен пример лёсса ташкентского междуречья Чирчика и Келеса, покров которого протягивается от гор Каржантау до р. Сырдарьи (более 100 км). Лёсс налегает по резкой границе на подстилающие конгломераты и галечники и на всем протяжении не обнаруживает никаких признаков дифференциации обломочного материала; свойственной пролювию на любой стадии его формирования (рис. 58). В лёссе всюду резко преобладает фракция 0,05—0,01 мм, он палевый, неслоистый,

вертикально-трещиноватый, обнажается вертикальными стенками, содержит горизонты погребенных почв, характеризуется очень большой просадочностью, чего не наблюдается в мелко-обломочных накоплениях краевых частей пролювиальных конусов выноса и подгорных шлейфов. Его мощность увеличивается от гор к р. Сырдарье, где достигает 80—85 м.

Допустим, что лёсс ташкентского комплекса завершает собой стадию формирования конуса выноса. В таком случае возникает вопрос: куда же девалась река, отложившая галечники? Можно предположить, что она продолжала существовать в сильно уменьшенном виде. Однако и при таком допущении мы не можем себе представить, как могла сформироваться мощная, совершенно однородная, неслоистая толща лёсса без прослоев песка и галечника. Какая бы ни была река, она неизбежно откладывала бы более грубые разности пород (песок, мелкий галечник) в паводок, но их совершенно нет в лёссе ташкентского комплекса на протяжении 100 км. Следовательно, это предположение должно быть отвергнуто. Даже если учесть указания на появление прослоев обломочного материала в лёссе ташкентского комплекса вблизи самого подножия гор Каржантау, отмеченные особенности почти невозможно объяснить исходя из предположения о пролювиальном отмучивании как главном механизме лёссонакопления [147]. Таким образом, лёсс ташкентского комплекса в Приташкентском районе, являющийся, по Г. А. Мавлянову [87], типичным пролювиальным образованием, к таковому, по-видимому, не относится.

Не менее показательны условия залегания лёссов на северных склонах хр. Джунгарского Алатау. Здесь в низовьях долины р. Семерлы лёсс по резкой границе перекрывает нижнеплейстоценовые пролювиальные конгломераты, но выше по течению он переходит на палеозойские породы, при этом его гранулометрический состав совершенно не изменяется (рис. 59). Очевидно, он также не может рассматриваться как продукт пролювиального отмучивания. Пролювиальные нижнеплейстоценовые конгломераты — это субстрат, на котором отложился лёсс каким-то другим путем.

Нередко лёсс описываемой области вообще не связан с конусами выноса или подгорными пролювиальными шлейфами. В северо-восточной части хр. Джунгарского Алатау лёсс залегает на кремнистых сланцах, в северо-западной части этого хребта и у перевала Курдай в горах Кендыктас — на гранитах, в северо-восточной части Киргизского хребта — на метаморфических сланцах, в северо-западной части Кураминского хребта — на известняках. Объяснить происхождение этих лёссов пролювиальным путем трудно.

На водоразделе ручьев Петрова и Бисемас в северо-западной части хр. Джунгарского Алатау лёсс, начинаясь приблизительно в 2 км южнее сел. Тополевки (на абс. высоте 1000 м), протяги-

вается в сторону водораздельной части хребта на расстоянии около 6 км (до абс. высоты 1600 м), где выклинивается. На указанном отрезке гранулометрический состав лёсса не изменяется (т. е. дифференциация материала отсутствует), что противоречит его пролювиальному генезису. Пролувиальное происхождение лёсса не согласуется и с его химическим составом. Если сравнить химические составы лёсса (обр. 191) и подстилающего его гранита (обр. 194), то можно подметить, что содержание кальцита в лёссе почти в 8 раз больше, чем в граните (табл. 27). В то же время

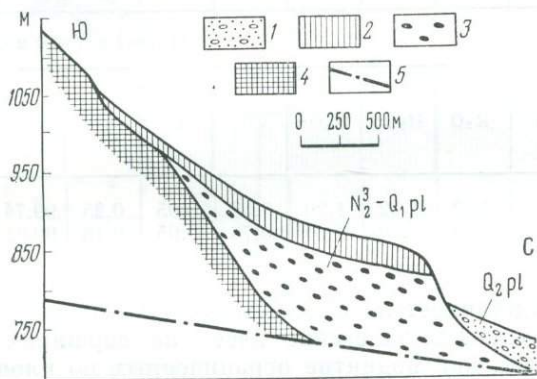


Рис. 59. Соотношение пролювия и лёсса в долине р. Семерлы (Джунгарский Алатау).

1 — конгломераты среднеплейстоценовые; 2 — лёсс; 3 — конгломераты позднелиценраннелистоценовые; 4 — образования палеозоя; 5 — тальвег долины р. Семерлы

увеличение карбонатов нельзя связать с выносом их из гранитов и переотложением ниже по склону, ибо полевые шпаты и биотит из лёсса, как показало микроскопическое исследование, свежие, неветрелые. Связать карбонаты с привносом из грунтовых вод, что казалось бы легко осуществимым, вряд ли можно, так как в шлифах видно, что в лёссе много именно обломочного кальцита (в форме угловатых зерен). Таким образом, кальцит в лёссе не является местным образованием, а принесен сюда из другого пункта.

Еще труднее объяснить накопление лёсса пролювиальным путем в тех случаях, когда он залегает в форме плаща и на вершинах сопок. Так, в Киргизском хребте лёссы слагают вершины изолированных возвышенностей, основание которых представлено либо метаморфическими сланцами, либо палеоген-неогеновыми конгломератами. На горе Лысой в долине р. Кашка лёсс залегает на неровной, размытой поверхности метаморфических сланцев. Исходя из этого можно предполагать, что накоплению лёсса предшествовал подъем данной территории, сопровождавшийся размывом. После этого отложился лёсс. Объяснить накопление лёсса в этом случае пролювиальным и, по-видимому, вообще водным

Таблица 27

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОБРАЗЦОВ ЛЁССА И ГРАНИТА ИЗ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ХР. ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ, %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O
191 (лёсс)	58,21	0,72	11,78	1,69	1,72	0,07	8,05	2,58	2,30
194 (гранит)	65,51	0,70	16,25	3,0	0,43	0,03	3,04	1,21	3,12

Продолжение табл. 27

Номер образца	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Сумма	CaCO ₃	Остаток CaO
191 (лёсс)	2,62	2,92	1,20	5,58	0,05	0,25	99,74	12,68	7,10
194 (гранит)	3,35	1,29	0,89	0,76	0,05	0,18	99,81	1,73	2,07

путем не представляется возможным. В указанных случаях «невозможно объяснить залегание лёсса на вершинах и молодой тектоникой, так как поднятие ограниченных по площади возвышенностей должно было бы сопровождаться дислокациями трещинных конгломератов, чего не наблюдается» [67, с. 422].

У перевала Курдай в горах Кендыктас лёсс сплошным чехлом перекрывает водораздел и склоны. Здесь выходы лёсса приурочены к высокой выровненной поверхности. Покрытая лёссом поверхность снижается во всех направлениях. И поскольку у нас нет никаких оснований полагать, что ранее во время образования лёсса здесь не было водораздела, мы вынуждены отвергнуть предположение о том, что лёсс образовался пролювиальным и вообще водным способом. Резкая граница между лёссом и подстилающими породами исключает гипотезу об его элювиальном происхождении. Водная теория, — указывает Д. В. Наливкин, — никогда не сможет объяснить плащевое распространение лёсса в предгорьях, т. е. развитие его и в речных долинах и на водоразделах. При этом нередко на водоразделах и в верхних частях склонов долин лёсс имеет наибольшую мощность и выражен наиболее типично [100].

Аналогичные соотношения между пролювием и лёссом наблюдаются и в других районах Средней Азии. В Северном и Центральном Тянь-Шане лёсс, по исследованиям Н. В. Макаровой [89], по резкой границе перекрывает не только пролювий, но и более древние палеоген-неогеновые и палеозойские породы. При этом состав его по направлению к горам не изменяется.

В Яванской и Муминабадской впадинах Таджикистана развиты первая и вторая региональные террасы соответственно

голоценового и позднелайстоценового возраста. Они, по данным Ю. В. Крылкова [68], не имеют лёсса на своих поверхностях. Лёсс распространен на более древних породах. Например, в Яванской долине лёсс, по наблюдениям Ю. В. Крылкова [68], перекрывает аллювиально-пролювиальные нижне- и среднелайстоценовые отложения по резкой границе, фациально с ними не связан и переходит на более древние породы, не изменяя состава.

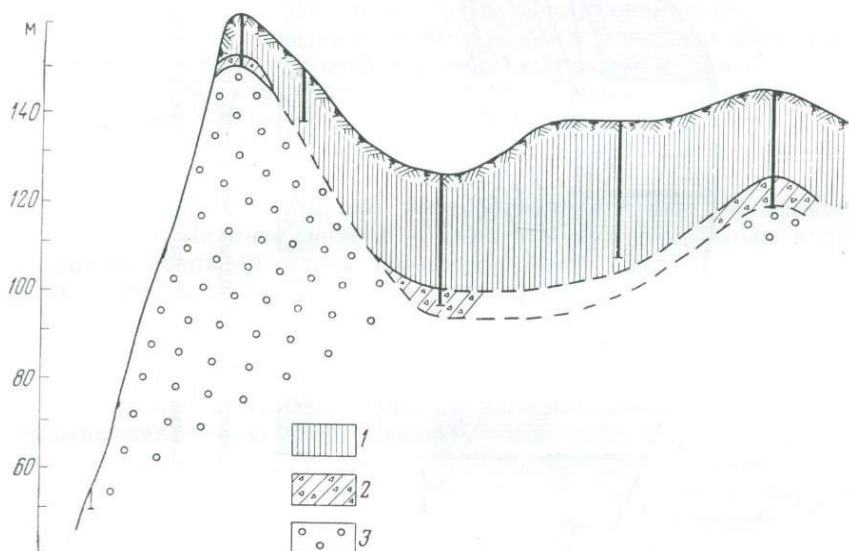


Рис. 60. Разрез на участке адыров с изолированной возвышенностью полевому склону Яванской долины (по Кригеру, 1970).

1 — лёсс; 2 — элювиальные и делювиальные суглинки со щебнем; 3 — галечники. Вертикальные линии — шурфы и скважины

Он прослеживается вначале в зоне адыров, затем на склонах и на водоразделах горных хребтов.

В Муминабадской котловине лёсс также является покровным образованием, залегая по резкой границе на суглинках, галечниках и конгломератах. И здесь он не является продуктом ни пролювиального, ни делювиального или какого-нибудь иного водного отмучивания.

Лёсс Таджикистана, по Ю. В. Крылкову [68], характеризуется следующими особенностями: покровным залеганием, отсутствием слоистости, однородностью состава и отсутствием минералогической связи с подстилающими породами.

В Яванском Каратау лёсс слагает вершины сопок (рис. 60, 61) и выполняет изолированные блюдца [65]. Как лёсс оказался на вершинах сопок? Можно предположить, что ранее в предгорьях Каратау простиралась лёссовая равнина, возникшая пролювиальным путем и впоследствии расчлененная водотоками. Однако

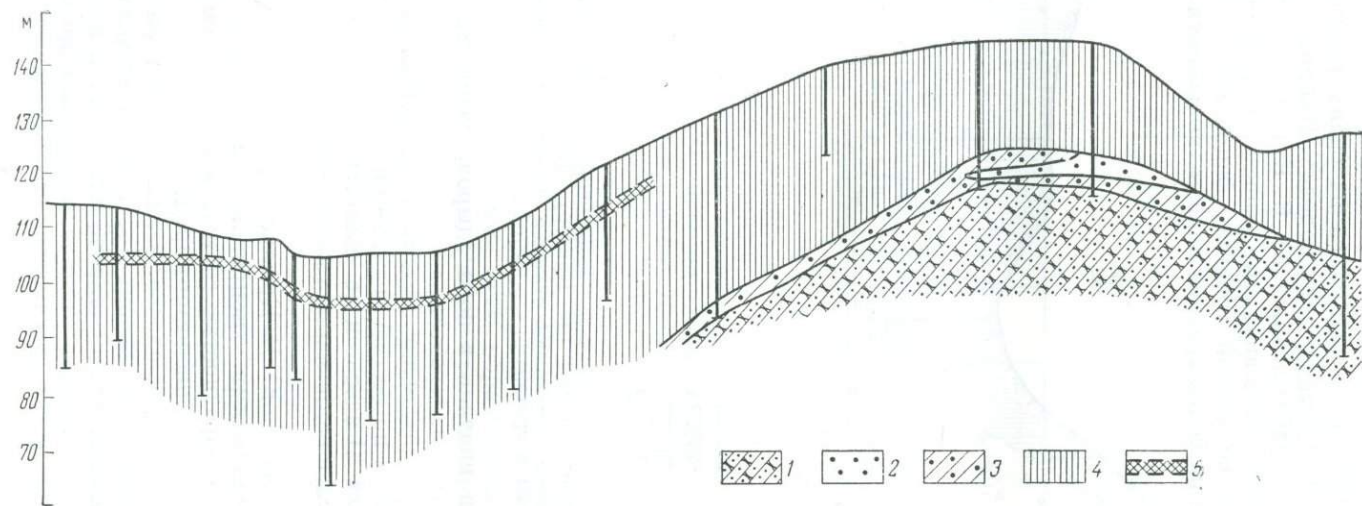


Рис. 61. Разрез на участке адыров с изолированной возвышенностью и блюдцем по левому склону Яванской долины (по Кригеру, 1970).

1 — песчаники; 2 — аллювиальные щебенчатые образования; 3 — аллювиальные суглинки со щебнем; 4 — лёсс; 5 — ископаемая почва. Вертикальные линии — шурфы и скважины

отсутствие здесь следов аккумулятивной деятельности водотоков и замкнутый характер блюдца противоречат этому предположению. Допустим, что сопки возникли в результате поднятия отдельных участков лёссовой равнины. Но этому противоречит то, что «Ископаемая почва на склонах слабо выражена или вовсе не наблюдается, тогда как в разрезах на дне блюдца она по большей части наблюдается в виде более или менее гумусированного прослоя, что легко объясняется древностью блюдца и более гумидной обстановкой на его дне во время формирования почвы» [65, с. 242]. Добавлю: если бы склоны блюдца возникли в результате поднятия участка лёссовой равнины, ископаемая почва на них должна была быть идентичной почве на дне блюдца, чего не наблюдается. Приведенные примеры свидетельствуют о том, что и в других районах Средней Азии и Казахстана лёсс не может толковаться как пролювиальное образование.

Таким образом, широко распространенное еще со времени работ А. П. Павлова мнение о том, что пролювиальным путем возникла основная масса среднеазиатского лёсса, не подтверждается наблюдениями и от него следует отказаться.

Однако в последнее время пролювиальную гипотезу лёссовобразования в Средней Азии пытается защитить Б. П. Булавин [7]. Он пишет: «Е. В. Шанцер [147], как и В. И. Елисеев [43], делает попытку опровергнуть пролювиальную гипотезу лёссовобразования для условий Средней Азии, хотя приводимый ими фактический материал совершенно недостаточен для этого» (с. 53). Это бездоказательное и глубоко ошибочное заявление. Во-первых, пролювиальную гипотезу лёссовобразования в Средней Азии Б. П. Булавин защищает по материалам исследований в другом районе, удаленном от Средней Азии на 2000 км (окрестности городов Новосибирска, Барнаула и Новокузнецка). Такой метод доказательства нельзя признать правильным. И, во-вторых, описываемые им породы не являются лёссом, ибо они слоисты. На основании их изучения нельзя судить о генезисе лёсса. Приведенный нами фактический материал достаточен для того, чтобы опровергнуть пролювиальную гипотезу лёссовобразования в Средней Азии. Все факты неоспоримо свидетельствуют о том, что пролювиальным отмучиванием невозможно объяснить происхождение лёсса в этой области.

Вернемся к Приташкентскому району и рассмотрим возможности возникновения лёсса ташкентского комплекса аллювиальным и делювиальным путем, поскольку имеются такие гипотезы на его происхождение. Лёсс ташкентского комплекса на водоразделе рек Чирчика и Келеса не мог быть отложен в качестве пойменной фации аллювия, как в свое время предполагал Ю. А. Скворцов [127], ибо, как уже указывалось, становится абсолютно непонятным отсутствие в лёссе осадков русловой фации. Ведь для того чтобы возникла толща пойменного аллювия мощностью в 80 м, река обязательно должна была мигрировать

в разные стороны и откладывать наряду с мелкоземом галечники или пески в русле, по крайней мере в паводок. Но их нет среди лёсса. К этому можно добавить, что мы не знаем пойменных отложений, ни голоценовых, ни плейстоценовых, которые бы характеризовались такой сортировкой материала и отсутствием слоистости. Обычно это хорошо слоистые образования, которые можно наблюдать, например, в осадках голодностепской террасы р. Сырдарьи.

Предположим, что миграции реки в пространстве не было. Исходя из этого приходится допустить, что паводки в долинах в то время достигали высоты почти 100 м (ведь мощность лёсса ташкентского комплекса в Приташкентском районе достигает 80—85 м). Но такой высоты паводки невозможны даже для равнинных рек, а Чирчик — река горная. В настоящее время уровень реки в паводок повышается примерно на 1 м. Предполагать, что более значительный подъем воды в реках был во время оледенений в горах, нет оснований, так как реки ледникового питания характеризуются именно невысокими, но продолжительными паводками [153].

Объяснить происхождение лёсса действием струек дождевых и талых вод, т. е. делювиальным путем [16], также невозможно из-за того, что струйки дождевых и талых вод вряд ли могли пройти от гор расстояние 100 км, не сливаясь в речные потоки и не скатываясь с водораздела. Предположим, что по плоской поверхности конуса, ближе к его вершине, текли струйки дождевых и талых снеговых вод. Однако они вряд ли могли сформировать такой покров лёсса. Переносящая сила струек очень мала и совершенно невозможно представить себе процесс так, чтобы эти струйки, отложив часть материала у г. Ташкента, продолжали отлагать лёсс и далее вплоть до р. Сырдарьи, т. е. на расстоянии 60 км. Ведь известно, что даже относительно крупные реки иссякают на расстоянии 16—20 км от гор. Если же эти струйки, объединяясь, давали потоки, то отложения, ими формируемые, нельзя называть делювием. Это будут либо пролювиальные, либо аллювиальные осадки. Но, как было показано выше, аллювиальным и пролювиальным путем лёсс ташкентского комплекса возникнуть не мог.

Остается допустить поэтапное переотложение лёсса. Можно представить себе следующую картину. Вначале лёсс делювиальным путем отложился вблизи гор. Затем на его поверхность выпал дождь. Образовавшиеся при этом струйки перенесли лёсс дальше от гор. И так с каждым разом, все далее и далее удаляясь от гор, лёсс достиг р. Сырдарьи. Но такому допущению противоречит то обстоятельство, что переносящая способность струек дождевых и талых снеговых вод слишком мала, а мощность лёсса ташкентского комплекса достаточно велика. Это заключение будет еще убедительнее, если учесть, что струйки дождевых вод текли по

поверхности с незначительным уклоном. Например, современный уклон водораздельной лёссовой поверхности от р. Сырдарьи на протяжении 25 км вверх по течению всего 0,001. Таким образом, возможность накопления поэтапным делювиальным путем лёссового покрова длиной около 100 км, шириной 30 км и мощностью почти 100 м, маловероятна.

В последнее время гипотезу Н. П. Васильковского поддерживает А. А. Лазаренко [74]. По его мнению, наиболее мощные лёссовые массивы оказываются приуроченными к подножиям склонов хребтов, где выпадает 800 мм осадков и более. Но такая приуроченность не является показателем делювиального происхождения лёсса. С таким же успехом можно утверждать, что лёсс в этих районах накопился эоловым путем. Относительно большая увлажненность склонов могла даже ускорить процесс выпадения пыли из воздуха: пылинки могли служить своеобразными ядрами конденсации влаги и выпадать вместе с каплями дождя на поверхность земли. В относительно более сухом климате пыльная мгла может висеть в воздухе значительно более продолжительное время. Все вышеприведенные аргументы против делювиальной гипотезы образования лёсса, предложенной Н. П. Васильковским, остаются в силе и в этом случае—для лёсса ташкентского комплекса в Приташкентском районе. Кроме того, лёсс в своем распространении не везде строго приурочен к подножиям склонов хребтов, на которых в настоящее время выпадает более 800 мм осадков. Так, в предгорьях хребтов Киргизского, Заилийского Алатау и Тарбагатая массивы лёссов к западу уходят в пределы территории с суммой годовых осадков 200—800 мм, а у подножия юго-восточного склона Чаткальского хребта вообще нет лёсса, хотя сумма осадков превышает 800 мм [74].

И, наконец, возрастные соотношения лёсса ташкентского комплекса с лёссовидными породами голодностепского еще более убедили автора в том, что лёсс ташкентского комплекса не мог возникнуть пролювиальным и, видимо, вообще водным путем; имеющиеся факты позволяют считать, что лёсс ташкентского комплекса равновозрастен: нижняя его часть накопилась в среднем плейстоцене, верхняя — в позднем. Каковы же эти факты? В подошве лёсса ташкентского комплекса (в песчаной линзе, подстилающей лёсс) к юго-западу от г. Ташкента был найден зуб *Elasmotherium sibirikum* [127]. По р. Батпак в Центральном Казахстане эламотерий найден вместе с *Mammuthus trogontherii* P o h I. Возраст слоев с этой фауной, по заключению Б. С. Кожамкуловой, — нижняя половина среднего плейстоцена [51]. В лёссе ташкентского комплекса содержатся многочисленные обломки орудий мустьерской и единичные экземпляры ашель-мустьерской культуры. Они собраны в наносах арыка Бозсу (пролежавшего лёсс ташкентского комплекса примерно на 40 м), но они могли быть вымыты только из лёсса ташкентского комплекса [133]. На основании этого можно полагать, что лёсс под дном

арыка и, возможно, какая-то часть над его дном имеет среднеплейстоценовый возраст.

В верхней части лёсса ташкентского комплекса А. А. Лазаренко в 1968 г. найден отщеп из кварцевого порфира, который, по мнению В. И. Громова, несомненно, сделан человеком. Он обнаружен в восточной части оврага Бур-Джар, в 6,5 км к востоку от г. Пскента на глубине 14,2 м от поверхности. А. А. Лазаренко, В. И. Громов [76] указывают, что по общепринятой археологами и многими геологами культурно-хронологической схеме, возраст породы, вмещающей данный отщеп, не может быть старше рисс — вюрма, т. е. не старше верхнего плейстоцена. Данные о возрасте базируются на заключении ряда крупных археологов. Следовательно, толща лёсса ташкентского комплекса включает в себя горизонты разного возраста: среднеплейстоценовый и позднеплейстоценовый. Ранее большинством исследователей, в том числе и нами [38], образования ташкентского комплекса считались среднеплейстоценовыми.

Позднеплейстоценовый возраст верхней части лёсса ташкентского комплекса подтвержден термолюминесцентными исследованиями, проведенными А. А. Лазаренко и В. Н. Шелкоплясом [77]. Интересно привести некоторые абсолютные датировки образцов лёсса ташкентского комплекса, распространенного на водоразделе рек Чирчика и Келеса. Так, лёсс с глубины 11 м из разреза «Келес» (Мынг-тепе) сформировался $60\,000 \pm 11\,000$ лет назад, а лёсс с глубины 15 м по юго-западной окраине г. Ташкента — $74\,000 \pm 10\,000$ лет назад.

В свете изложенных данных становится понятным отмечавшийся рядом исследователей факт уменьшения мощности лёссов от древних покровов к более молодым. Лёссы сохского (нанайского) комплекса накапливались в течение всего плейстоцена, начиная с раннего плейстоцена. Они состоят, скорее всего, из разновозрастных толщ, наложенных одна на другую: ранне-, средне- и позднеплейстоценовой. Лёссы ташкентского комплекса относятся, как отмечалось, только к средне- и позднеплейстоценовой эпохам.

В отложения ташкентского комплекса вложены осадки голодностепского (рис. 62). В песчано-галечных отложениях голодностепского комплекса в 2 км юго-западнее г. Ташкента, встречены верхнепалеолитический отщеп и кости лошади. Абсолютный возраст последних, определенный радиоуглеродным методом, исчисляется примерно в 38 тыс. лет [133]. В 5 км юго-восточнее г. Ташкента в лёссовидных породах голодностепского комплекса на глубине 7 м обнаружены обломки костей *Egus hemionus* (определение Е. Л. Дмитриевой). К образованиям голодностепского комплекса прислоняются голоценовые осадки сырдарьинского комплекса (слагают пойму р. Чирчик). Исходя из этого можно полагать, что лёссовидные породы голодностепского комплекса,

как и подстилающие их галечники, имеют позднелайстоценовый возраст.

Определение возраста образца из лёссовидных пород голодностепского комплекса (отобранного между г. Янги-Юль и ст. Пахта с глубины 10 м) люминесцентным методом показало, что лёссовидная порода сформировалась $27\ 000 \pm 10\ 000$ лет тому назад [77].

Поскольку верхняя часть лёсса ташкентского комплекса и лёссовидные породы голодностепского имеют позднелайстоценовый возраст, можно предположить, что они формировались примерно в одно и то же время. При этом слоистая толща голодностепского комплекса накапливалась при участии текучих вод. Если считать, что верхняя часть осадков ташкентского комплекса также возникла флювиальным путем, то надо допустить существование в то время двух параллельных потоков на разной высоте: на дне долины р. Чирчика и на водоразделе рек Чирчика и Келеса, что невозможно. Лёссы в пределах указанного водораздела в позднелайстоценовое время могли накапливаться только каким-то другим, не водным путем.

Некоторые приверженцы водного происхождения лёсса, например Л. И. Турбин и Н. В. Александрова [138], утверждают, что современных водоразделов в недалеком прошлом не существовало. Однако такое мнение явно ошибочно, что можно легко доказать. В горной части долины р. Чирчик (и ее притоков) развита терраса, известная под названием «нанайской». Ее высота у сел. Нанай, по данным Ю. А. Скворцова [127], над поймой достигает 800 м. Возраст террасы, образованной внизу конгломератом и вверху лёссом, всеми исследователями определяется как раннелайстоценовый. Образования нанайской террасы, по Н. П. Васильковскому, являются аналогами сохских конгломератов Ферганы. В равнинной части долины р. Чирчика аналогом осадков нанайской террасы, по Ю. А. Скворцову, является так

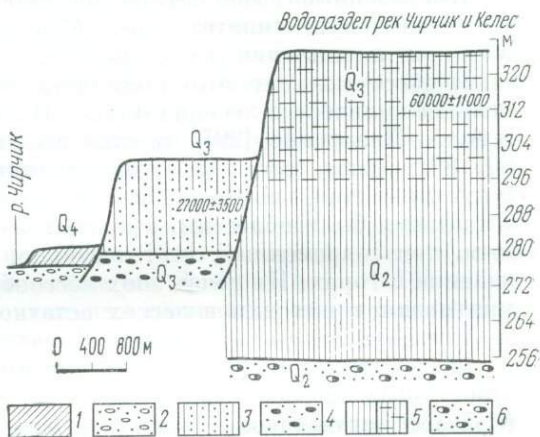


Рис. 62. Схематический продольный профиль через правый склон долины р. Чирчик. Составил В. И. Елисеев по материалам Г. А. Мавлянова и личным наблюдениям.

Сырдарьинский комплекс: 1 — супесь, 2 — галечник; голодностепский комплекс: 3 — супесь лёссовидная, 4 — галечник; ташкентский комплекс: 5 — лёсс (а — лёсс среднелайстоценовый; б — лёсс позднелайстоценовый), 6 — галечник. Цифры — абсолютный возраст лёсса и лёссовидных пород, определенный термолуминесцентным методом (Лазаренко, Шелкопляс, 1973)

называемый «шох» (каменный лёсс), выше которого и был обнаружен эламотерий. Поскольку нанайская терраса прослеживается и по притокам р. Чирчика, имеющим меньшую длину, чем р. Келес, можно считать, что долина последней в раннем плейстоцене уже существовала. Следовательно, водораздел рек Чирчика и Келеса существует, по крайней мере, с раннего плейстоцена.

Приведенные выше факты позволяют не только отвергнуть пролювиальную гипотезу лёссовобразования, но и усомниться в водном накоплении лёссов вообще.

В лёссе ташкентского комплекса местами содержится значительное количество лесной пылицы. В нем, по данным М. П. Гричук и А. А. Лазаренко [29], имеется пыльца березы, ели и сосны до 60—80%, спор (сфагновые, папоротники) до 10%, пыльца трав и кустарников — до 10—30%. Это свидетельствует о том, что горы в то время были облесены, а климат был более влажным и холодным, чем современный, что, очевидно, связано с развитием оледенения в горах. На связь эпох лёссовобразования с оледенениями указывают и находки в лёссах остатков мамонтов на территории г. Алма-Аты.

Периоды резкого замедления или прекращения лёссовобразования (когда формировались почвы) отвечали межледниковьям и более засушливому климату, что подтверждается спорово-пыльцевыми данными. В горизонтах погребенных почв, в отличие от лёссовых горизонтов, содержится больше пылицы травянистых растений [29]. Поскольку есть основания с ледниковыми эпохами связывать и усиление процессов накопления пролювия, намечается определенная хронологическая связь в образовании пролювия и лёсса, но генетическая связь между ними совершенно отсутствует. Смена ледниковых эпох межледниковыми, как известно, не приводила к качественному изменению процесса пролювиобразования. При формировании лёссовых толщ имели место именно качественные изменения: то накапливался лёсс (во время оледенений), то образовывалась почва (во время межледниковий).

Сходные соотношения лёссов и пролювия наблюдаются и в ряде других областей. Д. Б. Базаров [2], описывая сухие дельты и конусы выноса в Западном Забайкалье, не указывает в их фациях ни лёссов, ни лёссовидных пород. Развитые в Западном Забайкалье типичные лёссы к пролювию не имеют никакого отношения. Они, по Д. Б. Базарову [2], залегают на водоразделах и склонах хребтов плащеобразно (на высотах 725—920 м), сохраняя при этом и там, и здесь черты и особенности типичного лёсса; иногда они развиты на изолированных вершинах, не являясь элювиальными образованиями, ибо даже неогеновый элювий (не говоря о современном) содержит много щебня и дресвы. Лёсс же исключительно однороден.

У подножия Одерских гор в Чехословакии лёсс, по данным Д. Мацоуна [182], перекрывает щебнисто-галечные пролювиаль-

ные отложения, т. е. является покровным образованием, не связанным с пролювием фациально.

В Северной Америке наиболее мощный и полноразвитый пролювий распространен на юго-западе страны — у подножий хребтов Скалистого и Сьерра-Невады. Знакомясь с литологией аллювиальных конусов выноса этой области, можно заметить, что американские исследователи совершенно не упоминают термины «лэсс» (loess), «лэссовидный суглинок» (loess loam) и вообще слово «лэссовый» (loessial). Очевидно, лэсссы и близкие к ним по облику лэссовидные породы в составе североамериканского пролювия отсутствуют.

Лэсс широко развит к востоку от этой области. «Его покров простирается от Скалистых гор через Великие равнины и Центральную низменность до западной Пенсильвании и восточнее борозды Миссисипи образует широкую полосу, проникающую на юг до дельты этой реки» [142, с. 194]. Развитый здесь лэсс является типичным, ибо описавшие его Д. Фрай и др. [179] не считают лэссом даже коллювиальные пылеватые образования, имеющие с ним большое сходство. Указанные авторы отмечают плащеобразный характер залегания лэсса. Он непрерывным чехлом перекрывает террасы, пологие склоны и водоразделы. М. Лейтон и Х. Уилмен [181] указывают, что лэсс в бассейне р. Миссисипи прослеживается на самых высоких геоморфологических уровнях и на изолированных холмах, значительно удаленных от речных долин. Такие же условия залегания лэссов, по данным А. Свайнфорда и Д. Фрая [186], характерны для шт. Канзас. Таким образом, и в этих областях лэсс не является пролювиальным образованием.

Итак, указанные выше факты свидетельствуют о том, что пролювиальной и, наверное, вообще водной гипотезой невозможно объяснить происхождение лэсса Средней Азии и Южного Казахстана. Она находится в явном противоречии с наблюдаемыми данными и должна быть пересмотрена. Сторонники этой гипотезы не привели до сих пор надежных фактов для ее обоснования и ни в коей мере не опровергли эоловую теорию происхождения лэсса Средней Азии, предложенную В. А. Обручевым [106, 108]. Во всяком случае, приведенные выше примеры условий залегания лэссов (на изолированных возвышенностях и водоразделах, возникших до накопления лэсса, а также их плащеобразное залегание) свидетельствуют скорее в пользу их эолового генезиса.

Лэссовидные породы могут возникать аллювиальным, пролювиальным и делювиальным способами. Так, аллювиальный генезис имеют, по-видимому, голодностепские лэссовидные супеси Приташкентского района, а пролювиальный — лэссовидные суглинки Самаркандского района. Лэссовидные породы делювиального генезиса, имеющие современный возраст и мощность порядка 0,5 м, описаны А. Г. Черняховским [144] в высокогорных районах Внутреннего Тянь-Шаня, на перевалах Долон и Акбейт.

Они возникают на ограниченной территории: в зоне холодных высокогорных степей (на высотах 2900—3150 и 3100—3360 м над уровнем моря), занимающих верхние части субальпийского горного пояса. «В пределах вышележащего альпийского пояса и нижележащей зоны высокогорных полупустынь делювий замещается грубыми глыбово-щепенчатыми и пылевато-щепенчатыми склоновыми образованиями. Вертикальный интервал распространения делювия (лессовидного. — В. Е.) достигает 200—250 м [144, с. 17]. «Среди современных отложений любых других ландшафтно-климатических зон Средней Азии, — указывает далее А. Г. Черняховский, — их нет» (там же, с. 32).

Современные лессовидные породы на перевалах Долон и Акбеит А. Г. Черняховский считает лёссами и полагает, что аналогичным, т. е. делювиальным путем сформировались и плейстоценовые лёссы Средней Азии. Об этом, по его мнению, свидетельствует несомненная связь древнего антропогенного дресвяно-глинистого элювия и лёссов в районе г. Самарканда, в долинах рек Чирчика, Ангрена и во многих других районах среднеазиатского горного обрамления [144]. Этот вывод А. Г. Черняховского нельзя признать убедительным. Во-первых, на перевалах Долон и Акбеит развиты породы, не отвечающие требованиям, предъявляемым нами к лёссу. Например, механический анализ этих пород показывает, что содержание фракции 0,05—0,01 мм в большинстве образцов не превышает 30% и только в трех образцах достигает 32—35%. Выше указывалось, что в лёссе она должна составлять не менее 45%. В типичных лёссах, как это видно из табл. 25, фракция более 1 мм отсутствует. В образцах «лёссов» с перевалов Долон и Акбеит ее содержание местами достигает 13% [144]. Локальность распространения лессовидных пород делювиального генезиса по высоте не позволяет считать, что подобным путем могли возникнуть мощные и обширные массивы плейстоценовых лёссов Средней Азии или даже хотя бы какая-то их часть. Так, лёсс ташкентского комплекса у ж.-д. станции Вревская распространен на абсолютных отметках, не превышающих 320—340 м. Предполагать, что когда-то это был субальпийский пояс нет никаких оснований. В районе г. Самарканда также нет лёсса, а распространены лессовидные породы, которые к тому же имеют не делювиальное, а пролювиальное происхождение. Смешивать эти разные генетические типы нельзя, если мы не хотим еще больше запутать и без того запутанную проблему лёсса. И, наконец, хотя по долине р. Чирчика развит типичный лёсс, он, как было показано выше, не мог возникнуть делювиальным путем. Таким образом, и заключение А. Г. Черняховского о делювиальном происхождении среднеазиатских лёссов следует признать ошибочным.

Глава X

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ПРОЛЮВИЯ

1. Роль пролювиальных процессов в накоплении ценных минералов

Отложения пролювиального генезиса широко распространены в континентальных осадочных формациях. В докаменноугольный период, когда растительность на земной поверхности была развита слабо, пролювиальные процессы протекали, по-видимому, шире и с большей интенсивностью, чем в последующее время. Незащищенные растительностью склоны долин и междуречья энергично размывались и поставляли в долины рек много обломочного материала. Водные потоки нередко перегружались обломочным материалом и, выходя из гор на равнину, отлагали его в форме обширных конусов выноса, или подгорных пролювиальных шлейфов.

Некоторые исследователи полагают, что пролювиальные отложения, несмотря на их широкое распространение в земной коре, относительно бедны полезными ископаемыми. Аргументируется это, во-первых, тем, что пролювий является начальным членом ряда осадочной дифференциации, в ходе формирования которого основная масса полезных компонентов еще не успевает отделиться от других продуктов разрушения материнских пород, и, во-вторых, тем, что механизм накопления пролювия таков, что не способствует дифференциации осадочного материала [63]. Однако пролювий нельзя рассматривать как начальный член ряда осадочной дифференциации, ибо в действительности он является конечным продуктом переотложения материала, смытого иногда с довольно обширной водораздельной площади (склоновый смыв, аллювиальное переотложение, пролювиальная аккумуляция).

Нами было показано, что пролювий достаточно четко дифференцирован фациально и гранулометрически. Особенно это касается пролювиальных отложений относительно крупных постоянных рек, слагающих обширные конусы выноса типа дельт. Отсюда следует, что пролювий, исходя уже из общих теоретических соображений, нельзя рассматривать как генетический тип отложений, бесперспективный в отношении месторождений полезных ископаемых. Нельзя признать достаточно обоснованными высказывания о том, что пролювиальные конусы выноса неблагоприятны для накопления россышных месторождений полезных ископаемых потому, что в них происходит не концентрация, а только разубоживание полезных компонентов.

Такое мнение вызвано отчасти тем, что пролювиальные отложения, особенно древние, еще слабо изучены с точки зрения наличия в них россыпных месторождений полезных ископаемых и, в частности, золота. Кроме того, необходимо учитывать, что крупное золото в основной своей массе задерживается на предшествующей стадии аллювиального переотложения, образуя приплотиковые россыпи ближнего сноса на дне эрозионных долин, питающих обломочным материалом пролювиальные конусы выноса. В пределы же последних выносятся преимущественно мелкое золото, перемещаемое водотоками во взвешенном состоянии. Поэтому ясно, что при промывке пролювиальных галечников и проб-протолок из пролювиальных конгломератов на лотке золото улавливалось лишь частично, а во многих случаях оно, по-видимому, вообще не улавливалось, что не могло не навести исследователей на мысль о бесперспективности пролювия в отношении золотоносности. Кроме того, роль пролювиальных процессов в накоплении россыпных месторождений полезных ископаемых, в частности, золота недооценивается еще и потому, что пролювиальные россыпи золота нередко принимались и принимаются за аллювиальные.

Знакомство с описанием золотоносных конгломератов, начиная с древнейших, привело автора к выводу, что многие из них возникли, вероятно, пролювиальным путем, по крайней мере, частично. А это значит, что роль пролювиальных процессов в накоплении золота и других полезных ископаемых не так мала, как представляется на первый взгляд. Даже в тех местах, где пролювиальные конгломераты не имеют самостоятельного промышленного значения, они нередко служат промежуточными коллекторами, из которых затем формируются аллювиальные золотые россыпи четвертичного возраста.

Вот далеко не полный перечень пролювиальных образований, содержащих золото и некоторые другие полезные ископаемые: протерозойские конгломераты Витватерсранда (ЮАР), Тарква (Гана), Блайнд-Ривер (Канада), Жакобина (Бразилия) и др.

Золотое месторождение Витватерсранд. Месторождение располагается в юго-восточной, краевой части древней Африканской платформы и приурочено к метаморфизованным породам раннепротерозойского возраста (2,7—2,3 млрд. лет), залегающим на архейском фундаменте (гранито-гнейсы, местами метаморфизованная кора выветривания). В строении месторождения принимают участие конгломераты, кварциты, песчаники (кварцевые и кварцево-полевошпатовые), кварцево-серицитовые сланцы, эффузивы, доломиты, кварцевые жилы. Конгломераты состоят в основном из хорошо окатанных галек жильного кварца с примесью галек кварцита и кремней размером 2—4, редко 10 см. Цемент слюдисто-кварцевый, содержащий много пирита (от 2 до 16%). Слюдистые минералы представлены серицитом, пиррофиллитом и хлоритоидом [3]. Породы месторождения выполняют

прогиб, вытянутый на северо-восток и осложненный куполообразными выступами фундамента и разломами широтного, северо-западного и других направлений. Общая мощность отложений месторождения составляет около 10 км.

Образования месторождения подразделяются на четыре системы (снизу): Доминион, Витватерсранд, Венгерсдорп и Трансвааль. В системе Витватерсранд, наиболее важной в промышленном отношении, различают два отдела: нижний и верхний (табл. 28). Первый состоит в основном из слюдисто-глинистых сланцев и железистых кварцитов со значительным количеством вулканогенных пород, конгломераты в нем встречаются редко. Второй образован главным образом кварцитами и гравелитами с прослоями конгломератов. Его продуктивность выше первого. В основании верхнего отдела прослеживается формация Мейн-Бёрд, включающая главные золотоносные пласты; в Центральном Ранде, например, это Мейн-Риф, Мейн-Риф-Лидер, Саус-Риф и др.

Толща пород месторождения характеризуется следующими особенностями, которые указывают на ее пролювиальный генезис.

1. В краевых частях впадины (близ области сноса) продуктивные пласты представлены преимущественно конгломератами, имеющими небольшую мощность, значительную ширину и протяженность. С удалением от области сноса конгломераты переслаиваются с гравелитами, при этом мощность отложений увеличивается. На некотором удалении конгломераты полностью замещаются кварцитами, не содержащими, как правило, золота. Указанная смена пород происходит с севера на юг и с запада на восток и юго-восток. Например, пачка Коронейшен в свите Гавермент-Риф в Центральном Ранде в нижней части сложена кварцитами с прослоями гравелитов, которые к северу сменяются мелкогалечными конгломератами. Отложения характеризуются косой слоистостью. Венгерсдорпские конгломераты на месторождении Одентал Рюст, простирающиеся в субмеридиональном направлении, к востоку сменяются кварцитами.

2. Полосы продуктивных пластов в плане вытянуты перпендикулярно к направлению сноса. Так, месторождения Западного, Центрального, Восточного и Дальнего Западного Ранда вытянуты в широтном направлении, тогда как обломочный материал сносился с севера на юг. Об этом свидетельствуют уменьшение крупности обломочного материала в южном направлении и эрозионные ложбины меридионального простираения, особенно четко выраженные в восточной части Восточного Ранда.

3. Сложное чередование в разрезе конгломератов, гравелитов, кварцитов и сланцев. Саус-Риф, например, характеризуется полосчатой текстурой — чередованием мелкогалечных конгломератов и кварцитов. Мейн-Риф представлен конгломератами, разделенными гравелитами и кварцитами на несколько пластов. Свита Гавермент-Риф на месторождении Клерксдорп образована

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ СИСТЕМЫ ВИТВАТЕРСРАНД В РАЙОНЕ
ЦЕНТРАЛЬНОГО РАНДА (ПО КРЕНДЕЛЕВУ, 1974, С НЕБОЛЬШИМИ
ИЗМЕНЕНИЯМИ АВТОРА)

Отделы	Формации	Пачки, слои	Главные рифы
Верхний	Кимберли-Эльсбург; кварциты и конгломераты	Эльсбург-Риф; кварциты Кимберли-Риф	Эльсбург и его аналоги Кимберли и его аналоги
	Сланцы Кимберли	—	—
	Мейн-Бёрд	Бёрд-Риф, — кварциты, конгломераты; Мейн-Риф — кварциты, конгломераты	Мейн-Риф, Мейн-Риф-Лидер, Карбон-Лидер, Саус-Риф, Бёрд-Риф и др.
Нижний	Джеппстаун (существенно аргиллитовая)	Пять пачек кварцитов	—
	Гавермент-Риф	Переменяемость пачек кварцитов и сланцев	Гавермент Коронейши Промайз
	Хоспител-Хилл; кварциты	Две пачки сланцев	—
	Сланцевая	Пачка сланцев	Контортид-Бэд, или Спекклд-Бэд
		Кварциты Рипль-Марк	—
	Железистые сланцы Ватер-Тауэр	—	
	Орандж-Гроув — кварциты	Пачка сланцев	—

кварцитами с линзами конгломератов и гравелитов, местами с хорошо выраженной косою слоистостью. Интересно, что Л. Рейнеке, касаясь образования этих конгломератов, приводил данные, убедительно доказывающие существование континентальных условий, сходных с условиями отложения сивалика в Индо-Гангской области [35], которые, как известно, являются типично пролювиальными.

Продуктивные конгломеративные горизонты на месторождении Витватерсранд многократно повторяются в разрезе. Промышленной золотоносностью обладают базальные конгломераты всех четырех указанных выше систем. Наибольшее промышленное значение имеет горизонт Мейн-Риф, с размывом залегающий на подстилающих золотоносных породах. Он прослежен на протяжении 160 км и характеризуется устойчивым содержанием золота (более 4,5 г/т). Мощность золотоносного горизонта изменяется от нескольких сантиметров до 3—4 м, в среднем она составляет 0,6—2,5 м [124]. Из этого горизонта получают 90—95% общей добычи золота на месторождении.

Золото встречается в подавляющем большинстве случаев в цементе конгломератов, иногда в кварцитах (например, в кварцитах Саус-Риф). Оно имеется также в прожилках пирита. Золото представлено округлыми зернами и кристалликами, проволочками, пленками вокруг зерен пирита и других минералов. Оно выполняет также пустотки в цементе и промежутки между обломками. Золото тонкодисперсное. Им обогащены лежащие бока горизонтов. В пределах золотоносных пластов содержание золота возрастает с увеличением размеров галек конгломератов. Вместе с увеличением концентрации золота возрастает содержание обломочных минералов тяжелой фракции [124]. Содержание золота резко возрастает в углеродистых прослоях (например, в Клерксдорпе в пластах Буффельсдорп-Риф и Бейзл-Риф свиты Гавернмент-Риф). Вместе с золотом встречаются хромит, корунд, гранат, осмистый иридий, платина, рутений, циркон, касситерит, иногда алмаз.

Показательно распределение золотоносных струй в плане в некоторых пластах. Например, в горизонте Мейн-Риф-Лидер они имеют характерную веерообразную ориентировку (рис. 63), что свидетельствует о накоплении золота на конусе выноса пролювиальным путем. В конгломератах Восточного Ранда присутствует видимое золото. По мере удаления от области сноса размеры галек и золотин уменьшаются, и последние становятся невидимыми, что подтверждает пролювиальный генезис золота. Касаясь этого же вопроса, В. Минтер пришел к выводу, что распределение золота в конгломератах отвечает теоретической модели аллювиального веерообразного конуса выноса [149].

Попутно с отмеченными минералами извлекаются осмистый иридий, платиноиды и алмазы. Алмазы вместе с золотом встречаются в формации Кимберли-Эльсбург. Они имеют форму октаэдров и додекаэдров и окрашены в зеленый цвет только с поверхности. При огранке окраска исчезает.

Золотое месторождение Тарква. Это месторождение приурочено к системе Тарква среднепротерозойского возраста (около 1,7 млрд. лет), залегающей с размывом на системе Биррим нижнепротерозойского возраста (верхняя возрастная граница датируется примерно 2 млрд. лет). В отложениях обеих систем содержатся алмазы.

В строении месторождения принимают участие конгломераты, кварциты, песчаники, филлиты, аспидные сланцы, туфы и лавы, спилиты и кератофиры. Золотоносные конгломераты пересечены сетью кварцевых жил, лишенных золота. Породы месторождения выполняют прогиб северо-северо-восточного простирания.

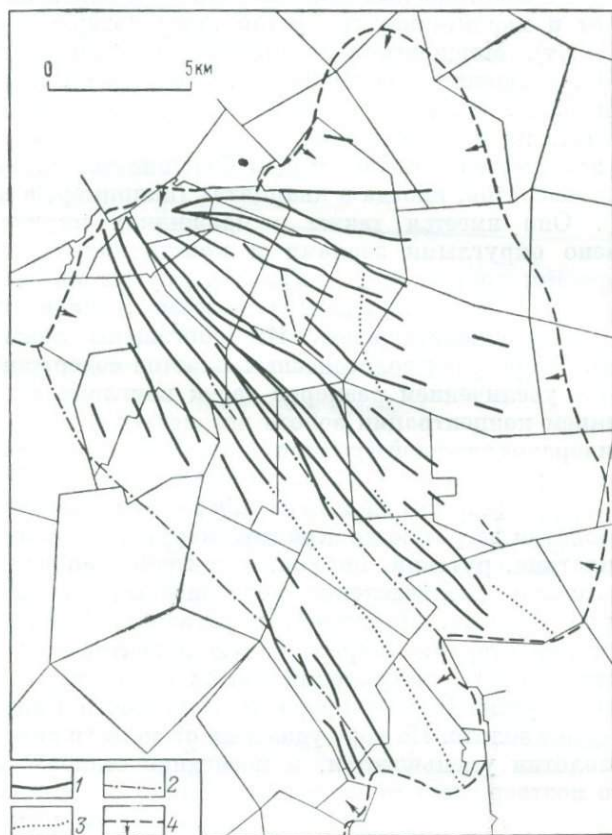


Рис. 63. Главные изгибы, положение и направление богатых золотоносных струй в горизонте Мейн-Риф-Лидер в пределах мульды Восточного Ранда (по Рейнеке и Бриджес; Дю Тойт, 1957).

1 — богатые струи; 2 — оси антиклиналей; 3 — оси синклиналей; 4 — граница мульды. Стрелки — направление падения на выходах или под подстилающими породами.

Система Тарква подразделяется на три свиты (снизу): Кавере, Банкет и Гани. Золотоносные конгломераты приурочены к свите Банкет. Они залегают в форме неправильных линз, переслаивающихся с гравелитами, песчаниками и алевролитами. Между этими породами наблюдаются то резкие, то постепенные переходы по простиранию и по мощности. Местами конгломераты сменяются конгломерато-брекчиями, содержащими гальку кварца и остро-

угольные обломки подстилающих пород. Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек кварца и кварцита размером 3—5 см. В составе цемента преобладают кварц и гематит, в небольших количествах присутствуют хлорит и серицит. Кроме того, встречаются циркон, турмалин, карбонаты, гранаты, хромшпинелиды. Золотоносный горизонт протягивается на 42 км. Золото содержится в основном в базальном пласте, который состоит из прослоев конгломератов, разделенных пропластками кварцитов и гравелитов. Оно чаще концентрируется в нижней части пласта мощностью 0,3—0,5 м, иногда 1—2 м. В некоторых местах золото в цементе распределено более или менее равномерно по всему пласту. Золото тонкодисперсное, его содержание в среднем от 8—9 до 13 г/т; размер частиц обычно не превышает 0,06 мм [124]. Нередко большая часть золота в конгломератах ассоциирует со скоплениями гематита, состоящими из окатанных зерен и характеризующимися кривой слоистостью. Если в конгломератах нет гематита, золото отсутствует или содержится в непромышленном количестве [64].

В бассейне р. Биррим разрабатываются аллювиальные (современные и более древние) россыпи алмазов, источником которых считаются алмазоносные породы системы Биррим. Н. Дженнер [33] отмечает, что в выветрелых туфогенных песчаниках и филлитах нижней части системы Биррим в окрестностях пос. Атианкама было найдено 27 алмазов. Алмазы, связанные с этой системой, характеризуются небольшой массой (средняя 0,06—0,07, иногда до 0,1 карата). Масса самого крупного из найденных алмазов составила 4,5 карата.

В бассейне р. Бонза разрабатываются современные аллювиальные россыпи алмазов, источником которых являются конгломераты свит Кавере и Банкет. Из последней алмазы извлекались попутно с золотом. Кора выветривания на образованиях свиты Кавере служила непосредственным объектом добычи алмазов. Алмазы из этих свит сходны с бирримскими. Пироп и другие спутники алмазов в кимберлитах здесь не обнаружены. Коренные источники алмазов неизвестны.

Как отмечалось выше, для месторождения характерна значительная изменчивость отложений в вертикальном и горизонтальном направлениях — черты, характерные для пролювия. Кроме того, многие исследователи отмечают, что протерозойские конгломераты месторождения Тарква сходны с золотоносными конгломератами Витватерсранда. Это сходство выражено в аналогичном структурно-геологическом положении месторождений, близости минерального состава и характере распределения золота. Вероятно, золотое месторождение Тарква, как и месторождение Витватерсранд, имеет пролювиальный генезис.

Урановое месторождение Блайнд-Ривер. Месторождение располагается в южной части Канадского щита, к северу от оз. Гурон. Здесь имеются три возрастных комплекса пород: архейский,

нижнепротерозойский (гуронский) и постгуронский (кьюноуский). В продуктивных гуронских отложениях выделяются следующие серии и формации (снизу): Брюс, Матиненда, Нордик, Виски и др. Породы серии Брюс залегают с резким угловым несогласием на архейских гранитах или догуронской метаморфизованной коре выветривания. Промышленные урановые руды месторождения приурочены к низам гуронского комплекса — к формации Матиненда. Она образована кварцевыми конгломератами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками и кварцитами. Конгломераты состоят

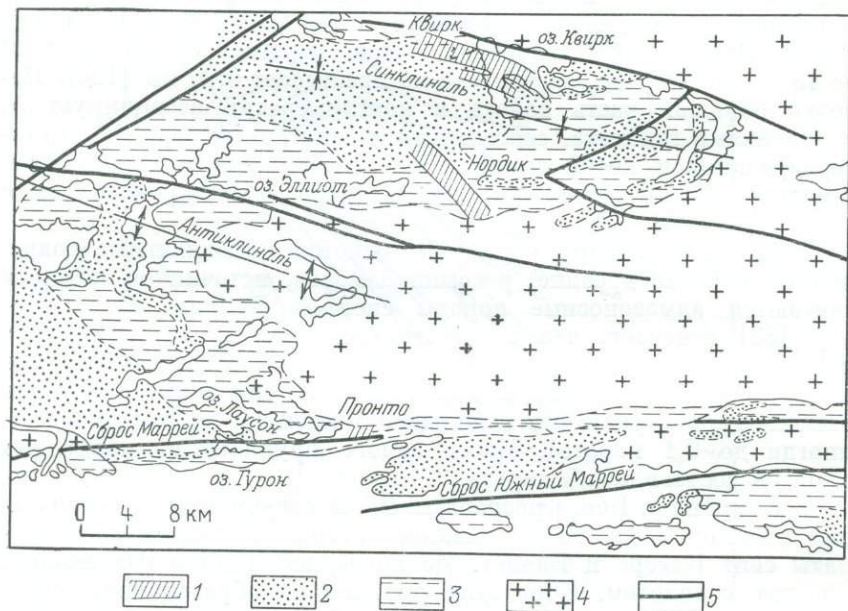


Рис. 64. Геологическая карта района Блайнд-Ривер (Безгубов и др., 1963). 1 — контуры месторождений; 2 — отложения серии кобальт; 3 — отложения серии Брюс; 4 — граниты, сланцы и зеленокаменные породы архея; 5 — сбросы

из мелких хорошо окатанных галек. Цемент в них кварцево-хлорито-серицитовый с пиритом и незначительным количеством биотита. Он составляет 35—40% объема породы. Породы формации характеризуются параллельной, нередко косой слоистостью. Направление последней свидетельствует о том, что обломочный материал сносился с севера и северо-востока. Породы формации в северной части грубее, чем в южной. Состав отложений формации меняется на коротких расстояниях [3].

К формации Матиненда приурочены три месторождения: Квирк на севере, Нордик (Эллиот) в центральной части и Пронто на юге (рис. 64). На месторождении Квирк мощность формации составляет 20—30 м, она представлена преимущественно конгломератами,

продуктивные пласты в ней встречаются по всему разрезу. На месторождениях Нордик и Пронто мощности формации соответственно 210 и 100 м, при этом ураноносные конгломераты тяготеют к основанию толщи. Горизонты продуктивных конгломератов (на месторождении Квирк их насчитывается пять, а на месторождении Пронто один) имеют мощность от 1,8 до 9 м. Каждый горизонт — сложное чередование линз собственно ураноносных конгломератов (мощностью от 0,3 до 0,9 м) и безрудных кварцитов и аркозов.

Гуронские отложения в районе Блайнд-Ривер собраны в пологую синклинали, восточная часть которой антиклинальным поднятием разделена на две синклинали: северную (Квирк Лейк) и южную. Продуктивные конгломераты месторождения Квирк приурочены к северному крылу синклинали Квирк Лейк, выполняя депрессию в догуронском фундаменте. Они протягиваются в северо-западном направлении на 10 км при ширине 1,8—2,7 км. Ураноносные конгломераты месторождения Нордик наблюдаются в южном крыле синклинали (их протяженность в северо-западном направлении 5,5 км, ширина 1,3—1,8 км), также выполняя депрессию в архейском фундаменте. Конгломераты в латеральном направлении нередко замещаются кварцитами. Продуктивный горизонт месторождения Пронто, вытянутый в широтном направлении, образован в основном полевошпатовыми кварцитами с конгломератами в основании (мощностью 4—6 м), которые перемежаются с кварцитами. Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек размером 3—4 см. Иногда в них встречаются пакеты, сложенные валунами размером до 0,6 м. Валуну перемешаны с гальками. Гальки и валуны представлены кварцем, кварцитами, кремнистыми сланцами, роговиками и яшмами. Преобладают кварцевые гальки, составляющие 95% [3].

Основными промышленными минералами урана являются браннерит, уранинит и монацит. Вместе с ними встречаются урановая смолка, тухолит, золото, пирит, циркон, циртолит, рутил, анатаз, пирротин и др. Главный урановый минерал — браннерит, он встречается в виде округлых зерен и кристаллов размером 0,04—0,14 мм, редко 1—2 мм. Уранинит в количественном отношении следует за браннеритом. Его зерна от угловатых до полуокатанных имеют размер около 0,1 мм. Монацит, циркон и пирит встречаются в виде окатанных зерен, первый размером 0,1—0,3 мм, второй 0,05—0,3 мм, третий 6—9 мм. В некоторых местах косяя слоистость в аркозовых песчаниках подчеркивается скоплениями пирита. Золото представлено мельчайшими зернами в виде свободных выделений и в сростании с пиритом. Его содержание составляет от долей грамма до 1 г/т.

Минералы урана приурочены в основном к цементу конгломератов (около 90% всех запасов), иногда в форме прожилков видны в гальках. Местами они встречаются в гравелитах и кварцитах, фациально замещающих конгломераты. Содержание урановых

минералов и золота возрастает в конгломератах с большей сгруппированностью галек, а также там, где конгломераты лежат в углублениях кристаллического основания [52]. Урановые минералы находятся в тесной ассоциации с пиритом. На месторождении Пронто, например, увеличение содержания пирита сопровождается возрастанием содержания урановых минералов. Так, пирит здесь обилен в нижней части пласта (20—25%, в среднем его содержание составляет 5—10%). Именно здесь наблюдается максимальное скопление урановых минералов.

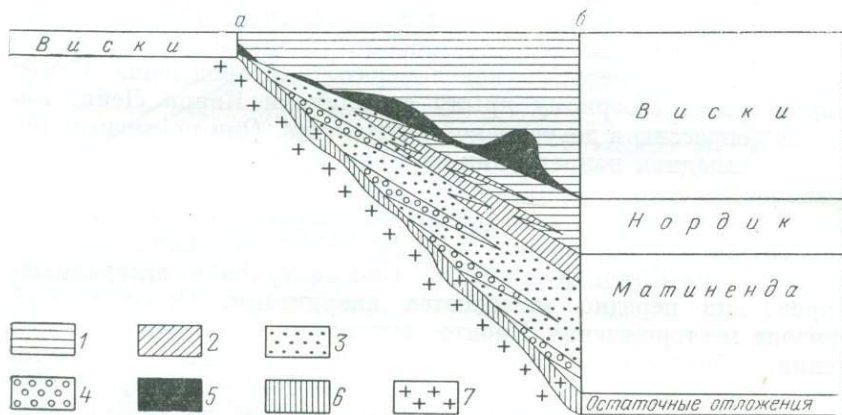


Рис. 65. Характер металлоносной толщи в районе месторождения Блайнд-Ривер (Кренделев, 1974).

Разрезы месторождений: а — Квирк, б — Нордик; 1 — аргиллиты, алевролиты, граувакки; 2 — полевошпатовые кварциты, субграувакки; 3 — гравелиты, грубозернистые арквы; 4 — олигомиктовые кварцевые конгломераты; 5 — полимиктовые валуники; 6 — остаточные продукты выветривания гранитов и зеленокаменных пород; 7 — зеленокаменные породы и граниты. Справа и слева — название формаций

Толща образований месторождения Блайнд-Ривер характеризуется следующими особенностями, свидетельствующими о ее пролювиальном происхождении.

1. Уменьшением крупности обломочного материала и увеличением мощности в южном направлении, т. е. при удалении от области сноса. Месторождение Квирк сложено преимущественно конгломератами мощностью 20—30 м, которые южнее переслаиваются с кварцитами и в верхней части замещаются ими, а общая мощность отложений возрастает до 200 м. Рассматривая разрез через месторождения Квирк и Нордик (рис. 65), можно прийти к заключению, что он сходен с разрезом конуса выноса.

2. Вытянутостью продуктивных горизонтов толщи в плане в северо-западном и широтном направлениях, т. е. перпендикулярно к направлению сноса.

3. Сложным чередованием в разрезе конгломератов, гравелитов и кварцитов, замещением конгломератов кварцитами в латераль-

ном направлении. Показательно строение продуктивного горизонта Денисон на руднике «Консолидейтед Денисон». Он имеет мощность 9,6 м и нередко разделен кварцитами на два, а иногда на три-четыре пласта конгломератов. Кварциты содержат линзы конгломератов.

Золото-урановое месторождение Жакобина. Месторождение располагается в западной части Восточно-Бразильского щита, в 350 км северо-западнее г. Салвадор. В докембрийских отложениях Бразильского щита выделяется ряд серий (снизу): Мантейра, Доминас, Минас-Жакобина, Итаколуми и Лаврас. Золото-урановое месторождение приурочено к серии Минас-Жакобина среднепротерозойского возраста (1,9—1,35 млрд. лет). Ее отложения выполняют прогиб субмеридионального направления. Серия Минас-Жакобина, залегающая на подстилающих породах с разрывом и угловым несогласием, подразделена Д. Коксом [172] на четыре формации (снизу): Бананейра, Сьерра-де-Коррего, Рио-де-Оро и Крус-дас-Алмас. Формация Бананейра сложена кварцитами, переслаивающимися с кварцито-мусковитовыми и глинистыми сланцами с порфиробластами граната, андалузита, силлиманита. Золотоносные конгломераты приурочены к формации Сьерра-де-Коррего. Они протягиваются в субмеридиональном направлении не менее чем на 64 км. В нижней части формации отмечаются кварцево-мусковитовые сланцы, сменяющиеся выше кварцитами с прослоями конгломератов. Мощность серии 1,8—2,0 км. Формация Рио-де-Оро в основании состоит из косослоистых кварцитов и глинистых сланцев. Наконец, формация Крус-дас-Алмас представлена глинистыми сланцами с порфиробластами андалузита и граната и слюдястыми кварцитами с подчиненными прослоями конгломератов [64]. Кроме того, в серии Минас-Жакобина отмечаются филлиты. Общая мощность пород серии достигает 8 км.

В районе рудника Канавиерас, расположенного в 6,5 км южнее г. Жакобина, в формации Сьерра-де-Коррего различаются два типа образований (снизу): конгломераты Пиритозу с рифами Пиритозу и Либорино, и конгломераты Чабу с рифами Холландес и Манейро. Золото и уран приурочены к конгломератам Пиритозу, тогда как в конгломератах Чабу их концентрации низкие. Конгломераты Пиритозу состоят из галек красновато-розового стекловатого кварца размером 2—3 см с пирито-хлорито-серицитовым цементом. Пирит представлен очень мелкими зернами, которые располагаются по слоистости. Он встречается и в форме прожилков. Мощность золотоносных конгломератов изменяется от 2—3 см (т. е. от цепочек в одну гальку) до 2,4 м. Риф Пиритозу имеет мощность 1,7 м и представлен конгломератами с прослоями кварцитов.

Золото и уран приурочены исключительно к цементу конгломератов. В гальках наблюдаются только следы золота. Отмечается прямое соотношение между содержанием золота, урана и пирита.

Золото, уран и пирит в рифах Пиритозу и Либорино встречаются по всей мощности, но наибольшие концентрации приурочены к их средним частям мощностью 0,3—0,6 м. Золото встречается в самородном виде и в сростании с пиритом. Размер золотинок от 0,05 до 0,4 мм. Иногда золото встречается также в виде тонких прожилков, выполняющих трещинки в конгломератах и итабиритах. Главным минералом урана является уранинит. Среднее содержание золота около 12,8 г/т, урана 0,013%, пирита 3—5% [3]. Помимо золота, уранинита и пирита встречаются браунерит, пирротин, циркон, рутил, ильменит и другие минералы.

Интересно отметить, что в выветрелых конгломератах содержание урана в 5 раз, а золота в 2 раза меньше, чем в невыветрелых, т. е. при выветривании наблюдается значительный вынос золота и урана из вмещающих пород. Пирит в поверхностных выходах окислен до лимонита.

С сериями Минас-Жакобина и Итаколуми связаны алмазные филлиты, которые служили объектами добычи алмазов. Филлиты, по В. С. Трофимову [136], почти целиком состоят из серицита с турмалином в форме игл и призм, иногда с гематитовыми, марганцевыми и фосфоритовыми стяжениями. Это сланцеватые породы пепельного, белого, розового и реже красного цвета, жирные на ощупь. Местами филлиты обладают полосчатой текстурой, обусловленной наличием стяжений гематита и марганца в форме лент. Филлиты залегают в виде пластовых и секущих тел. Первые имеют мощность до 40 м, вторые — не более 7—8 м. Некоторые секущие тела брекчированы и состоят из обломков кварцитов и песчаников свиты Итаколуми, сцементированных серицитом. Содержание обломков изменяется от 15—20 до 50%. Химические анализы [136] показали, что филлиты характеризуются высоким содержанием кремнезема (до 48%) и глинозема (до 30%) и незначительным количеством окиси магния, что резко отличает их от кимберлитов.

Ряд исследователей филлиты считает первично алмазосными магматическими породами. Но такое заключение не совсем согласуется с пластообразной формой их залегания. Что касается секущих тел филлитов, являющихся нередко брекчиями, то их возникновение можно объяснить тектоническими подвижками, происшедшими после накопления серий Минас-Жакобина и Итаколуми. Исходя из литологического состава филлитов, вряд ли можно считать их древними россыпями. Не исключена возможность, что алмазы филлитов имеют метаморфическое происхождение. Породы, являющиеся сейчас филлитами, вероятно, первоначально представляли собой какие-то глинистые осадки, накопившиеся в застойных водоемах, богатых флорой. Из отмерших остатков флоры и возникли впоследствии алмазы.

Касаясь происхождения отложений серии Минас-Жакобина, Ж. Бэтман пришел к выводу, что они являются осадками разветвленных русел [3]. Мы знаем, что именно так формируется

пролювий. В подтверждение высказанного положения можно привести следующие доводы. Образования серии Минас-Жакобина в разрезе характеризуются сложным чередованием конгломератов, кварцитов и глинистых сланцев, что характерно, как неоднократно отмечалось, для пролювия. Ряд зарубежных исследователей отмечает сходство этого месторождения с месторождением Витватерсранд, пролювиальный генезис которого наиболее вероятно. Отмечается также, что кварциты кровли и подошвы рифов описываемого месторождения светло-зеленой окраски и очень сходны с кварцитами месторождения Блайнд-Ривер, имеющими, скорее всего, пролювиальное происхождение.

Алмазы в Бразилии встречаются также в отложениях серии Лаврас позднепротерозойского возраста (600—570 млн. лет). Источником их, возможно, являются филлиты, так как к конгломератам этой серии приурочены гальки алмазоносного филлита (наряду с гальками кварцита, кварца и других пород). Конгломераты метаморфизованы и рассланцованы, цемент кварцито-серицитовый, местами серицито-гематитовый. Алмазы в отложениях серии мелкие (0,25—0,5 карата), но иногда попадаются и крупные [94].

Распространено мнение, что породы серии Лаврас имеют ледниковое происхождение. Это представляется сомнительным на том основании, что так называемые тиллиты карбонатны. «Тиллиты» и конгломераты ледникового происхождения, как полагает Р. Пфлуг, фациально замещаются терригенно-карбонатными отложениями [53]. Совместное нахождение карбонатов и «тиллитов», очевидно, не свидетельствует в пользу ледникового происхождения последних. Возможно, отмеченные образования серии Лаврас возникли в результате деятельности грязекаменных потоков, когда валуны и гальки иногда приобретают штриховку, похожую на ледниковую. Наличие карбонатов в свитах Лаврас и Минас-Жакобина указывают, по-видимому, на их формирование в засушливых условиях.

В СССР на Дальнем Востоке развиты нижнепротерозойские конгломераты, имеющие потоковый генезис (рис. 66). Конгломераты образуют серии сближенных прослоев мощностью 0,5—1,2 м и разобщены пластами белых, часто косослоистых, кварцитоподобных песчаников и буровато-серых филлитовидных сланцев, мощностью 100—150 м. Степень окатанности обломочного материала низкая, его перенос — небольшой [52], т. е. конгломераты, вероятно, являются пролювиальными.

В протерозойских конгломератах Балтийского щита имеются конгломераты явно пролювиального происхождения. В. З. Негруца, Т. Ф. Негруца [101] в конгломератах выделили предьятулийскую, нижнеятулийскую, среднеятулийскую и верхнеятулийскую серии. В предьятулийской и нижнеятулийской сериях ими определены два типа конгломератов: пролювиальный и прибрежно-бассейновый. В среднеятулийской серии наблюдаются

четыре типа конгломератов, два из которых (первый и третий типы), судя по описанию, представлены пролювием. Сами авторы, характеризуя первый тип конгломератов, приходят к выводу: образование конгломератов и вмещающих их пород происходило в усло-

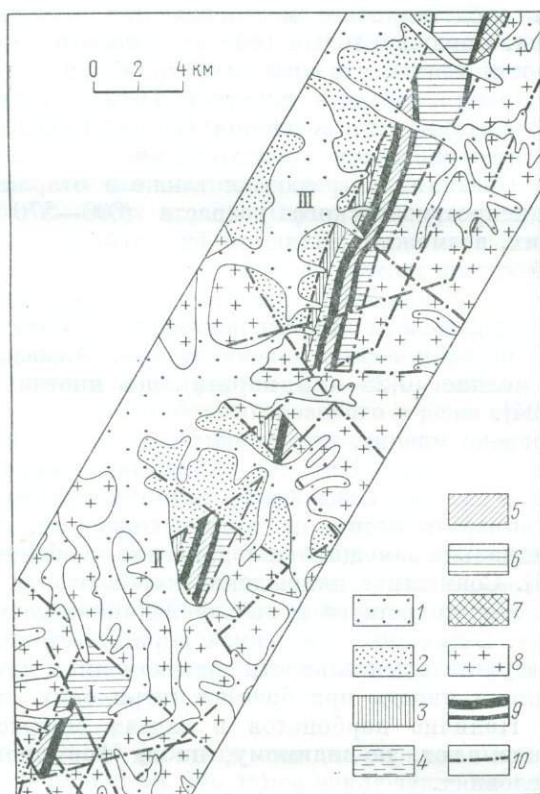


Рис. 66. Схема строения Давангро-Хугдинского грабена (Кострыкина, Ивсен и др., 1969).

1 — четвертичные отложения; 2 — юрские отложения; средний протерозой: 3 — гонамская свита, 4 — конкулинская свита. Нижний протерозой: 5 — давангрская свита, 6 — нагняжеская свита, 7 — хугдинская свита; 8 — архейский комплекс; 9 — конгломерато-гравелитовые пачки; 10 — разломы. Блоки: I — Нагняжеский, II — Давангрский, III — Хугдинский

виях конуса выноса у подножия крутых склонов. «Конгломераты третьего типа образуют в плане конусы, ширина которых варьирует от нескольких сот метров до нескольких километров» [101, с. 13]. Правда, в дальнейшем эти конгломераты авторами относятся к приустьевым, или дельтовым. В верхнеятулийской серии прослеживаются конгломераты пролювиального, речного, дельтового и прибрежно-морского происхождения.

Пролювиальные золотые россыпи имеются в Иране [188].

Количество примеров можно было бы увеличить, но и их, по нашему мнению, достаточно, чтобы утверждать, что роль пролювиальных процессов в накоплении золота и других полезных ископаемых достаточно велика.

Однако если условия формирования аллювиальных россыпей, например золота, и характер распределения в них благородного металла более или менее изучены, то о пролювиальных россыпях этого сказать нельзя. В то же время выяснение хотя бы некоторых закономерностей имеет большое значение для правильного направления геолого-поисковых работ.

Древнейшие золотоносные месторождения зарубежных стран приурочены к олигомиктовым (существенно кварцевым) метаморфизованным конгломератам, и редко — к пиритизированным кварцитам. Преимущественно кварцевый состав конгломератов позволяет предполагать, что месторождения формировались за счет размыва коры выветривания. Однако в этом случае трудно объяснить наличие в цементе конгломератов обломочного неокисленного пирита. В нашу задачу не входит рассмотрение этого сложного вопроса и мы остановимся только на некоторых моментах, которые, как кажется, следует учитывать при его решении. Процессы выветривания в докембрии, вероятно, были качественно отличны от современных. Известно, что органические вещества, играющие исключительно важную роль в разрушении горных пород, не имели тогда, по-видимому, такого большого значения, как, например, в карбоне и особенно начиная с позднего мела, когда на земном шаре стали господствовать покрытосемянные растения (хотя присутствие органических веществ в докембрийских отложениях в тех или иных количествах у автора не вызывает никакого сомнения). В литературе имеются сообщения о том, что в ряде районов докембрийские коры выветривания формировались в засушливых условиях. Так, А. С. Корякин [59] отмечает, что при формировании докембрийских кор выветривания в Карелии существовал дефицит влажности. Изучив дорифейские коры выветривания на территории Белоруссии, А. С. Махнач и Н. Н. Левых [92] пришли к выводу, что в них преобладают монтмориллонит и гидрослюда с подчиненным содержанием каолинита. Следует упомянуть и о том, что по предположению некоторых исследователей, атмосфера в архее состояла в основном из углекислого газа, метана и водорода, т. е. была неокисляющей. Наконец, высказаны предположения, что пирит в докембрийских конгломератах мог возникнуть в результате метаморфического преобразования окислов железа.

Гальки конгломератов, вмещающие древнейшие месторождения, не превышают, как правило, 3—4 см в поперечнике, что свидетельствует о сравнительно малой контрастности рельефа в местах сочленения поднятий и впадин или прогибов. А это значит, что в то время существовали относительно спокойные тектонические условия.

Некоторые золотоносные горизонты древних конгломератов (например Мейн-Риф) характеризуются очень большой протяженностью и устойчивым содержанием золота. Другими словами, накопление галечников и связанного с ними золота шло широким фронтом, что можно объяснить пролювиальным способом накопления обломочного материала, т. е. отложением его из свободно растекавшихся во все стороны потоков у подножий гор. Этому способствовало и следующее обстоятельство. Известно, что одним из главных показателей перспективности той или иной территории на россыпное золото, является наличие коренного месторождения, в локализации которого большое значение имеют глубинные разломы и особенно узлы их пересечения. Области аккумуляции пролювия отделены от областей сноса, как правило, разломами значительной протяженности. Отсюда и золотоносные зоны могли быть вытянуты вдоль разломов на многие километры, обеспечивая широкий фронт поступления золота в пролювий.

Вертикальная зональность золота в древних конгломератах («этажность» его распространения), т. е. приуроченность к отдельным стратиграфическим горизонтам, свидетельствует о том, что периоды интенсивного накопления золота сменялись промежутками, когда его аккумуляция сильно замедлялась, или прекращалась совсем. Вероятно, интенсивное накопление золота отвечало времени значительного усиления тектонических движений, когда формировались трансгрессивные пачки отложений, залегающие на нижележащих золотоносных породах с размывом. Эти пачки характеризуются наибольшим содержанием золота. Характерным примером является богатый золотоносный горизонт Мейн-Риф, конгломераты которого нередко выполняют эрозионные ложбины в нижележащих отложениях. При этом содержание золота в бортах долин бедное. Вероятно, золото этого пласта было заимствовано из коры выветривания на архейских образованиях, с одной стороны, и из подстилающих пород, — с другой. Это подтверждается тем, что наиболее богатые концентрации золота в эрозионных ложбинах, наблюдаются у выхода их из золотоносных пластов, в которые они врезались. От этого места вниз по долине содержание золота падает.

Исходя из этого можно полагать, что наиболее перспективными в отношении золотоносности являются верхние пачки позднелепесточеновых конусов выноса, залегающие на подстилающих породах с размывом. Поскольку золото этих россыпей должно быть мелкое, необходимо особое внимание уделить технологии его извлечения, ограничивая по возможности промывку проб на лотке.

Заметим попутно, что факт уменьшения золота в горизонте Мейн-Риф вниз по долинам, а также отмечавшиеся другие признаки (присутствие золота в конгломератах и отсутствие в кварцитах, разделяющих эти конгломераты, веерообразная форма распределения золота в плане в некоторых горизонтах и т. п.)

опровергают мнение К. Ф. Дэвидсона [34] о гидротермальном генезисе золота на месторождении Витватерсранд. Ведь гидротермальные растворы не могли избирательно отлагать золото в конгломератах, минуя кварциты.

Все исследователи, изучавшие золотоносные конгломераты, отмечают, что наиболее высокие концентрации золота связаны с крупногалечными и валунными конгломератами, но они не объясняют причин такой закономерности. Вероятно, это связано с тем, что при накоплении грубого обломочного материала между слагающими его крупными гальками или валунами возникало много пустот. Радиально-направленные потоки на конусах выноса (образовавшиеся в результате дробления единого потока в условиях резкого уменьшения падения при выходе его из гор на равнину и значительного ослабления переносящей способности), проникая в полости, по-видимому, почти полностью теряли скорость течения и отлагали большую часть переносимого ими тонкообломочного материала. Прежде всего, это касается частиц с повышенной плотностью, в том числе и мелкого, дисперсного золота. По-видимому, золото при формировании древних метаморфизованных «россыпей» переносилось именно в форме дисперсных взвесей (так называемое плавучее золото). Помимо переноса во взвешенном состоянии, золото частично при формировании древних пролювиальных месторождений переносилось, возможно, и в растворенном виде, в водах поверхностного происхождения. Примеров подобной миграции известно немало [137]. При интенсивной фильтрации вод через толщу пролювиальных отложений и их испарении в аридных условиях, которые существовали, по-видимому, в районах формирования ряда месторождений (об этом свидетельствует, например, наличие карбонатов в месторождениях Тарква и Жакобина), растворенное золото могли выпадать в осадок, пропитывая цемент конгломератов.

На некоторых зарубежных месторождениях в ряде пунктов наблюдается обогащение золотом и ураном глинистых прослоев, содержащих значительные количества органического вещества. Эти прослои формировались, скорее всего, в застойных водоемах, в которых накапливалось органическое вещество (за счет отмирания растительности), поглощавшее золото и уранинит из растворов.

Описанные пролювиальные золотые россыпи являются аллохтонными, или россыпями дальнего сноса. Известно, что золото песчаной размерности, в отличие от очень мелкого, «плавучего», золота, мало перемещается в русловом водном потоке благодаря большой плотности. Россыпные аллювиальные месторождения золота такого типа, получившие, по Е. В. Шанцеру [146], название реликтовых, или россыпей остаточной концентрации, всегда располагаются вблизи коренного источника.

Коснемся особенностей строения реликтовых россыпей для того, чтобы показать существенные различия в гидродинамических

обстановках при накоплении пролювиальных россыпей, с одной стороны, и аллювиальных, — с другой. Характерными особенностями реликтовых россыпей, как показал Е. В. Шанцер [146], являются следующие:

1) концентрации золота в них значительно древнее вмещающего их аллювия. Если аллювий в течение следовавших друг за другом циклов врезания долины возникал каждый раз заново и смещался вниз по течению, то золото только переотлагалось сверху вниз, мало перемещаясь в пространстве;

2) золото в этих россыпях всегда ассоциирует с валунно-галечным материалом и располагается исключительно в приплотиковой части и в трещинах плотика.

Этот тип россыпей в литературе называется автохтонным [55]. Но этот термин вряд ли можно признать удачным, ибо он в геологической литературе употребляется в другом значении. Под автохтоном понимают участок земной коры, залегающий под надвинутым на него тектоническим покровом. Существует термин «автохтонные угли», т. е. угли, которые образовались из остатков растений на месте их произрастания. Таким образом, этот термин употребляется в тех случаях, когда отсутствует перемещение вещества. Если мы будем анализировать золотые россыпи остаточной концентрации, то увидим, что золото в них смещено от коренного источника на расстояние первых километров в связи с длительностью их формирования. Ясно, что термин «автохтонные россыпи» не точно отражает сущность поведения золота в этих россыпях. Лучше было бы от этого термина вообще отказаться, но он все чаще встречается в литературе и не только в применении к континентальным, но и морским россыпям золота. Кроме того, при характеристике континентальных и морских россыпей золота, широко употребляется его антоним — «аллохтонные россыпи». Исходя из сказанного, может быть целесообразнее термин «автохтонный» заменить на «квазиавтохтонный», точнее отражающий поведение золота при формировании реликтовых россыпей. Поскольку отмеченные реликтовые, или квазиавтохтонные, россыпи золота находятся вблизи коренного источника, они всегда являются россыпями ближнего сноса.

Заметим, что имеющие небольшую плотность и алевритовую размерность циркон и ильменит в условиях, подобных условиям концентрации реликтового золота, не дают промышленных россыпей. Здесь играет роль большая переносящая сила воды, не позволяющая осаждаться циркону и ильмениту вместе с золотом. Эти минералы уносятся дальше, и отлагаются только там, где накапливаются тонкозернистые пески и алевриты. И поскольку плотность циркона и ильменита не очень сильно отличается от вмещающей массы (состоящей преимущественно из кварца и полевого шпата), эти минералы рассеиваются по всей толще мелкозернистых образований, обогащая отдельные линзы и прослои песков. Этому способствует и то обстоятельство, что в исходных

коренных породах указанные минералы присутствуют исключительно в виде мелких зерен. Россыпи циркона и ильменита и аллювиальные реликтовые россыпи золота являются своего рода антиподами.

При накоплении пролювиальных россыпей, гидродинамическая обстановка была иной. Здесь в результате резкого уменьшения скоростей потоков при выходе из гор на равнину и постепенного их иссякания, вследствие инфильтрации в пустоты между гальками и испарения, в потоковой фации концентрировалось очень мелкое, «плавающее» золото, а вместе с ним и циркон, ильменит и другие минералы небольшой плотности. В таких гидродинамических обстановках могут возникать, по-видимому, комплексные цирконо-ильменито-золотые россыпи, что подтверждается вышеприведенными минеральными составами месторождений.

После накопления древних пролювиальных россыпей, они подверглись метаморфизму, испытали складчатость, были нарушены разрывами, по которым циркулировали гидротермальные растворы с образованием на некоторых месторождениях кварцевых жил. Золото и другие минералы, отложенные вначале водными потоками, впоследствии были, возможно, частично перераспределены, по крайней мере, в метаморфизованных месторождениях. Заметим, что называть подобные метаморфизованные месторождения полезных ископаемых просто россыпями, как это делает ряд исследователей, вряд ли правильно. Эти месторождения утратили характерные черты россыпей [42]. По всей вероятности, описанные древнейшие месторождения, такие, как Витватерсранд, Блайнд-Ривер и другие, можно именовать *пролювиальными метаморфизованными*.

Изложенный материал показывает, что пролювиальные образования являются вместилищами ряда месторождений полезных ископаемых. Условия их формирования, а также характер распределения минералов можно понять только тогда, когда известно строение конусов выноса, история их формирования и т. д. Однако сведения о пролювии в литературе явно недостаточно. Так, представления Ю. А. Билибина [4] о строении конусов выноса нельзя признать правильными.

Автор надеется, что изложенные в работе закономерности строения и формирования пролювия помогут выявлению в нем россыпных месторождений полезных ископаемых.

2. Роль конусов выноса в накоплении грунтовых вод

С конусами выноса засушливых районов Средней Азии и Южного Казахстана связаны грунтовые воды, имеющие исключительно важное значение для орошения полей, водоснабжения городов и населенных пунктов. Практическое значение грунтовых вод конусов выноса еще более возрастет, если вспомнить, что на конусах выноса, например в Ферганской впадине, расположены

почти все города и населенные пункты, а также много посевных площадей. И поскольку гидрогеологические особенности конусов выноса находятся в тесной зависимости от их геологического строения, то знание последнего поможет более правильному направлению геолого-поисковых работ на подземные воды и выявлению их ресурсов.

С этой точки зрения следует прежде всего противопоставить пролювий постоянных рек пролювию временных потоков. Крупные конусы выноса, или субаэральные дельты, сложенные пролювием постоянных рек, сильно обводнены, а хорошая водопроницаемость отложений их потоковой и частично веерной фаций способствует достаточно интенсивной циркуляции подземных вод. Поэтому именно крупные пролювиальные конусы выноса постоянных рек содержат большие запасы пресных подземных вод. Пролювий временных потоков получает гораздо меньше инфильтрующихся поверхностных вод, а его литологические особенности обуславливают очень малые скорости фильтрации. Отсюда запасы подземных вод в его толщах весьма невелики, а сами воды, как правило, сильно минерализованы.

Позднеплейстоценовые конусы выноса Ферганской, Алакульской и Иссык-Кульской впадин питаются водами рек, стекающими с окружающих хребтов: Чаткальского, Ферганского, Туркестанского и Алайского (внешняя область питания для Ферганской впадины), Джунгарского Алатау и Тарбагатай (внешняя область питания для Алакульской впадины), Терской Алатау и Кунгей-Алатау (внешняя область питания для Иссык-Кульской впадины).

С гидрогеологической точки зрения в конусах выноса можно выделить следующие зоны: поглощения вод, их транзита и разгрузки, или выклинивания. Зоны поглощения, или инфильтрации, охватывают полосы развития отложений потоковых фаций, образованные легко водопроницаемыми галечниками. Конусы выноса поглощают много речных вод, как поверхностных, так и подземных, движущихся внутри галечников речных долин. Они поглощают также и атмосферные осадки, но их доля в общем балансе грунтовых вод невелика.

Расход р. Сох составляет 41,5 м³/с. На инфильтрацию в галечники конуса из этого количества воды теряется, по В. А. Гейнцу [21], 25 м³/с, т. е. около 60%.

Достигнув поверхности коренных или тонкообломочных мало-водопроницаемых пород, грунтовые воды устремляются к периферии конуса. В полосе развития отложений веерной фации поток грунтовых вод начинает дробиться на радиальнонаправленные потоки, используя в качестве путей стока пески и галечники транзитных русловых ложбин. Последние не могут вместить все подземные воды вершинной части конуса, их уровень повышается в результате подпруживания, и они выходят на дневную поверхность в форме родников (зона разгрузки, или выклинивания).

Процессу высачивания грунтовых вод способствует то обстоятельство, что мощность осадков к периферии конуса, как было показано выше, уменьшается.

Уровень грунтовых вод на сохском конусе выноса в 11 км от вершины находится, по В. А. Гейнцу [23], на глубине около 100 м, в 17—18 км от вершины — на глубине 50—70 м. Ниже по течению глубина залегания грунтовых вод уменьшается до 3—10 м. На конусах выноса Алакульской впадины глубина залегания грунтовых вод в полосе развития отложений потоковых фаций достигает, по С. М. Мухамеджанову и др. [97], 70—100 м, на их перифериях она уменьшается до 5—10 м.

Ширина зоны выклинивания грунтовых вод на разных конусах выноса различна. На сохском конусе, например, она охватывает верхнюю часть полосы развития отложений веерной фации и составляет 8—8,5 км. Она подразделяется, по В. А. Гейнцу [23], на две подзоны: интенсивного выклинивания в форме восходящих родников и слабого выклинивания. Первая подзона имеет ширину 3—3,5 км. Она протягивается от начала развития веерной фации примерно до Большого Ферганского канала. Ниже по течению располагается вторая подзона шириной до 5 км. В ней мало родников. Выклиниваются грунтовые воды в долины потоков.

В зоне выклинивания грунтовых вод на сохском конусе выноса значительная часть поглощенных вод выходит на дневную поверхность. Их выклинивается, по В. А. Гейнцу [21], 18 м³/с (из 25 м³/с, поглощенных в вершине конуса), т. е. около 72% (13 м³/с в подзоне интенсивного выклинивания и 5 м³/с в подзоне слабого выклинивания). На территории слабого выклинивания подземных вод сохского конуса наблюдаются наибольшие расходы самоизливающихся вод. Суммарный дебит скважин в этой части конуса изменяется от 10—15 до 60 л/с и более [130].

Расходы наиболее крупных родников на конусах выноса Алакульской впадины достигают 100—150 л/с. Воды обычно пресные с плотным остатком до 1 г/л. На некоторых участках неглубокого залегания грунтовых вод минерализация их повышается, достигая 1,6—2,5 г/л [97].

Как указывалось, в полосе развития веерной фации на сохском конусе выклинивается почти $\frac{2}{3}$ грунтовых вод, насыщающих тело конуса. Возникает вопрос: куда же деваются остальные воды? Если бы они все время накапливались в теле конуса, то оно переполнилось бы до «краев», чего не наблюдается. По-видимому, эти воды разгружаются путем подземного стока в р. Сырдарью. Сток осуществляется по транзитным русловым ложбинам, выполненным мелко- и среднезернистыми песками (см. рис. 15). Зона транзита грунтовых вод охватывает, таким образом, весь сохский конус.

На конусах выноса Северной Ферганы, например на чадакском и кассансайском, зона выклинивания грунтовых вод отсутствует благодаря отсутствию полосы развития отложений веерной фации

(см. рис. 3). Подземные воды этих конусов выноса разгружаются непосредственно в р. Сырдарью. Они проникают через отложения первой надпойменной террасы р. Сырдарьи, отложения которой фациально замещают эти конусы выноса. Приведенный пример показывает как от изменения геологического строения конусов выноса меняется их гидрогеологический режим.

Практическое значение изучения конусов выноса для гидрогеологии заключается еще и в следующем. В последнее время в комплексе гидрогеологических исследований стал применяться палеогидрогеологический анализ, т. е. выявление «истории жизни» подземных вод путем реконструкции гидрогеологических условий, существовавших на разных этапах геологического развития земной коры [130]. Ясно, что для этого необходимо знать геологическую историю района, и в частности, историю формирования конусов выноса в зависимости от климата и тектоники, которая нами изложена достаточно подробно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Автором рассмотрена слабо разработанная проблема пролювия на основании изучения главным образом верхнеплейстоценовых конусов выноса и возникших при их слиянии шлейфов, развитых в межгорных и подгорных впадинах Средней Азии и Южного Казахстана. Подобного рода работ ни в нашей, ни в зарубежной литературе не имеется.

К пролювию отнесены целиком все осадки конусов выноса и подгорных шлейфов, поскольку они образуют единую парагенетическую ассоциацию, отдельные члены которой не могут существовать обособленно. Установлено, что именно так понимал пролювий и А. П. Павлов [112], вопреки мнению ряда исследователей, считающих, что он применил этот термин только к периферическим частям конусов выноса. Однако пролювий в нашем понимании включает не только отложения конусов выноса временных потоков (как считал А. П. Павлов), но и накопления сухих дельт постоянных рек. Осадки сухих дельт постоянных рек — не динамическая фаза аллювия, как полагают некоторые исследователи, а одна из разновидностей пролювия, резко отличающаяся от констративного горного аллювия.

В основу расчленения пролювия был положен гидродинамический принцип, позволивший дать впервые подробную схему его расчленения на фации и субфации (табл. 29). Ранее фации и субфации в гидродинамическом аспекте никем не рассматривались. Выделение некоторыми исследователями фаций пролювия по литологическим признакам нельзя признать удачным. Можно полагать, что предложенная схема строения пролювия имеет общее значение. Выделенные фации и субфации будут свойственны в той или иной степени пролювию любого возраста, что уже частично подтверждено исследованиями В. П. Твердохлебова [132].

Выяснена вероятная схема саморазвития конусов выноса, объясняющая возникновение малых вершинных врезов на некоторых из них без участия тектонического фактора.

Установлена эрозионно-аккумулятивная фаза в развитии конусов выноса, в результате проявления которой последние в их средней и периферической частях были перекрыты рядом более молодых пролювиальных пачек.

Обосновывается положение о том, что интенсивное пролювиообразование в первую половину горного оледенения было связано действием не ледниковых вод, как полагает ряд исследователей, а главным образом атмосферных в связи с увеличением относительной влажности воздуха в горах.

ОБЩАЯ СХЕМА ФАЦИАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПРОЛЮВИЯ

Фаши	Субфаши
Потоковая	Русел Селевая Устьевых выносов мелких боковых рукавов Вершинных разливов
Веерная	Транзитных русловых ложбин Селевая Иссякающих вееров Межрусловых разливов Мелких временных застойных водоемов
Застойноводная	Концевых частей транзитных русловых ложбин Распластывающихся потоков Болотно-солончаковая Озеровидных разливов

Выяснена исключительно важная роль неотектоники в формировании пролювия. Ее проявления определяли мощность пролювия и условия его залегания, вызывали миграцию конусов выноса, изменяли первоначальные углы наклона конусов выноса и пролювиальных шлейфов и кое-где форму их периферических частей. Движения по Главному Джунгарскому разлому, игравшему роль шарнирной линии, создали приразломные горсты и грабены.

Показано, что формирование пролювия происходило не всюду в одинаковой форме. В зависимости от изменений климата, тектоники и расходов потоков намечены различные географические варианты пролювия: климатогенные, тектоногенные и кинетогенные.

Рассмотрен вопрос о соотношении пролювия и дельтовых накоплений рек Сырдарьи, Амударьи и Или. Последние рассматриваются как особый генетический тип осадочных образований.

Показано, что типичный лёсс в фашиях верхнеплейстоценового и голоценового пролювия отсутствует, а лёссовидные породы встречаются по периферии только некоторых пролювиальных шлейфов.

Доказывается, что типичный лёсс не связан генетически и с более древними генерациями пролювия. Пролувиальный и, вероятно, вообще водной гипотезой нельзя объяснить происхождение лёсса Средней Азии и Южного Казахстана. Наблюдения свидетельствуют в пользу его эолового происхождения.

Показана возможная роль пролювиальных процессов в накоплении золота и других полезных ископаемых, приуроченных к валунно-галечным отложениям потоковой фации конусов выноса. Можно надеяться, что выявленные закономерности строения и формирования пролювия ускоряет обнаружение в нем россыпных месторождений золота и решение проблемы золотоносных конгломератов.

Показано, что гидрогеологические особенности конусов выноса целиком зависят от их геологического строения. Ясно поэтому, как важно знать последнее для правильного направления поисковых работ на подземные воды и выявление их ресурсов в конусах выноса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амурский Г. И., Раевский М. И. Строение центральной части р. Теджен. — «Бюл. науч.-техн. информ.», 1959, № 2 (19), с. 34—36.
2. Базаров Д. Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1968. 166 с.
3. Безугубов А. И., Быших Ю. И. Уран в древних конгломератах. М., Госатомиздат, 1963. 188 с.
4. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М. — Л., ГОНТИ, 1938. 505 с.
5. Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., «Наука», 1965. 259 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 119).
6. Брёкер У. Геохимия изотопов и реконструкция климатов плейстоцена. Четвертичный период в США. Пер. с англ. М., «Мир», 1968, с. 473—501.
7. Булаевин Б. П. Генезис и литологические фации лёсса Русской равнины. М., изд-во МГУ, 1972. 153 с.
8. Бушинский Г. И. Проллювиальные отложения. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. II. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 350—352.
9. Вайман Э. П. О просадочности различных генетических типов лёссов и лёссовидных пород некоторых районов Средней Азии. — «Узбекский геологический журнал», 1971, № 4, с. 26—28.
10. Вальбе С. П. Четвертичные отложения Восточного Копетдага, Прикопетдагской равнины и дельты р. Теджен. — «Изв. АН ТССР», 1962, № 2, с. 71—79.
11. Вальбе С. П. Сравнительная литологическая характеристика четвертичных отложений Прикопетдагской равнины и дельты р. Теджен. — «Изв. АН ТССР», 1962, № 2, с. 123—125.
12. Вальтер И. Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время. — В кн.: Библиотека естествознания, 1911. 253 с.
13. Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы. — В кн.: Материалы по геологии Средней Азии. Вып. 2. Ташкент, 1935, с. 3—23.
14. Васильковский Н. П. Геология гор Супетау, Ак-бель и Ак-чоп. — В кн.: «Труды Тадж. базы АН СССР». Т. 4. Геология и геохимия, М. — Л., Изд-во АН СССР, 1935, с. 171—204.
15. Васильковский Н. П. О некоторых генетических типах новейших континентальных отложений Средней Азии (делювий, пролювий, аллювий). — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1951, т. 26, вып. 2, с. 3—24.
16. Васильковский Н. П. К вопросу о происхождении лёсса. — В кн.: Труды ин-та геологии АН УзбССР. Вып. 8, 1952, с. 47—62.
17. Вебер В. Н. Миграция сухих дельт в Фергане. — «Геологический вестник». 1929—1930, т. 7, № 1—3, с. 42—46.
18. Виниченко М. Н., Слащева Л. И., Кузнецова Е. А. Основные черты литологии, палеогеографии и генезис конгломератов мотской свиты Присааяня в связи с их золотоносностью. — В кн.: Проблемы металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., «Наука», 1969, с. 146—150.
19. Войтович В. С. Природа джунгарского глубинного разлома. М., «Наука», 1969. 191 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 183).
20. Ганешин Г. С., Жамойда А. И. Конусы выноса на Сихотэ-Алине. — «Информационный сборник ВСЕГЕИ», 1956, № 3, с. 13—15.

21. Гейнц В. А. Формирование запасов подземных вод на конусах выноса и использование их в ирригации (на примере конуса выноса р. Сох). — В кн.: Труды 2-го Узбекского гидрогеологического совещания. Ташкент, 1959, с. 150—161.
22. Гейнц В. А. Грунтовые и напорные воды четвертичных отложений Ферганской впадины. — В кн.: Сборник научных трудов. Ташкент, Ташкентский политехнический ин-т. Вып. 4, 1964, с. 128—146.
23. Гейнц В. А. Подземные воды четвертичных отложений Юго-Западной Ферганы, их режим и баланс в связи с водохозяйственными мероприятиями. Ташкент, изд-во ФАН УзССР, 1967. 108 с.
24. Гидрогеологический ежегодник. Том 5. Бассейны рек Средней Азии, 1947. Л., «Метеиздат», 1951. 264 с.
25. Граев М. К. Северная подгорная равнина Копетдага и ее соотношение с южной частью низменных Каракумов. — В кн.: Материалы по геоморф. и палеогеогр. СССР, т. 12, 1954, с. 48—68. (Труды Ин-та географии АН СССР. Вып. 62).
26. Грамм М. Н. Письмо в редакцию. — «Бюл. КИЧП АН СССР», 1961, № 26, с. 173—175.
27. Грамм М. Н., Гриднев Н. И., Ходжиматов А. Х. К генезису кайнозойских моласс центральной части Ферганской впадины (по материалам глубокого бурения). — «Докл. АН СССР», т. 137, № 1, 1961, с. 135—138.
28. Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР. — В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М., изд-во МГУ, 1960, с. 66—100.
29. Гричук М. П., Лазаренко А. А. О перспективах использования данных спорово-пыльцевого анализа для выяснения стратиграфии и генезиса лёссов Приташкентского района. — В кн.: Труды международного симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Т. 1. Ташкент, 1970, с. с. 104—110.
30. Давыдов Л. К. Гидрография СССР (Воды суши). Часть II (Гидрография районов). Л., изд-во ЛГУ, 1955. 600 с.
31. Десяткин Е. В. Геология кайнозоя Западной Монголии. — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., «Наука», 1970, с. 68—112.
32. Джуркашев Т. Н. Антропогеновая история Балхаш-Алакольской впадины. Алма-Ата, «Наука», 1972. 126 с.
33. Докембрийские алмазосносные формации мира. М., «Недра», 1976. 134 с. Авт.: М. П. Метелкина, Б. И. Прокопчук и др.
34. Дэвидсон К. Ф. Современное состояние дискуссии о Витватерсранде. — В кн.: Из зарубежных журналов, вып. 20. Пер. с англ. М., ОНТИ ВИМС, 1960, с. 3—49.
35. Дю Тойт А. Геология Южной Африки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 488 с.
36. Елисеев В. И. Главнейшие особенности четвертичных (антропогеновых) отложений северо-восточной прибортовой части Чуйской впадины. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 10, с. 50—68.
37. Елисеев В. И. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины. М., Изд-во АН СССР, 1961. 190 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 56).
38. Елисеев В. И. О некоторых вопросах стратиграфии четвертичных отложений Узбекистана. — «Бюл. КИЧП АН СССР», 1962, № 27, с. 154—158.
39. Елисеев В. И. О строении и фациальном расчленении пролювия (на примере Ферганской впадины). — «Докл. АН СССР», т. 152, № 6, 1963, с. 1445—1448.
40. Елисеев В. И. О пролювии Алакульской впадины. — «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 2, с. 134—142.

41. *Елисеев В. И.* Пролуви́й и вопрос о пролувиальных лёссах. — В кн.: Тезисы докл. к Всесоюз. совещ. по изучен. четверт. периода. Секция генет. типы четв. отлож. Новосибирск, 1964, с. 30—32.
42. *Елисеев В. И.* Некоторые задачи изучения россыпей. — В кн.: Тезисы докл. 2-го совещ. по геологии россыпных месторождений полезных ископаемых. М., «Наука», 1964, с. 31—33.
43. *Елисеев В. И.* Некоторые замечания о принципе выделения и внутреннего подразделения четвертичной системы. — «Докл. АН СССР», т. 161, № 2, 1965, с. 413—416.
44. *Елисеев В. И.* Пролуви́й предгорий аридной зоны. — В кн.: «Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М., «Наука», 1965, с. 34—49.
45. *Елисеев В. И.* О соотношении неотектоники с древними структурами некоторых областей Южного Казахстана. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Недра», 1967, с. 349—354.
46. *Елисеев В. И.* Солифлюкция у экватора. — «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 1, с. 121—126.
47. *Елисеев В. И.* Особенности аллювия южной части Народной Республики Конго (Браззавиль). — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.» 1970, № 6, с. 101—109.
48. *Елисеев В. И.* О происхождении лёсса Средней Азии и Казахстана. — «Бюл. КИЧП АН СССР», 1972, № 40, с. 52—68.
49. *Елисеев В. И.* О стадиях развития верхнеплейстоценовых конусов выноса в Средней Азии и Южном Казахстане. — «Бюл. КИЧП АН СССР», 1976, № 46, с. 118—125.
50. *Елисеев В. И.* Значение климата в образовании пролуви́я аридных предгорий (на примере Средней Азии и Южного Казахстана). — «Бюл. КИЧП АН СССР», 1977, № 45, с. 38—44.
51. *Зинова Р. А.* Стратиграфия средне-верхнеплиоценовых и нижне-среднеплейстоценовых отложений Центрального Казахстана. — «Советская геология», 1973, № 2, с. 59—70.
52. *Ивсен Ю. П., Левин В. И., Нужнов С. В.* Формационные типы древних золотоносных россыпей и методы их поисков. М., «Наука», 1969. 208 с.
53. *Исмаилахунов К. С.* Генетические типы четвертичных отложений Северо-Восточной Киргизии, их состав и свойства. Автореф. канд. дис. Ташкент, «Гидроингео», 1970. 24 с.
54. *Кабо А. Э.* Россыпи в Киргизии и их положение в генетической классификации. Металлогения Тянь-Шаня. — В кн.: Тезисы докладов к 5-му Всесоюз. металлог. совещ. Фрунзе, «Илим», 1968, с. 31—32.
55. *Карташев И. П.* Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР). Автореф. докт. дис. М., ГИН АН СССР, 1970. 27 с.
56. *Касимов С. М.* Лёссовые породы Самаркандской впадины (состав и свойства). Ташкент, «ФАН», 1970, 151 с.
57. *Клейнберг В. Г.* Ферганская впадина. — В кн.: Очерки по геологии СССР. Т. 1, 1956, с. 86—106. (Труды ВНИГРИ. Вып. 96).
58. *Кононов Н. Д.* Геологические предпосылки поисков золотоносных конгломератов в пределах Воронежской антеклизы. — В кн.: Проблемы металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., «Наука», 1969, с. 113—122.
59. *Корякин А. С.* Гора выветривания в докембрии. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия (X Всесоюз. литол. совещ. 16—19 апреля 1973 г.). Тезисы докл. М., 1973, с. 37—39.
60. *Костенко Н. П.* Неотектоника наземных дельт. — «Докл. АН СССР», т. 99, № 4, 1954, с. 597—600.
61. *Костенко Н. П.* Влияние новейших поднятий на развитие наземных дельт и речных долин. — «Вестн. МГУ», 1955, № 2, с. 123—129.
62. *Красинец С. С.* Условия формирования золотоносных конгломератов верхнемезозойских континентальных формаций Забайкалья. — В кн.:

Тезисы докладов IV Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. Киев, 1973, с. 55—56.

63. Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., «Высшая школа», 1971. 367 с.

64. Кренделев Ф. П. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск., «Наука», 1974. 238 с.

65. Кригер Н. И. Причины закономерностей в распространении просадочных пород. — В кн.: Инженерные свойства дисперсных осадочных пород и формирующие их геологические процессы. Т. IV. 1970, с. 225—264. (Тр. ПНИИСа.)

66. Кригер Н. И., Кригер К. П. О происхождении лёсса Северной Америки (обзор литературы). — «Бюл. КИЧП АН СССР», 1960, № 25, с. 74—91.

67. Кригер Н. И., Москалев М. Р., Беккерман С. Г. Об условиях залегания и происхождения лёсса Средней Азии. — В кн.: Материалы КИЧП. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 417—425.

68. Крылков Ю. В. Инженерно-геологическое значение выделения перигляциальной и лёссовой формаций. М., «Наука», 1965. 164 с.

69. Курдюков К. В. К изучению континентальных дельт Ферганы в связи с тектоническим развитием этого района. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», т. 23, вып. 5, с. 45—51.

70. Курдюков К. В. Некоторые вопросы палеогеографии Ферганской котловины и скорость современных процессов эрозии и аккумуляции в ее пределах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1950, № 5, с. 136—142.

71. Курдюков К. В. О колебаниях уровня озера Ала-Куль. — В кн.: Вопросы географии, 24. М., 1951, с. 117—133.

72. Курдюков К. В. Строение наземной (субаэриальной) дельты. — «Докл. АН СССР», т. 94, № 4, 1954, с. 745—748.

73. Курдюков К. В. Основные вопросы изучения наземных дельт. — «Бюл. КИЧП АН СССР», 1957, № 21, с. 5—37.

74. Лазаренко А. А. Об использовании терригенных компонентов для выяснения генезиса лёссовидных пород в районе Самарканда. — «Докл. АН СССР», т. 172, № 3, 1966, с. 673—676.

75. Лазаренко А. А. К проблеме среднеазиатских лёссов. — «Докл. АН СССР», т. 174, № 4, 1967, с. 913—916.

76. Лазаренко А. А., Громов В. И. Находка палеолитического отщепы в отложениях ташкентского комплекса в районе г. Пскента. — В кн.: Труды Междунар. симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Том I. Литология и генезис лёссовых пород. Ташкент, изд-во ФАН УзССР, 1970, с. 233—237.

77. Лазаренко А. А., Шелкопояс В. П. Первые определения возраста среднеазиатских лёссов термолюминесцентным методом. — В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии (к IX конгрессу ИНКВА). М., 1973, с. 202—222.

78. Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. — «Бюл. МОИП. Землеведение», 1948, т. 1, вып. 42, с. 154—186.

79. Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений. — «Бюл. МОИП. Землеведение», 1950, т. 3, вып. 43, с. 161—168.

80. Ламакин В. В. О развитии Байкала в четвертичном периоде. — В кн.: Труды КИЧП. Вып. 13. М., 1957, с. 80—92.

81. Ламакин В. В. Четвертичная геология Байкальской впадины и ее горного обрамления. — В кн.: Вопросы геологии антропогена. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 152—164.

82. Ланге О. К. Примечание к статьям А. П. Павлова «О туркестанском и европейском лёссе» и «О туркестанском лёссе и близких к нему отложениях». — В кн.: Акад. А. П. Павлов. Статьи по геоморфологии и прикладной геологии. М., изд-во МОИП, 1951. 71 с.

83. Ли Л. В., Круглов Г. П., Цыкин Р. А. Основные типы и условия образования древних россыпей золота Средней Сибири, связанных с форма-

цией коры выветривания. — В кн.: Тезисы докл. IV Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. Киев, 1973, с. 51—53.

84. *Лопатин Г. В.* Наносы рек СССР (образование и перенос). М., Географгиз, 1952. 367 с.

85. *Лукашев К. И.* Генетические типы и фации антропогенных отложений. Минск, изд-во АН БССР, 1960. 368 с.

86. *Лукашев К. И.* Геология четвертичного периода. Минск, «Вышэйш. школа», 1971. 397 с.

87. *Мавлянов Г. А.* Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент, изд-во АН УзбССР, 1958. 609 с.

88. *Мавлянов Г. А., Нурматов А. Н.* Четвертичные отложения Центральной Ферганы. Ташкент, «ФАН», 1972. 111 с.

89. *Макарова Н. В.* Закономерности строения и пространственного распределения четвертичных отложений Северного и Центрального Тянь-Шаня. Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1971. 27 с.

90. *Максудов Б.* Происхождение и некоторые особенности развития сухих дельт Юго-Западной Ферганы (Исфара). — В кн.: «Уч. зап. Ленинабадского пед. ин-та». Вып. 6, 1958, с. 41—44.

91. *Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А.* Четвертичный период. Том II. М., изд-во МГУ, 1965. 435 с.

92. *Махнач А. С., Левых Н. Н.* О дорифейской эпохе корообразования на территории Белоруссии. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия (X Всесоюзное литологическое совещание 16—19 апреля 1973 г.). Тезисы докл. М., 1973, с. 41—44.

93. *Мелекесцев И. В., Краевая Т. С., Брайцева О. А.* Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., «Наука», 1970. 104 с.

94. *Метелкина М. П.* К проблеме докембрийских алмазоносных формаций. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 8, с. 62—73.

95. *Мирчик Г. Ф.* По поводу термина «делювий». — В кн.: Акад. В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1936, с. 931—936.

96. *Моррисон Р.* Четвертичная геология Большого Бассейна. — В кн.: Четвертичный период в США. М., «Мир», 1968, с. 305—336.

97. *Мухамеджанов С. М., Кабиев Ф. К., Исабиев Т. Т.* О подземном питании озер Алакульской впадины. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1969, № 3, с. 46—55.

98. *Мушкетов И. В.* Физическая геология. Том II. Изд. 3-е. Перер. и доп. Д. И. Мушкетовым. М. — Л., ГИЗ, 1926. 636 с.

99. *Наливкин Д. В.* Учение о фациях. Т. 2. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1956. 393 с.

100. *Наливкин Д. В.* К проблеме золотого происхождения лёссов. — В кн.: Очерки по истории геолог. знаний. Вып. 12. М., 1963, с. 79—89.

101. *Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью. — «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 6, с. 3—19.

102. *Несмеянов С. А.* О новой находке южного склона в молассах северо-западной Ферганы. — «Докл. АН ТаджССР», 1964, т. VII, № 5, с. 36—38.

103. *Николаев Н. И.* Генетические типы новейших континентальных отложений. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1946, т. 21, с. 25—64.

104. *Николаев Н. И.* Изучение работы проточных вод. — В кн.: Справочник путешественника и краеведа. Т. II. М., Географгиз, 1950, с. 71—92.

105. *Нурматов А.* Формирование четвертичных отложений Центральной Ферганы. Автореф. канд. дис. Ташкент, «Гидроингео», 1969. 27 с.

106. *Обручев В. А.* К вопросу о происхождении лёсса (в защиту золотой гипотезы). — «Изв. Томского технологического ин-та», 1911, т. 23, № 3, с. 1—38.

107. *Обручев В. А.* Полевая геология. Т. II. Изд. 4-е. М. — Л., Госгортехиздат, 1932. 317 с.

108. *Обручев В. А.* Проблема лёсса. — В кн.: Труды 2-й Междунар. асоц. по изучению четвертичного периода Европы. Вып. 2. Л. — М., Госгеолразведиздат, 1933, с. 133—147.
109. *Обручев В. А.* Лёссы и молодые движения земной коры в Средней Азии. — «Природа», 1954, № 12, с. 124—126.
110. *Павлов А. П.* Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. — «Изв. Геолкома», 1889, т. VII, № 9, с. 243—262.
111. *Павлов А. П.* О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод. — «Землеведение», 1889, т. V, с. 91—147.
112. *Павлов А. П.* О туркестанском и европейском лёссе. — «Бюл. МОИП. Протоколы», 1903, № 4—9, с. 23—30.
113. *Павлов А. П.* О туркестанском лёссе и близких к нему отложениях. — «Почвоведение», 1909, т. XI, № 3, с. 247—248.
114. *Павлов А. П.* О древнейших на земле пустынях. — В кн.: Дневник XII съезда естествоиспытателей и врачей. Отд. I, 1910, с. 302—330.
115. *Павлов А. П.* Дополнение к главе XXV «Работа текучих вод» геологии Ога. Изд. 3-е. М., Госиздат, 1924, с. 422.
116. *Павлов А. П.* Статьи по геоморфологии и прикладной геологии. М., изд. МОИП, 1951. 184 с.
117. *Попов В. И.* Фациальное развитие осадков горных склонов и подгорных пустынных равнин. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 192—205.
118. *Попов В. И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, изд-во АН УзбССР, 1954. 524 с.
119. *Попов В. С.* О золотоносности мезозойских конгломератов в системе р. Нарына. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 3, с. 139.
120. *Равский Э. И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., «Наука», 1972. 336 с.
121. *Раевский М. И.* Четвертичные отложения дельты р. Таджен. — «Изв. АН ТССР. Сер. физико-техн., химич. и геол. наук». 1963, № 1, с. 68—73.
122. *Резвой Д. П.* Некоторые особенности складчатых дислокаций древних сухих дельт Южной Ферганы. — «Землеведение. Нов. серия». Т. 4, М., изд-во МГУ, 1957, с. 235—237.
123. *Резвой Д. П.* Брекчии осыпей Южной Ферганы как своеобразный тип четвертичных отложений. — «Землеведение. Нов. серия». Т. 4, М., изд-во МГУ, 1957, с. 238—241.
124. *Рожков И. С.* Состояние проблемы изучения золотоносности конгломератов на территории СССР. — В кн.: Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., «Наука», 1969, с. 7—28.
125. *Сели в СССР и меры борьбы с ними.* М., «Наука», 1964. 282 с.
126. *Синицын В. М.* Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967. 232 с.
127. *Скворцов Ю. А.* Юные тектонические движения Тянь-Шаня и генезис лёсса Приташкентского района. — В кн.: Труды Всесоюз. рабочего совещ. по итогам изучения четвертичного периода в Ташкенте в 1948 г. Ташкент, изд-во ФАН УзбССР, 1953, с. 14—35.
128. *Скворцов Ю. А.* Генетические типы четвертичных отложений в речных долинах. — «Изв. Узбекистанского филиала Всесоюз. географического о-ва СССР», 1956, т. 2, с. 11—34.
129. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962. 549 с.
130. *Султанходжаев А. Н.* Ферганский артезианский бассейн. Ташкент, «ФАН», 1972. 246 с.
131. *Твенгофел У. Х.* Учение об образовании осадков. М. — Л., ОНТИ НКТП СССР, 1936. 916 с.
132. *Твердохлебов В. П.* О раннетриасовом пролювии Приуралья и времени проявления складко- и горообразовательных процессов на Урале. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 4, с. 42—50.

133. *Тетюхин Г. Ф.* К стратиграфии лёссовых пород Приташкентского района. — В кн.: Уч. зап. Средне-Азиат. науч.-исслед. ин-та геол. и минер. сырья. Вып. 3, 1960, с. 33—38.
134. *Тетюхин Г. Ф.* История формирования четвертичного покрова Узбекистана. Автореф. докт. дис. Ташкент, Гидроингео, 1971. 40 с.
135. *Тетюхин Г. Ф., Исламов А. И.* Путеводитель экскурсий симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Ташкент, «ФАН», 1969. 45 с.
136. *Трофимов В. С.* О происхождении золота в некоторых древних конгломератах на территории СССР. — В кн.: Проблемы металлоносности древних конгломератов. М., «Наука», 1969, с. 58—63.
137. *Трофимов В. С.* Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. М., «Недра», 1967. 299 с.
138. *Турбин Л. И., Александрова Н. В.* Лёссовые породы Тянь-Шаня. — В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970, с. 89—105.
139. *Федорович Б. А.* Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии. — В кн.: Проблемы палеогеографии четвертичного периода. М. — Л., 1946, с. 152—174.
140. *Условия образования и закономерности размещения четвертичных россыпей в Узбекистане.* — В кн.: Тезисы докл. IV Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. Киев, 1973, с. 47—48. Авт.: Х. Т. Туляганов, Л. З. Палей, В. Б. Августовский, С. К. Ходжаев.
141. *Усманов И.* Формирование генетических типов четвертичных отложений Центральной и юго-восточной частей Каршинской степи, их состав и свойства. Автореф. канд. дис. Ташкент, Гидроингео, 1970. 19 с.
142. *Флинт Р. Ф.* Ледники и палеогеография плейстоцена. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 576 с.
143. *Хужирское месторождение золота, связанное с древними конгломератами.* — В кн.: Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., «Наука», 1969, с. 139—145. Авт.: А. П. Мордвин, А. М. Скарбкин, П. И. Шамес, Т. Ф. Коваль.
144. *Черняховский А. Г.* Современное лессообразование в высокогорных степях Внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., «Наука», 1966, с. 17—34.
145. *Шанцер Е. В.* Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР. Вып. 2, 1950, с. 178—191.
146. *Шанцер Е. В.* О генетических типах континентальных отложений и генетических типах россыпей. — В кн.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965, с. 14—27.
147. *Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., «Наука», 1966. 239 с. («Труды ГИН АН СССР». Вып. 161).
148. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М., Гостеолтехиздат, 1958. 416 с.
149. *Шер С. Д.* Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М., «Недра», 1974. 256 с.
150. *Шлягина В. Ф.* Особенности гидрогеологических условий конусов выноса в предгорном плейсте Заилийского Алатау. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.-минер. наук». 1963, вып. 3, с. 47—60.
151. *Шульц С. С.* Складчатые дислокации конгломератов сухих дельт Южной Ферганы. — В кн.: Труды советской секции ИНКВА. Вып. 4, с. 37—48.
152. *Шульц С. С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948. 233 с.
153. *Шульц В. Л.* Реки Средней Азии. М., Географгиз, 1949. 196 с.
154. *Щукин И. С.* Общая геоморфология, т. 1. М., изд-во МГУ, 1960, с. 615.

155. Яковлев Д. И. Заметка о работе проточных вод в предгорных пространствах северо-западного Семиречья. — «Изв. ВГРО», 1932, вып. 31, с. 17—20.
156. Яковлев С. А. Литологический состав. — В кн.: Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 26—38.
157. Яковлева В. В., Шустов В. П., Миролюбова З. П. Перспективы золотоносности докембрийских конгломератов Карелии. — В кн.: Проблемы металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., «Наука», 1969, с. 95—100.
158. Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., изд. МОИП, 1953, 736 с.
159. Anderson G. S., Hussey K. M. Alluvial fan development at Franklin Bluffs, Alaska. — «Proc. Yowa Acad. Sci.» 1962, vol. 69, p. 55—61.
160. Beatty C. B. Origin of alluvial fans, White Mountains, California and Nevada. — Assoc. Am. Geograph. Ann., 1963, vol. 53, p. 516—535.
161. Beatty C. B. Age and estimated rate of accumulation of an alluvial fan, White Mountains, California, U. S. A. — «Amer. J. Sci.», 1970, vol. 268, N 4, p. 50—77.
162. Blackwelder E. Desert plains. — «J. Geol.», 1931, vol. 39, N 2, p. 815—831.
163. Blissenbach E. Geology of alluvial fans in semiarid regions. — «Bull. geol. Soc. Amer.», 1954, vol. 65, N 2, p. 175—190.
164. Bluck B. J. Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada. — «J. Sediment. Petrol.», 1964, vol. 34, N 2, p. 395—400.
165. Bull W. B. Geometry of alluvial fans in Western Fresno County, California. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1960, vol. 71, N 12, pt. 2, p. 1836—1837.
166. Bull W. B. Types of deposition on alluvial fans in Western Fresno County, California. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1960, vol. 71, N 12, pt. 2, p. 2052.
167. Bull W. B. Relation of alluvial-fan size and slope to drainagebasin size and lithology in Western Fresno County, California. — «Geol. Surv. Prof. Paper.», 450-B, 1962, p. 51—53.
168. Bull W. B. Alluvial-fan deposits in Western Fresno County, California. — «J. Geol.», 1963, vol. 71, N 2, p. 243—251.
169. Bull W. B. Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno County, California. — «Geol. Surv. Prof.» Paper N 352-E, 1964, 129 p.
170. Bull W. B. Alluvial fans and near-surface subsidence in Western Fresno County, California. — «Geol. Surv. Prof.», Paper N 437-A, 1964, 71 p.
171. Bull W. B. Alluvial fans. — «J. Geol. Educ.», 1968, vol. 16, N 3, p. 385—405.
172. Cox D. P. Regional environment of the Jacobina auriferous conglomerate, Brazil. — «Econ. Geol.», 1967, vol. 62, No 6, p. 773—780.
173. Denny C. S. Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada. — «Geol. Surv. Prof.» Paper 466, 1965, 62 p.
174. Denny C. S. Fans and pediments. — «Amer. J. Sci.», 1967, vol. 265, N 2, p. 81—105.
175. Eckis R. Alluvial fans of the Cucamonga district, Southern California. — «J. Geol.», 1928, vol. 36, N 3, p. 224—247.
176. Hooke R. Le B. Steady-state relationships on aridregion alluvial fans in closed basins. — «Amer. J. Sci.», 1968, vol. 266, N 8, p. 609—629.
177. Kukal Z., Saadallah A. Composition and rate of deposition of the recent dust storm sediments in Iraq. — Casopis pro mineral geol., Roc., 15, cis. 3, 1970, c. 227—234.
178. Lahee F. H. Field geology 4-th ed., McGraw-Hill Book Co., N. Y., 1941, 275 p.
179. Late preistocene loesses of midwestern United States of America. — Biul. perygl acjalny. odz., 1963, N 12, p. 111—118. Aut.: J. C. Frye, H. D. Glass, A. B. Leonard, H. B. Willman.

180. *Lawson A. C.* The petrographic designation of alluvial-fan formations. — «Bull.», 7, Univ. of California publications Bull. Dep. geol., 1913, vol. 7, N 15, p. 325—334.
181. *Leighton M. M., Willman H. B.* Loess formations of the Mississippi Vallex. — «J. Geol.», 1950, vol. 58, N 6, p. 599—623.
182. *Macoun J.* Príspevek otazce vzniku a stari proluviálních sedimentu na upati Oderskýchvrchu. Přírodovědecký sborník Ostravského kraje, 1958, 19, N 1, c. 84—88.
183. *Melton M. A.* The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona. — «J. Geol.», vol. 73, N 1, 1965, p. 1—38.
184. *Penck A., Bruckner E.* Die Alpen im Eiszeitalter. In drei Banden. T. 1—3. Leipzig, Tauchnitz, 1909. 1199 S.
185. *Pumpelly R. W.* Physiographic observations between the Syrdarya and lake Kara Kul on the Pamir in 1903. — «Exploration in Turkestan». Carnegie Institution. Washington, 1905, 183 p.
186. *Swineford A., Frye J. C.* Petrography of Peoria loess in Kansas. — «J. Geol.», 1951, vol. 59, N 4, p. 306—322.
187. *Tolman C. F.* Erosion and deposition in the southern Arizona bolson region. — «J. Geol.», 1909, vol. 17, p. 706—747.
188. *Treskinsky S.* Desert placers. — «Min. Mag.» 1933, vol. 49, N 4, p. 219—223.
189. *Tricart J.* Le cone de dejections du Giessen, pres Sélestat (feuille de Colmarau 80 000 e). — «Bull. Surv. carte geol.». France, 1955, t. 53, N 246, p. 211—219.
190. *Trowbridge A. C.* The terrestrial deposits of Owens Valley, California. — «J. Geol.», 1911, vol. 19, p. 706—747.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Аккумулятивная фаза формирования конуса 112
Аллювий 1, 19, 20, 22, 24
— констративный 24
Аллювиальный веер 25
Аллювиально-веерная формация 25
Аллювиальный конус выноса 25
Аллювиальный предгорный склон 25
Аллювиально-пролювиальные образования 23, 163
Аллювий в пролювиальной форме 24
- Бахада 25
- Валунники слоистые 166
Влажность относительная 131, 218
Воды самоизливающиеся 215
Впадины межгорные 1, 15
— предгорные 15
Вулканогенно пролювиальные отложения 167
- Гажи 69
Генетический тип 12, 21, 22
Географические варианты пролювия 154
Главный Джунгарский разлом 138, 153
Гласис 25
Горизонтальные перемещения 150
Горст 148, 149, 150
Грабен 148, 149
Грунтовые воды 213
Группа озерных отложений 21, 22
Группа отложений русловых водных потоков 22
- Дельта водная 16, 157
— наземная 16, 18, 155
— предгорного подтипа 16
Дельта подножия 18
— субазральная 15, 155
— сухая 15, 18, 155, 163, 164
— «живая» 18
— лопастная 143, 155
- «мертвая» 18
— полуовальная 143
— полукруглая 144
— свободная 19
— фиксированная 19
Делювий 20, 21, 105
— горный 154
Делювиально-пролювиальные образования 162
Динамические фазы аллювия 25
- Золото дисперсное 211
— «плавучее» 211, 213
Зона веерно-лессовая (фаналевритовая, также вееромелкоземистая) 30
— веерно-застойная (плейсовая) 30
— веерно-обломочная (фангломератовая) 30
— вершинная 26, 30
— выклинивания вод 214, 215
— краевая 26, 30
— передовая 30
— переходная и периферическая 30
— поглощения вод 214
— срединная 26, 30
— транзита вод 214
— центральная 30
- Кинетогенные варианты пролювия 157, 218
Климатогенные варианты пролювия 163, 218
Комплексы 10
Конгломерат рыхлый 26
Контрастность рельефа 20
Конусовидный аллювий 23
Конусы выноса 4, 7, 14, 17, 18, 139
— «живые» 18
— «мертвые» 18
— недоразвитые 19
— овражных ручьев 21
— подгорные 15
Конусные террасы 7, 25, 148
Конусообразная форма устьевых накоплений 144

- Лёсс 5, 13, 30, 106, 174, 175, 177,
 179, 180, 182, 184, 187, 189, 190,
 192, 218
 — каменный («шох») 192
 — золотый 178
 Лёссовые массивы 189
 — породы 175
 Лёссовидная порода 30, 174, 175,
 179, 193, 218
 — фация 14
 Лёссовая формация 13
- Моласса 3
 Микроконусы 20
- Образования ритмично-слоистые 62
 Озерные отложения 22
- Парагенезис 13
 Парагенетический ряд водный 21
 Парагенетическая группа 22
 Педимент, увенчанный конусами вы-
 нося 25
 Перлювий 19
 Подгорно-веерный пояс 3
 Подгорные шлейфы 3
 Потоки водокаменные 87
 Проловий 3, 4, 5, 12, 13, 14, 19,
 22, 23, 24, 25, 26, 28, 31, 107,
 154, 155, 158, 217, 218
 — «аридный» 137
 — временных потоков 23, 26, 74,
 100, 154
 — вулканогенный 167
 — межконусный 75, 99, 105
 — монофациальный 164
 — обрушенный 164, 165
 — «плювиальный» 137
 — постоянных рек 23, 26, 100, 154
 — равнотриасовый 4, 5
 — собственно-подгорных шлейфов 75
 — спущенный 164, 165
 — типичный 168, 169
 Проловиальная гипотеза лёссовобра-
 зования 187
 Проловиально-равнинный пояс 3
 Почва погребенная 95
 Пьедесталы 12
- Равнина подгорно-веерная 15
 — подгорная 16, 27
 — пролювиальная 15
 Разломы глубинные 210
 Река временная 16
 — постоянная 16
- Рельеф грядово-ложбинный 74
 Россыши автохтонные 212
 — аллохтонные 211, 212
 — дальнего сноса 211
 — квазиавтохтонные 212
 — «метаморфизованные» 213
 — остаточной концентрации 211
 — реликтовые 211
 Русловые ложбины неясно выражен-
 ные 89
- Саморазвитие конуса выноса 109
 Сдвиги пролювиальных отложений
 150
 Сели грязекаменные 86
 Селевые образования 22
 Слой вздернутого 147
 Слоистость горизонтальная 41
 — гнездообразно-линзовидная 43
 — грубая горизонтальная ритмиче-
 ская 84
 — диагональная 87
 — изогнутая 99
 — косая 83, 92, 156
 — неправильно-линзовидная 79
 — почти горизонтальная грубая 78,
 87, 172
 — почти горизонтальная мелкая 77,
 87
 — почти горизонтальная невыдер-
 жанная 81
 — тонкая горизонтальная 93, 171
 Солифлюкция тропическая 18
 Солончак (сор) 66
 Стадия вершинного врезания конуса
 выноса 109
 — криогигротическая 134
 — криоксеротическая 134
 — общего роста конуса выноса 109
 Структура псефитовая 51, 52
 — алевритовая 51, 52
 — пелитовая 51, 52
 — псаммитовая 51, 52
 — смешанная 51
- Субстадия регрессивного развития
 фациальных зон пролювия 109
 — трансгрессивного развития фа-
 циальных зон пролювия 109
 Субфация болотно-солончаковая 65,
 100, 218
 — вершинных разливов 48, 49, 100,
 218
 — иссякающих вееров 54, 55, 89,
 100, 218
 — концевых частей транзитных рус-
 ловых ложбин 65, 100, 218
 — междрусловых разливов 54, 57,
 91, 100, 218

- мелких временных застойных водоемов 54, 62, 100, 218
- озеровидных разливов 71, 100, 218
- побочная 124, 149
- распластывающихся потоков 65, 100, 218
- русел 44, 49, 86, 100, 218
- селевая 46, 49, 86, 100, 218
- стречневая 124, 149
- транзитных русловых ложбин 54, 100, 218
- устьевых выносов мелких боковых рукавов 47, 49, 89, 100, 218

Такыр 66

Тектоногенные подтипы пролювия 157, 218

Тиллитоподобные породы 4

Фаза эрозионно-аккумулятивная 114, 217

Фангломерат 25

Фанконгломерат 87

Фация веерная 27, 30, 32, 39, 49, 51, 87, 88, 99, 100, 218

— внутренняя 30, 164

— застойновидная 28, 30, 32, 39, 64, 65, 71, 100, 218

— краевая (шлейфовая) 30, 164

— потоковая 27, 30, 32, 39, 51, 75, 83, 84, 99, 100, 218

Форма устьевых выносов конусообразная 35, 36

— полукруглая 35

— полуовальная 35

Шлейф пролювиальный 11

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
Глава I. Некоторые вопросы стратиграфического расчленения четвертичных пролювиальных отложений Средней Азии и Южного Казахстана	6
Глава II. Пролувий как генетический тип континентальных осадочных образований	12
Глава III. Общие принципы фациального расчленения пролювия	26
Глава IV. Характеристика фаций пролювия постоянных рек	39
1. Потоквая фация	39
2. Веерная фация	49
3. Застойноводная фация	64
Глава V. Характеристика фаций пролювия временных потоков (пролювий подгорных шлейфов)	74
А. Пролувий собственно-подгорных шлейфов	75
1. Потоквая фация	75
2. Веерная фация	87
Б. Межконусный пролювий	99
Глава VI. Стадии развития позднеплейстоценовых конусов выноса	109
Глава VII. Значение климата и неотектоники в образовании пролювия	132
1. Значение климата в образовании пролювия	132
2. Влияние неотектоники на образование пролювия	138
Глава VIII. Географические варианты пролювия и его соотношения с воднодельтовыми накоплениями некоторых рек Средней Азии и Южного Казахстана	154
1. Географические варианты пролювия	154
2. Соотношение пролювия с воднодельтовыми накоплениями некоторых рек Средней Азии и Южного Казахстана	169
Глава IX. Пространственные и генетические соотношения пролювия и лёсса в Средней Азии и Южном Казахстане	174
1. Общие замечания	174
2. Лёсс как гипотетическая фация пролювия	180
Глава X. Практическое значение изучения пролювия	195
1. Роль пролювиальных процессов в накоплении ценных минералов	195
2. Роль конусов выноса в накоплении грунтовых вод	213
Заключение	217
Список литературы	220
Предметный указатель	229

2 р. 60 к.

2604

НЕДРА